



بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



مجموعه مقالات

بیست و سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران

بزرگترین همایش علمی مجازی

فعالان حوزه

زمین شناسی و علوم وابسته کشور با حضور اساتید برجسته

تاریخ برگزاری: ۲۰ و ۲۱ آبان ماه ۱۳۹۹

به صورت مجازی

برگزاری

یست و سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران

و نشست های تخصصی



«اکتشافات ژرف» «سئالوژنی ایران»

«صفت کوهرنگ»



محورهای همایش:

یافته های جدید در علوم زمین (زمین شناسی اقتصادی، تکتونیک، چینه شناسی، دیرینه شناسی، پتروژئولوژی، زئودینامیک ایران و ...)، زمین شناسی نفت و مخازنات طبیعی، اکتشافات ذخایر ژرف، گرایش های بین رشته ای و کارآفرینی در علوم زمین، گوهرسنگ ها، زمین گردشکری، زمین شناسی زیست محیطی، سنجش از دور، نسیر روش های آموزش و پژوهش علوم زمین با کرونا

نحوه برگزاری: به صورت مجازی
زمان برگزاری: ۲۰ و ۲۱ آبان ۱۳۹۹
تاریخ ارسال مقالات: ۱۳۹۹/۰۵/۱۰
آخرین فرصت ارسال مقالات: ۱۳۹۹/۰۶/۳۱



دیرخانه: تهران، بلوار آفریقا، بالاتر از بلوار صبا، کوچه عاطقی شرقی، ساختمان آسیا، طبقه دوم، واحد ۱۱
تلفن: ۰۲۱۲۲۹۲۵۲۶۳، فکس: ۰۲۱۲۲۹۲۵۲۷۱

وبسایت: Geosociety.ir، ایمیل: Geosocietyofiran@gmail.com



- ۱..... پتروژنز و موقعیت ژئوتکتونیک توده ساب ولکانیکی جنوب جنبه (شمال غرب زفره- پهنه ماگمایی ارومیه- دختر).
- ۱۳..... دماسنجی گارنت-بیوتیت و فشارسنجی گارنت-آلومنوسیلیکات-پلاژیوکلاز-کوارتز (GASP) در زون سنندج-سیرجان: بلوک تنبور، جنوب ایران
- ۲۴..... تشکیل و تکامل حوضه اقیانوسی مزوزوئیک سبوار: کافتزایی حوضه نئوتتیس بر روی پیسنگ کادومین ایران مرکزی
- ۳۶..... لوکوگرانیتهای نوع A در الوند: شیمی کانی، ژئوشیمی و پتروژنز
- ۴۶..... ویژگی های ژئوشیمیایی و ماهیت پتروولوژی سنگ های آتشفشانی شمال جعفرآباد(جنوب شرقی کاشان)
- ۶۳..... ماگماتیسم درون صفحات و نقش پلومهای گوشتهای
- ۷۸..... مروری بر سنگهای آتشفشانی کرتاسه در ایران
- ۸۶..... ژئوشیمی کانیهای ایلمنیت و مگنتیت با تأکید بر دماسنجی و تخمین فوگاسیته اکسیژن در سنگهای نفوذی شرق مرق، جنوب غرب کاشان
- ۹۵..... بررسی و مقایسه پتروگرافی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی قدیمی و جوان سیلان
- ۱۰۶..... ریزساختارهای دگرشکلی متا گرانیت و متا ولکانیکهای اسیدی کرتاسه جنوب سقز
- ۱۱۶..... شواهد اختلاط ماگمایی در گرانیتوئید کرتاسه جنوب سقز
- ۱۲۴..... مطالعه پتروولوژی سنگ های آندزیتی الیگومیوسن غرب تربت حیدریه
- ۱۳۲..... مطالعه میزان دگرگونی توده نفوذی گابرویی کوه ارغون، جنوب غرب ماهنشان
- ۱۴۱..... شیمی کانی، دما- فشارسنجی و ژئوکرونولوژی دایکهای تراکیآندزیتی قطع کننده مجموعه پیسنگی دوچاه (جنوب شرق شاهرود)
- ۱۵۱..... مطالعه ریزساختارهای آمفیبولیتهای ممکن (شمال ارومیه)
- ۱۵۹..... زمین شناسی و سنگنگاری توده نفوذی ترشن، شمالباختر ایران
- ۱۶۸..... زمینشیمی و سنگزایی سنگهای گرانیتی دریان- جنوب کوههای میشو(شمال باختری ایران)
- THE ROLE OF SHEAR ZONES AND LOWER CRUSTAL FLOW IN THE EVOLUTION OF THE V- SHAPED SEDIMENTARY BASINS
- ۱۸۳.....
- ۲۲۴..... ریخت زمین ساخت گسلهای پیرامون حاشیه ساحلی خلیج فارس در شهرستان عسلویه
- ۲۴۷..... برآورد نرخ گشتاور زمین شناسی در پهنه فارس
- ۲۵۵..... مطالعه تنش و آهنگ کرنش در منطقه البرز با استفاده از سازوکار کانونی زمین لرزه ها
- ۲۶۳..... جایگاه چین خوردگی های هم لرزه در ارزیابی خطرات لرزه ای مجامع شهری (مطالعه موردی شهر بیرجند - خاور ایران)

- ۲۷۱..... نقش بلوک‌های ساختمانی در کانی‌زایی (مطالعه موردی ارباب هشتوگان - خاور ایران).....
- ۲۸۱..... نقش گسل‌های پی‌سنگی مدفون در دگرشکلی پهنه‌های برشی خاور ایران.....
- ۲۸۷..... بررسی عوامل اثرگذار بر تکامل چین‌های جدایشی جعبه‌ای شکل با استفاده از مدل‌سازی عددی به روش المان مجزا.....
- ۲۹۷..... بررسی میزان توجه به آموزش توسعه‌پایدار در برنامه درسی زمین‌شناسی پایه یازدهم از منظر مولفه‌های زیست-محیطی.....
- ۳۱۴..... آشنایی با اصول و چهارچوب علم ژئوسیرنتیک.....
- بررسی میزان تولید مواد ارگانیکی (Paleoproductivity) سازند دلچای در برش پریخان در غرب شاهرود بر مبنای مطالعه فرامینفرها و مطالعات میکروفاسیسی.....
- ۳۳۲..... اعتبار تطابق چینهای دوردست برای توالیهای کرتاسه بر پایهی فرامینفرای پلانکتون: ضرورت بهکارگیری چیننگاری ایزوتوپ کربن.....
- ۳۴۹..... زیست‌چینه‌نگاری سازند لاز در نئوتتیس مرکزی: یک مطالعه‌ی موردی از البرز مرکزی، ایران.....
- ۳۶۳..... مطالعه توالی رسوبی سازند گورپی بر اساس تعیین حوادث زیستی نانوفسیل‌های آهکی در برش هرم، زاگرس.....
- ۳۷۰..... معرفی زونهای زیستی رسوبات گذر سازند پابده-آسماری در بازه زمانی ائوسن-الیگوسن براساس نانوفسیل‌های آهکی در جنوب شرق شیراز.....
- ۳۸۰..... بازویایان دونین پسین (فامنین) برش روگرد (شمال غرب کرمان).....
- ۳۸۷..... مطالعه پالئوایکولوژی فلیشهای ائوسن در برش گدار عرب (غرب رفسنجان).....
- ۳۹۷..... رخساره‌های تبخیری سازندهای آسماری و پابده (شاتین و آکوینانین) در زاگرس چین خورده و رورانده.....
- ۴۱۲..... اثرات آلودگی‌های زیست‌محیطی در تعیین سن دوکفه‌ایها.....
- ۴۲۲..... چین‌نگاری زیستی سازند آسماری در منطقه‌ی غرب سمیرم، زاگرس مرتفع.....
- ۴۳۲..... بررسی پالئوآکولوژی سازند سرچشمه در برش بهمنجان علیا (کپه داغ) و تاثیر عوامل محیطی بر مرفولوژی مرجانهای اسکراکتینا.....
- ۴۴۵..... ردپای گوشتخواران در سازند آغاچاری (میوسن بالایی-پلیوسن)، تاقدیس بیبی حکیمه، کوههای زاگرس.....
- ۴۵۴..... شناسایی زون‌های ساختمانی و دگرسانی با استفاده از داده‌های ماهواره ای ASTER و Sentinel-2 در منطقه فلززایی فردوس-گناباد-بجستان.....
- ۴۶۲..... مقایسه الگوریتم‌های استخراج پوشش برف با استفاده از داده‌های ماهواره لندست-۸ در ارتفاعات سپیدان.....
- ۴۷۲..... بررسی رسوب‌زایی حوضه آبریز سد نوز در آذربایجان شرقی.....
- ۴۸۴..... اثر موقعیت شیب و نوع کاربری اراضی بر روند تشکیل کانی‌های رسی خاک‌های آهکی استان فارس.....
- ۴۹۱..... بررسی خصوصیات و منشا کانی‌پالیگورسکیت خاکهای گچی منطقه لیستر، گچساران.....
- ۵۰۰..... مقایسه بین شبیه‌سازی متوالی گووسی و جدایش فرکتالی عیار - حجم زون‌های کانسار مس پورفیری مورد مطالعه: کانسار تخت‌گنبد.....

- ۵۱۶ داده کاوی در آنالیز رسوبات آبراهه ای نقشه یک صد هزارم کیوی به منظور شناسایی مناطق پر پتانسیل، استان اردبیل
- ۵۳۴ مقایسه الگوریتم‌های آماری و طیفی جهت نقشه‌برداری دگرسانی‌های گرمابی مرتبط با کانی‌زایی با استفاده از سنجنده ASTER در منطقه آتشفشان تفتان
- ۵۴۵ جداسازی آنومالی‌های ژئوشیمیایی جهت اکتشاف مس و عناصر همراه بر اساس مدل‌سازی فرکتالی عیار- تعداد در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه رود، آذربایجان شرقی
- ۵۵۵ مطالعات ژئومتالورژیک در معدن منیزیت سلطان‌آباد بیچند
- ۵۶۸ کانه‌زایی، ژئوشیمی و ژنز اندیس مس پیرمردان، جنوب شاهرود، سمنان
- ۵۷۹ زمین‌شناسی و کانی‌سازی کانسار فلزات پایه ماهور، شمال شرق بادرود
- ۵۹۲ بررسی داده‌های اکتشافی ژئوشیمی سیلت آبراهه‌ای با کانسارهای هیدروترمال- ماگمایی مس (±طلا) ناحیه ساوه- رزن
- ۶۰۴ بررسی پتانسیل کانی‌زایی زون فلززایی ملوند، شمال شرق طبس، با تاکید بر کانه‌زایی روی- سرب- باریت
- ۶۱۵ ارتباط کانی‌های رسی با شکلهای شیمیایی مس و روی در تعدادی از خاکهای آهکی استان کهگیلویه و بویراحمد
- ۶۲۴ مقدمه‌ای بر زمین‌شناسی آهک دولومیتی در مجموعه آتشفشانی-رسوبی کامبرین زیرین و محیط زمین‌ساختی در کانسار سه‌چاهون، ایران مرکزی
- ۶۳۳ ویژگیهای کانی‌شناسی و زمین‌شناسی فسفاتهای سازند پابده-گورپی، تاقدیس خورموج، جنوب غرب ایران
- ۶۴۲ کانی‌شناسی و ژئوشیمی متالترینت علی‌آباد، باختر محلات
- ۶۵۵ کانی‌شناسی و ژئوشیمی کانسار سرب و روی نسا، باختر خمین، ایران مرکزی
- ۶۶۷ مطالعات سیالات درگیر معدن مس تیپ مانتو کوشک بهرام، ایران مرکزی
- ۶۷۴ کانه‌زایی و عوامل کنترل کننده مربوطه در سری ریزو منطقه انجیراوند اردکان (استان یزد- ایران)
- ۶۹۹ بارزسازی پهنه‌های دگرسانی مجموعه آتشفشانی شمال زاجکان، شمال خاوری ابهر با استفاده از پردازش تصاویر استر
- ۷۱۲ وضعیت زمین‌شناسی مهندسی منطقه آزاد انزلی و بررسی ظرفیت باربری شمع درجاریز
- ۷۲۶ ارائه راهکار برای پایدارسازی جناح راست سد مسجد سلیمان با توجه به شرایط هیدروژئولوژی ساختگاه
- ۷۳۹ ارزیابی پایداری مغار نیروگاه و ترانسفورمر زیرزمینی سد مسجد سلیمان از دیدگاه زمین‌شناسی مهندسی
- ۷۵۰ بررسی پایداری ترانسه‌های جناح راست ساختگاه سد مسجد سلیمان از دیدگاه زمین‌شناسی مهندسی
- ۷۶۱ Sakarya gas field a new gas discovery by Turkey in the Black Sea deep waters
- ۷۷۱ ارزیابی ژئوشیمیایی یکی از ساختمان‌های ناحیه فارس ساحلی ایران
- ۷۸۴ تعیین اختصاصات ژئوشیمی شیل قاعده سازند آچاگیل در یکی از چاه‌های اکتشافی حوضه خزر جنوبی

- اهمیت ریزتخلخل ها در تشکیل مخازن هیدروکربوری در گروه بنگستان دشت آبادان ۷۹۶
- روش های ارزیابی شیلهای نفتی با استفاده از داده های ژئوشیمیایی و پتروفیزیکی ۸۱۴
- پتانسیل یابی هیدروکربوری سنگ منشأهای دشت آبادان ۸۲۲
- ارزیابی و اعتبار سنجی آماري روشهای متداول تعیین ناهمگنی در مخازن کربناته، مطالعه موردی در بخش مرکزی خلیج فارس ۸۳۱
- تشخیص تخلخل در تصاویر سیتیا سکن مغزه با استفاده از شبکه عصبی پیچشی، مطالعه موردی در یکی از مخازن کربناته در بخش مرکزی خلیج فارس ۸۴۴
- شناسایی نوع تخلخل کانیهای رسی با استفاده از داده های آزمایشگاهی و پتروفیزیکی و تاثیر آنها بر کیفیت مخزن در یکی از میداین نفتی جنوب غربی ایران ۸۵۶
- ارزیابی استراتژیکی گاز شیل ها به عنوان یک منبع جایگزین ۸۶۹
- ژئوتورسیم با رویکرد گردشگری درمانی مطالعه موردی؛ گل فشانهای سیستان و بلوچستان ۸۸۰
- تاثیر تکتونیک صفحه ای بر اقلیم، قومیت و زبان ملل مختلف در جهان و ایران ۹۰۳
- زمین گردشگری در منطقه ماهنشان، غرب استان زنجان ۹۱۴
- ارزیابی پتانسیل های شهرستان گناباد برای ایجاد یک ژئوپارک بین المللی ۹۲۵
- قابلیت های شهرستان دامغان به عنوان یک هدف زمین گردشگری ۹۳۵
- مغناطیس سنجی هوابرد با استفاده از پهپاد، مطالعه موردی ۹۴۶
- تأثیر تراوایی بر کاهش سرعت موج استونلی: راستی آزمایی یک انگاره در مخازن کربناته خلیج فارس ۹۵۴
- انواع گوهرسنگ اوپال و چگونگی شناسایی آن ۹۶۲
- بررسی و معرفی کانی های کلکسیونی ایران مرکزی ۹۷۲
- پتانسیل گوهری گارنت در منطقه قراول خانه، شمال غرب دندی ۹۸۹
- بررسی هیدروژئوشیمی آب زیرزمینی دشت یزد - اردکان و تغییرات آن در اثر فعالیت های انسانی ۱۰۰۰
- محاسبه بیلان و تعیین تغییرات حجم آب آبخوان شاهرود ۱۰۱۱
- تکامل ژئوشیمیایی آب زیرزمینی در آبخوان آبرفتی قائمشهر - جویبار، استان مازندران ۱۰۲۱
- ارزیابی کیفی و توزیع مکانی آب های معدنی و آشامیدنی بسته بندی موجود در بازار ایران از دیدگاه غلظت یون سولفات ۱۰۳۵
- ارزیابی مقادیر عناصر آرسنیک و آنتیموان در خاکهای روستای داشکسن (شمال خاور قروه) ۱۰۴۱
- تأثیر فعالیتهای صنعتی بر کیفیت آب زیرزمینی دشت اردکان - یزد ۱۰۴۸

- ۱۰۵۸ زمینشناسی ایران در دوران انقلاب صنعتی چهارم و پساکرونا
- ۱۰۶۶..... Arc Map در نرمافزار Arc Map چند معیاره فازی در نرمافزار Arc Map
- ۱۰۸۰ تحلیل عددی بار استاتیکی وارد بر قطعات بتنی پیش ساخته تونل (مطالعه موردی: تونل خط ۲ قطارشهری شیراز)
- ۱۰۹۲ تحلیل عددی رفتار تغییر شکل پذیری تونل واقع در توده سنگ درزه‌دار (مطالعه موردی: تونل آب بر سد سیمره)

پٲرولوژی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



پتروژنز و موقعیت ژئوتکتونیکی توده ساب ولکانیکی جنوب جنبه (شمال غرب زفره - پهنه ماگمایی ارومیه - دختر)

الهام امانی*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

Amanielham97@gmail.com

سید محسن طباطبایی منش

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

tabatabalimp@gmail.com

چکیده

سنگ‌های اذرین جنوب جنبه با سن ائوسن در شمال شرق اصفهان و در امتداد پهنه ماگمایی ارومیه دختر رخنمون یافته و براساس مطالعات سنگ‌شناسی از تونالیت و گرانودیوریت تشکیل شده و بافت غالب آنها گرانولار، گرانوفیری و پرتیت می‌باشد. ماگمای والد این سنگ‌ها حاصل ذوب بخشی کمتر از ۲۰٪ سنگ منشاء هستند. نمودار تغییرات عناصر ناسازگار Ba نسبت به عناصر ناسازگار Rb و Ce روند خطی با شیب مثبت را برای نمونه‌های وابسته به توده نفوذی جنوب جنبه را نشان می‌دهند و نمودار عناصر ناسازگار-سازگار Ba نسبت به V و روند خطی و منفی را نشان می‌دهند که حاکی از تأثیر تبلور جدایشی در شکل‌گیری این نمونه‌هاست و بالا بودن میزان عناصر ناسازگار در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان گواه بر نقش داشتن پوسته در تحول ماگماتیسم منطقه مورد مطالعه ارزیابی نمود. همچنین در این نمونه‌ها غنی‌شدگی به وسیله محلول‌های موجود در محیط فرورانش و یا آلودگی پوسته‌ای اتفاق افتاده است علاوه بر این موقعیت قرارگیری سنگ‌های نفوذی جنوب جنبه نشان‌دهنده محیط تکتونیکی وابسته به قوس می‌باشد.

کلید واژه‌ها: گرانیتوئید، ائوسن، جنبه، ارومیه - دختر



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Petrogenesis and geotectonics setting of Sub-Volcanic Intrusive body in south of Janbe (Northwest of Zefreh- Urumieh Dokhtar magmatic zone)

Elham Amani*

Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Amanielham97@gmail.com

Seyed Mohsen Tabatabai Manesh

Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

tabatabalimp@gmail.com

Abstract

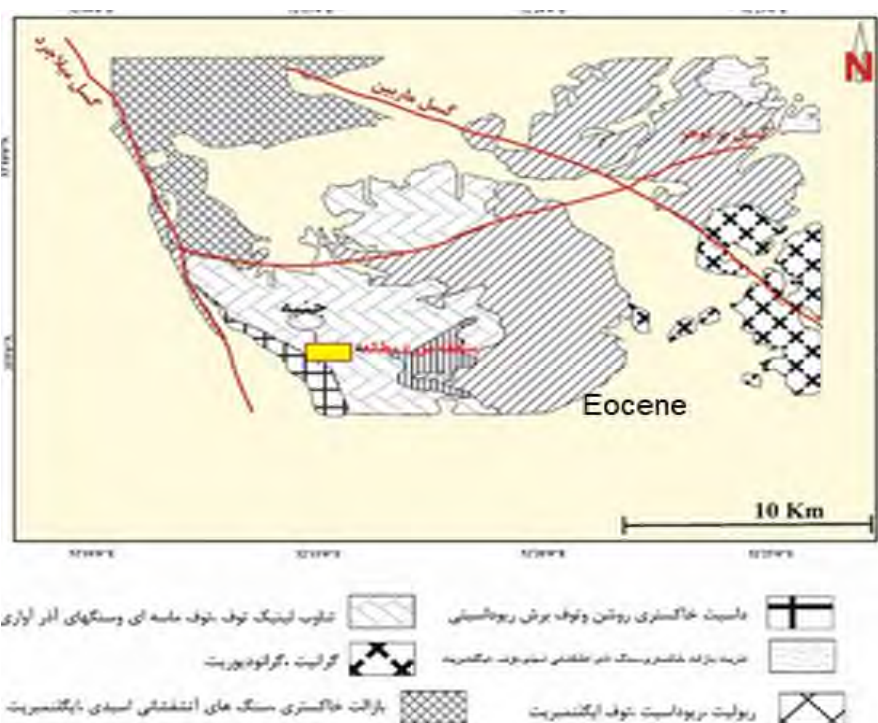
The plutonic rocks in south of Janbe with the age of Eocene is located in the North East of Isfahan and in the Urumieh Dokhtar magmatic zone. The Janbe granitoid mass is composed of tonalite and granodiorit with granular, granophire and pertite textures. The parent magma of these rocks is the melting product of less than 20% of the source rock. The diagram of the changes of incompatible elements Ba with respect to incompatible elements Rb and Ce shows a linear trend with a positive slope for the intrusive mass-dependent samples of the southern aspect. Incompatible-compatible Ba with respect to V and show a linear and negative trend that indicates the effect of separation crystallization in the formation of these samples and the high amount of incompatible elements in the studied samples can be evidence of the role of crust in the magmatism evolution of the case area. The study evaluated that in these samples, enrichment by solutions in the subduction environment or crustal contamination has also occurred. In addition to the location of intrusive rocks, the southern aspect indicates the arc-dependent tectonic environment.

Keyword: Granitoid , UrumiehDokhtar magmatic zone, Janbe



مقدمه

منطقه مورد مطالعه در محدوده نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان در ۷۵ کیلومتری اصفهان و ۱۳ کیلومتری شمال غرب زفره واقع شده است (شکل ۱-۱). مختصات جغرافیایی این منطقه در طول شرقی $52^{\circ}14'34.3''$ تا $52^{\circ}14'20.5''$ و عرض شمالی $33^{\circ}03'30.3''$ تا $33^{\circ}03'51.5''$ در جنوب روستای جنبه قرار دارد که براساس تقسیم بندی زونهای ساختاری ایران در پهنه ماگمایی ارومیه-دختر واقع است. موقعیت زمین‌شناسی و واحدهای سنگی منطقه جنوب جنبه در شکل ۱ آمده است.



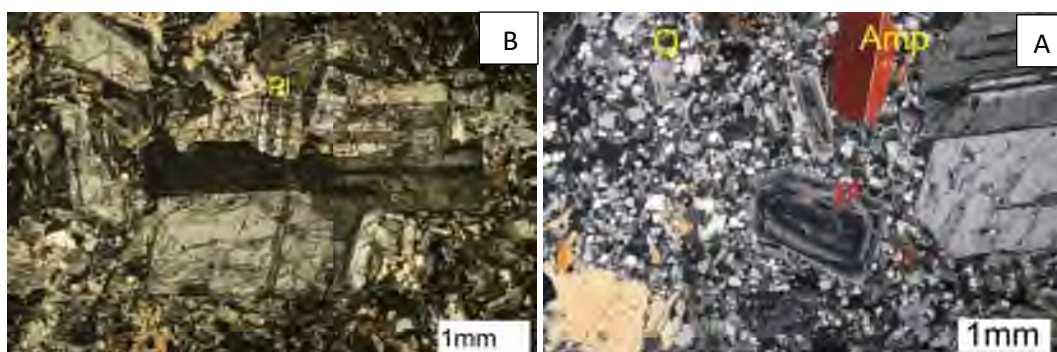
پهنه ماگمایی ارومیه دختر یکی از پهنه‌های مهم ساختاری ایران محسوب می‌شود که نحوه تشکیل این پهنه ماگمایی با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در زمان مزوزوئیک مرتبط است که شکسته شدن پوسته اقیانوسی در حال فرورانش در کرتاسه بالایی و توقف لیتوسفر اقیانوسی شکسته شده در پی آزادسازی آب در سطح لیتوسفر اقیانوسی سبب شده تا گوه گوشته‌ای میزبان آن دستخوش ذوب بخشی قرار گرفته و ماگماتیسیم شدید بعد از ائوسن را رقم زده است [۱].

پتروگرافی

نظر به اینکه عوامل متفاوتی در تشکیل سنگهای آذرین دخیل می‌باشند، سنگها بر حسب شدت تأثیر این عوامل ممکن است دار ای ساخت، بافت و ترکیب کانی‌شناسی و شیمیایی متفاوتی باشند. بر همین اساس سنگ‌های منطقه جنوب جنبه به دو دسته



تونالیت و گرانودیوریت تقسیم می شود شکل ۲. حجم غالب توده‌های نفوذی منطقه، گرانودیوریت‌ها می‌باشند که در بین سنگهای ولکانیکی ائوسن رخنمون پیدا کرده.



شکل ۲) A درشت بلورهایی از آمفیبول و پلازیوکلاز در سنگهای تونالیتی جنوب جنبه (XPL). B - بلورهای آمفیبول و پلازیوکلاز در گرانودیوریت توسط زمینه ای از کوارتز در احاطه شده اند (XPL)

روش مطالعه

پس از انجام بررسی های صحرایی و نمونه برداری، به منظور انجام مطالعات پتروگرافی و کانی شناسی، از نمونه های مورد بررسی مقطع نازک تهیه و نوع کانی ها، ارتباط آن ها با یکدیگر و تعیین بافت مورد بررسی قرار گرفت. به منظور نامگذاری کانیها در تصاویر میکروسکوپی از علائم اختصاری (اوانس و ویتنی، ۲۰۱۰) استفاده شده است. آنالیزهای شیمیایی سنگ کل بر روی ۶ نمونه سالم در موسسه ALS Chemex ایرلند با روش ICP-MS انجام گرفته است. جهت ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی و ژئوتکتونیک سنگ کل از نرم افزارهای Word Perfect ، Newpet20 ، Presentation2002 استفاده گردید. همچنین جهت تفکیک آهن، روش لومتر اعمال شده است.

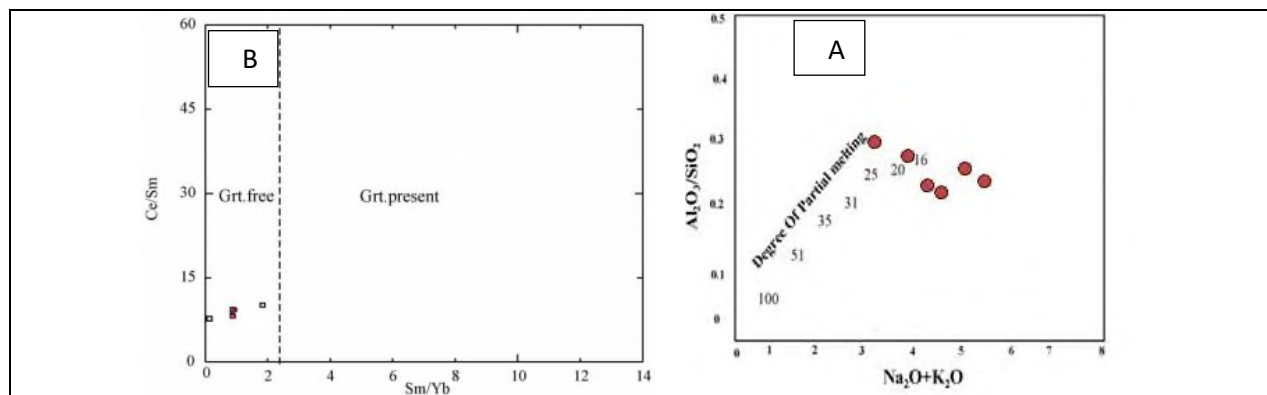
پتروژنز

ترکیب شیمیایی سنگ‌های ماگمایی به ترکیب شیمیایی و کانی شناسی ناحیه منشأ بستگی دارد. ترکیب عناصر اصلی و عناصر فرعی ماگما بوسیله نوع فرایند ذوب و نرخ ذوب بخشی کنترل می‌شود. ترکیب و مشخصات فیزیکی شیمیایی ماگما در حین حرکت به سطح زمین و جایگیری در بین طبقات سطحی توسط عواملی همچون تبلور بخشی، اختلاط ماگمایی، آرایش، هضم و یا مخلوطی از همه این فرایندها به شدت تغییر می‌کند. برای شناخت این عوامل تنها با تکیه بر شواهد پتروگرافی سنگ‌ها نمی‌توان به تحولات ماگمایی پی‌برد و لازم است تغییرات ژئوشیمیایی این سنگ‌ها نیز به منظور درک فرآیندهای موثر در تغییر و تحول آنها بررسی گردد.

تعیین ذوب بخشی سنگ منشا



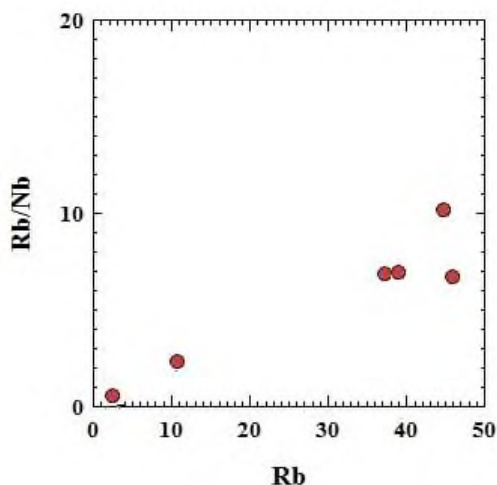
به منظور تعیین درجه ذوب بخشی سنگ منشاء اولیه سنگ‌های مورد بررسی از دیاگرام $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ نسبت به $(\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ استفاده گردید. موقعیت قرار گیری سنگ‌ها ی مورد بررسی در این دیاگرام حاکی از آن است که ماگمای والد این سنگ‌ها ماحصل ذوب بخشی کمتر از ۲۰٪ سنگ منشاء هستند شکل B^۳ همچنین وجود یا عدم وجود گارنت در سنگ منشاء باقی مانده، احتمالاً تأثیر مهمی در ایجاد روندهای جدایشی REEs دارد. بر همین اساس نمودارهایی براساس نسبت عناصر نادر برای بررسی سنگ منشاء ارائه شده است. نسبت Sm/Yb در مذابهای بخشی گوشته در حضور گارنت نسبت به حالتیکه گارنت حضور ندارد سریعتر افزایش می‌یابد، همانطور که نسبت Ce/Sm در جدایش به طورنسبی افزایش می‌یابد. درنسبتهای عنصری Sm/Yb و Ce/Sm برای بررسی حضور یا عدم حضور گارنت درخاستگاه گوشته استفاده شده است. دراین نمودار نسبت $\text{Sm}/\text{Yb}=2/5$ ملاک جدایش دو گستره‌ی گارنت و عدم گارنت است. حساسیت توزیع REEs نسبت به گارنت در سنگ منشاء باقیمانده، پاسخی بر افزایش نسبت Sm/Yb است. با توجه به شکل ۳ (B) موقعیت سنگ‌های پلوتونیک جنوب جنبه در گستره‌ای با مقدار Sm/Yb کمتر از ۲/۵ قرار گرفته که حاکی از عدم مشارکت گارنت در تولید ماگمای اولیه سنگ‌های نفوذی این منطقه دارد. نسبت پایین Ce/Yb در سنگ‌ها نشان دهنده درجه ذوب بخشی بالا و وجود اسپینل در فاز باقی مانده می‌باشد و نسبت بالای Ce/Yb بیانگر درجه ذوب بخشی کم و وجود گارنت در فاز باقی مانده است شکل (۳).



شکل (A) نمودار تعیین درجه ذوب بخشی سنگ منشاء. [2]. (B) موقعیت سنگ‌های نفوذی منطقه در نمودار Sm/Yb نسبت به Ce/Sm . [2].

نقش پوسته و تفریق بلوری در تکامل سنگ‌های منطقه

در نمودار تغییرات خطی Rb نسبت به Rb/N روند خطی Rb نسبت به Rb/Nb نشان دهنده تفریق و نیز رابطه خویشاوندی بین ماگمای مولد باشد که این روند در سنگ‌های این منطقه مشاهده می‌گردد. همچنین مقادیر بالای Rb/Nb بیانگر منشاء پوسته‌ای سنگ‌ها می‌باشد. سنگ‌های نفوذی جنوب جنبه در نمودار تغییرات Rb نسبت به Rb/Nb روند مثبت و خطی را نشان می‌دهند. شکل (۴).



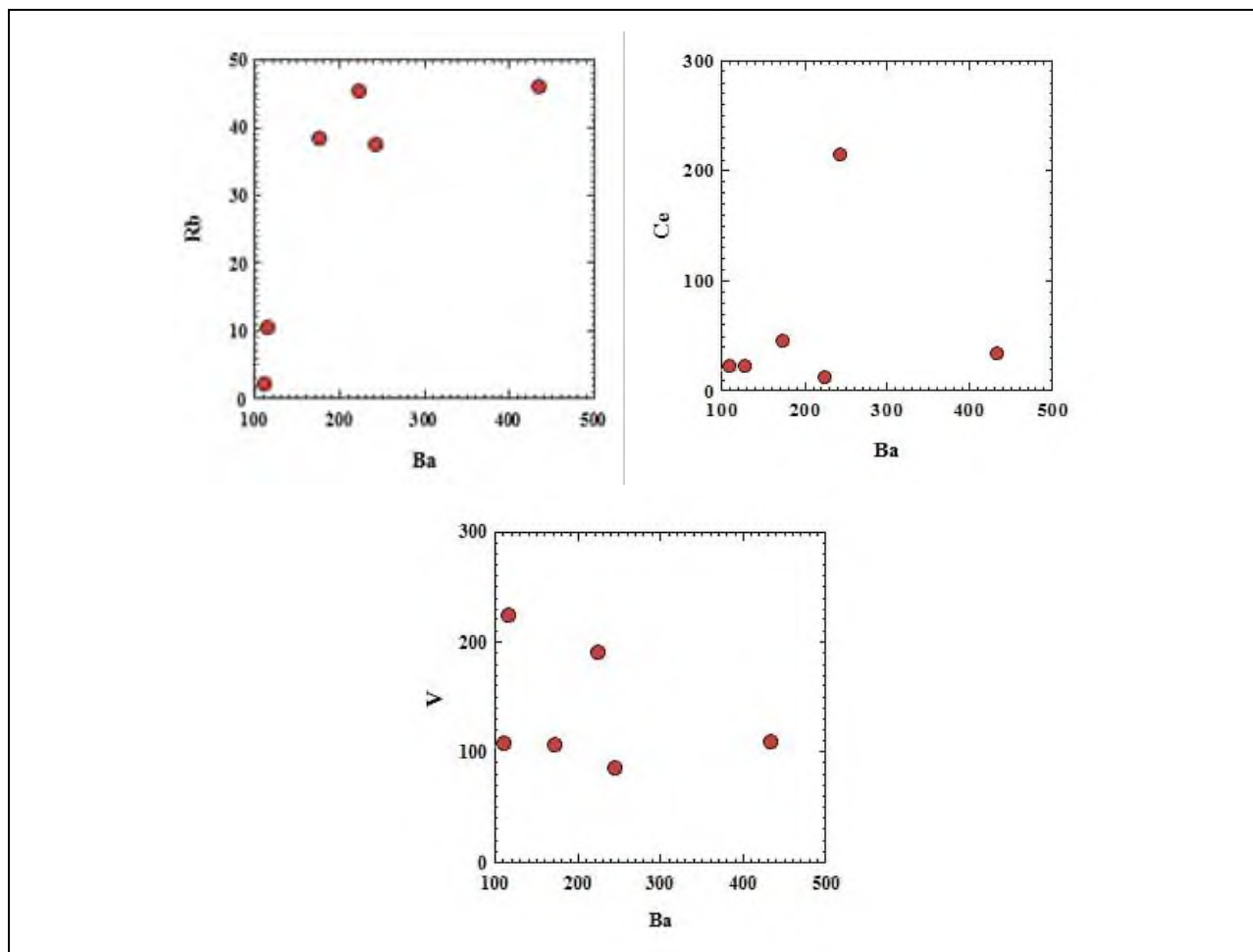
شکل ۴. روند تغییرات Rb نسبت به Rb/Nb [6].

سایر نمودارهای مناسب برای تعیین سیر تحولی ماگما

از آنجایی که پدیده ذوب بخشی و تبلور جدایشی هر دو منجر به ایجاد پدیده‌های نهایی مشابهی در شکل‌گیری سنگ‌های ماگمایی می‌شوند و همچنین ممکن است در ایجاد ارتباط ژنتیکی و زایشی بین سنگ‌ها نیز موثر باشند، لذا برای تشخیص نقش و تأثیر هر یک از این عوامل از نمودارهای عناصر سازگار و ناسازگار در برابر یکدیگر استفاده شد. به عقیده بسیاری از سنگ‌شناسان اگر در یک سری سنگی، نمودار تغییرات دو عنصر ناسازگار دارای روند خطی و مثبت باشد و از مبدا مختصات بگذرد و نیز در نمودار عناصر سازگار-ناسازگار آن سری نیز روند خطی و منفی مشاهده شود، در این صورت می‌توان فرآیند اصلی وابسته به تشکیل سنگ‌های سری یاد شده را تبلور جدایشی دانست و در غیر این صورت ذوب بخشی متعادل با خاستگاه عامل اصلی ارتباط است. نمودار تغییرات عنصر ناسازگار Ba نسبت به عناصر ناسازگار Rb و Ce روند خطی با شیب مثبت را برای نمونه‌های وابسته به توده نفوذی جنوب جنبه را نشان می‌دهند و نمودار عناصر سازگار-ناسازگار Ba نسبت به V روند خطی و منفی را نشان می‌دهند که حاکی از تأثیر تبلور جدایشی در شکل‌گیری این نمونه‌هاست. (شکل ۵).

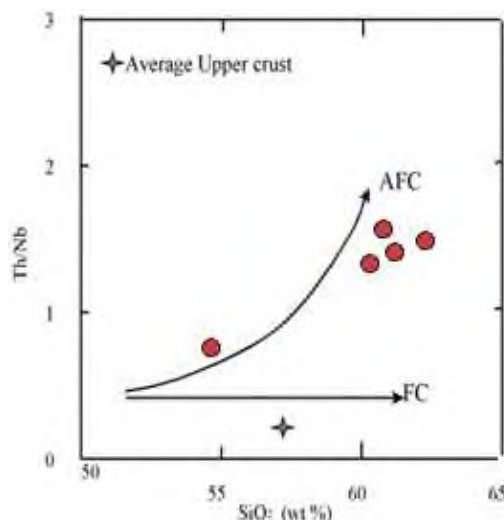


بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۵ بررسی روند تبلور جدایشی در نمونه‌های مورد بررسی

بالا بودن میزان عناصر ناسازگار در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان گواه بر نقش داشتن پوسته در تحول ماگماتیسم منطقه مورد مطالعه ارزیابی نمود. برای روشن‌تر شدن این مسئله از خصوصیات ژئوشیمیایی عناصر نادر و کمیاب و میانگین ترکیب پوسته‌ی بالایی، بر روی دیاگرام‌های مشخص‌کننده نقش مواد پوسته‌ای در تکامل سنگ‌های منطقه استفاده شده است. موقعیت قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در جهت روند تغییرات حاصل از تبلوربخشی-هضم ACF نشان می‌دهد که علاوه بر تبلور بخشی نقش مذاب‌های مشتق شده از ذوب بخشی پوسته در تکامل سنگ‌های منطقه نیز اهمیت دارد (شکل ۶).

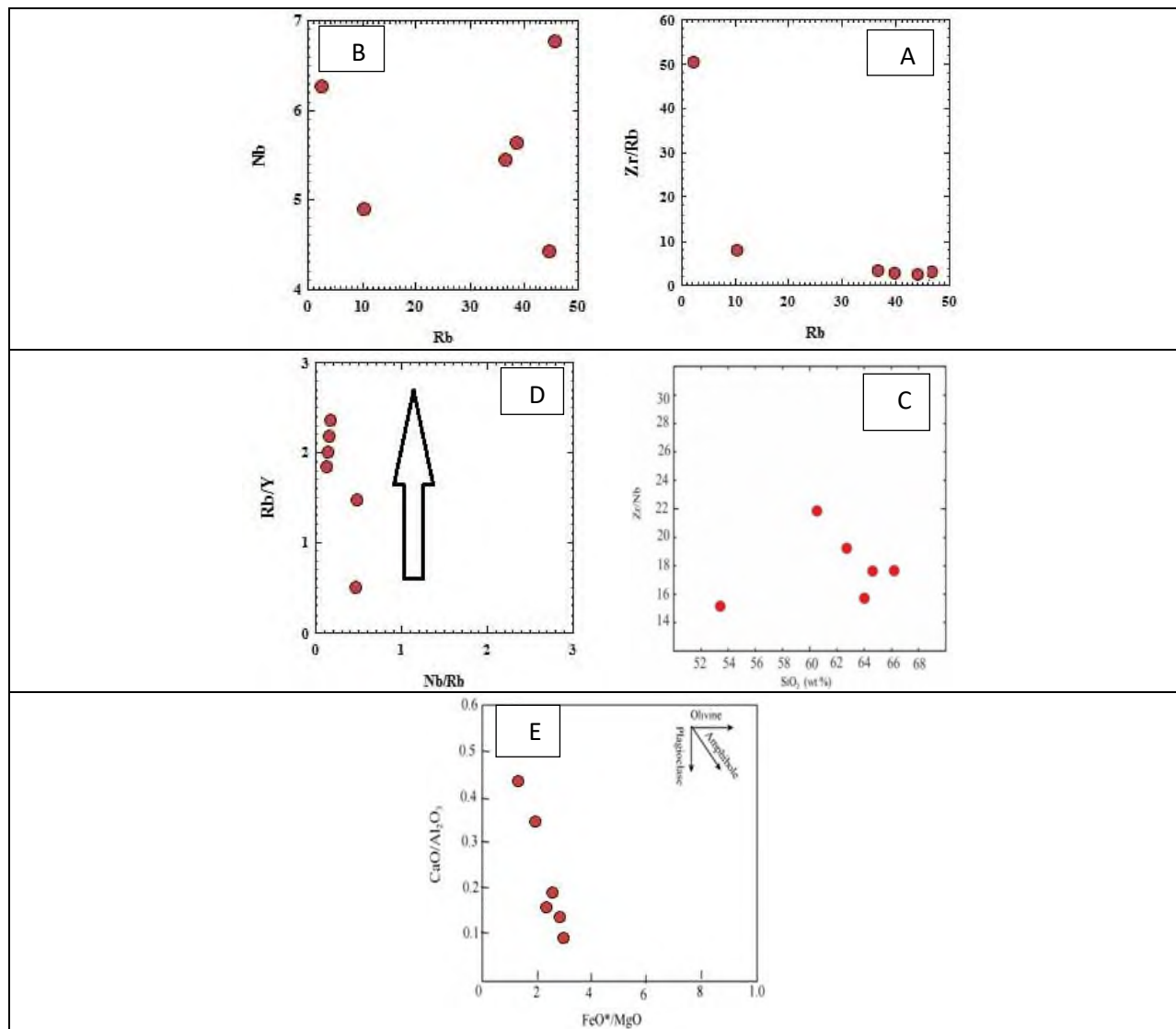


شکل ۷ موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی دیاگرام‌های سیلیس در مقابل Th/Nb مقدار میانگین پوسته بالایی [11] می باشد

با توجه به حساسیت عناصر Zr و Rb نسبت به فرآیند آغشتگی پوسته ای، از نمودار تغییرات Rb در مقابل Zr/Rb به منظور تعیین نقش آرایش پوسته ای، در تشکیل سنگ‌های منطقه استفاده شده است (شکل ۷(A)). روند نزولی در دیاگرام مذکور بیانگر آن است که فرآیند آغشتگی پوسته ای نیز در شکل‌گیری سنگ‌های منطقه مؤثر بوده است. در نمودار تغییرات Rb نسبت به Nb مقدار Rb نسبت Nb در یک تفریق ساده کریستالی، بدون آلودگی با سنگ‌های پوسته ای تغییر زیادی نشان نمی‌دهد. بنابراین تنوع در این نسبت می‌تواند در ارتباط با آلودگی پوسته در هنگام هضم کریستال‌های تفریق یافته باشد (شکل ۷(B)). در نمودار تغییرات Zr/Nb در مقابل SiO_2 از روی دامنه تغییرات Zr/Nb در نمودار تغییرات Zr/Nb در مقابل SiO_2 می‌توان نقش پوسته و تفریق بلوری را در تکامل سنگ‌های منطقه ثابت نمود. بدین ترتیب که روند خطی در این نمودار نشان دهنده شرکت داشتن پوسته در ژن‌ماگما می‌باشد. از طرف دیگر دامنه تغییرات محدود Zr/Nb نشان دهنده مؤثر بودن فرآیند تبلور تفریقی در تکامل سنگ‌های منطقه می‌باشد. موقعیت قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار نشان دهنده مؤثر بودن نقش آرایش پوسته‌ای در تکامل سنگ‌های این منطقه مؤثر می‌باشد (شکل ۷(C)). و در نمودار Nb/Rb در مقابل Rb/Y از نمودار Nb/Rb در مقابل Rb/Y می‌توان جهت تشخیص غنی‌شدگی ماگماها به وسیله سیالات موجود در زون فرورانش، آلودگی پوسته‌ای در حین صعود ماگما و یا غنی‌شدگی درون پوسته‌ای استفاده نمود. روندهای عمودی داده‌ها در این نمودار در نتیجه غنی‌شدگی در زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای به وجود می‌آید، و در نتیجه میزان Rb افزایش می‌یابد، در حالی که غنی‌شدگی درون صفحه ای، با روندی مثبت بین Rb و Nb مشخص می‌شود که در آن نسبت Nb/Y برابر ۱ است. با توجه به اینکه داده‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه دارای روند عمودی هستند، به وضوح می‌توان نتیجه گرفت که در این نمونه‌ها غنی‌شدگی به وسیله محلول‌های موجود در محیط فرورانش و یا آلودگی پوسته ای اتفاق افتاده است (شکل ۷(D)). نمودار FeO^*/MgO در مقابل CaO/Al_2O_3 به منظور بررسی و تعیین عمق تشکیل ماگمای این منطقه و تأثیر گوشته در تشکیل ماگما از نمودار FeO^*/MgO در مقابل CaO/Al_2O_3 استفاده شده است. پراکندگی اغلب نمونه‌ها در امتداد موازی با بردار پلاژیوکلاز بیانگر



تبلورپلاژیوکلاز و ریش‌گرفتن ماگمای مادر سنگ‌های آذرین جنوب جنبه در گستره‌ی پایداری پلاژیوکلاز (نیمه عمیق) می‌باشد. شکل (E).



شکل A نمودار تغییرات Rb در مقابل [4] Zr/Rb. شکل B روند تغییرات Rb نسبت Nb نمونه‌های مورد بررسی نشان دهنده موثر بودن نقش آلودگی پوسته‌ای در تکامل سنگ‌های منطقه دارد [3]. شکل C نمودار تغییرات Zr/Nb در مقابل SiO_2 [11]. شکل D روند عمودی نمونه‌ها در دیاگرام نمودار Nb/Rb در مقابل [12] Rb/Y شکل E نمودار FeO^*/MgO در مقابل CaO/Al_2O_3 [8].

تعیین موقعیت ژئوتکتونیکی گرانیتوئیدهای منطقه جنوب جنبه

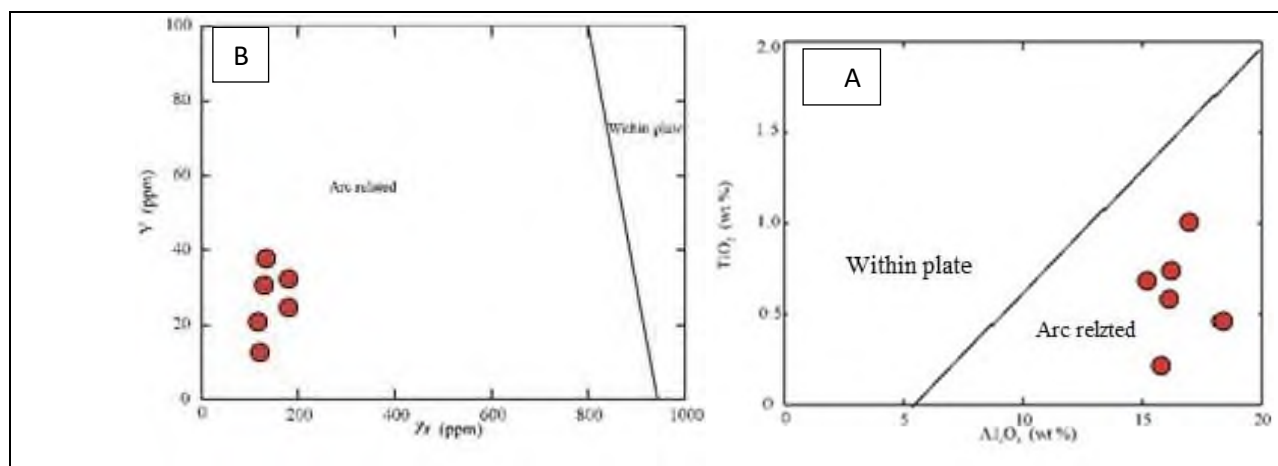


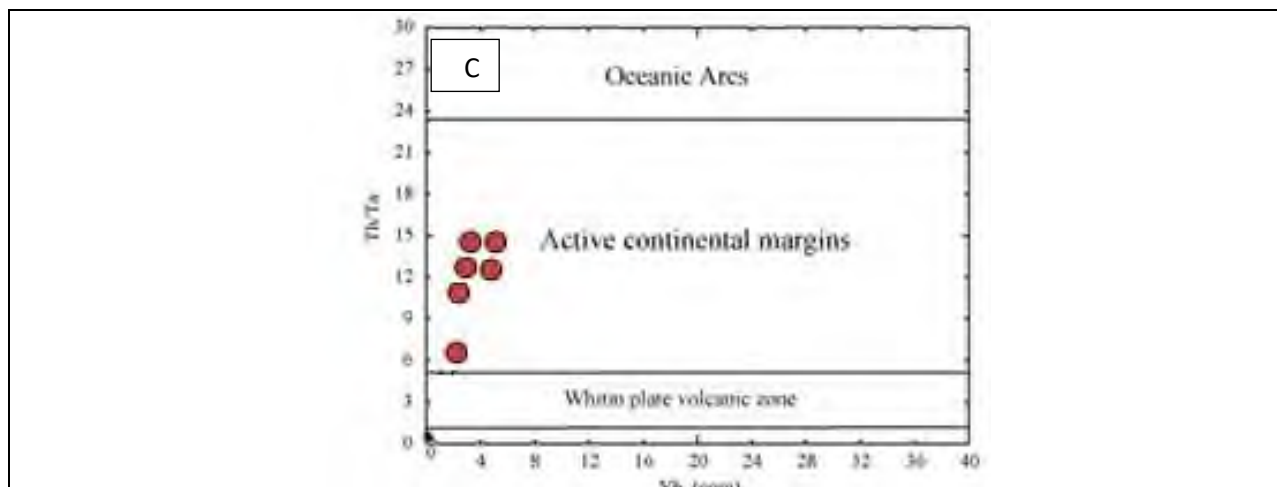
نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 موقعیت تکتونوماگمایی سنگ‌های نفوذی جنوب جنبه بر اساس نمودار Al_2O_3 در برابر TiO_2 در محدوده قوس‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند شکل (۸) A. براساس نسبت Zr/Nb می‌توان مناطق مرتبط با فرورانش و کوهزایی را از مناطق غیرکوهزایی جدا کرد. بدین ترتیب سومر و همکاران معتقدند اگر نسبت Zr/Nb بزرگتر از ۱۰ باشد نشان دهنده ماگماتیسم مرتبط با فرورانش و اگر این نسبت کوچکتر از ۱۰ باشد نشان دهنده یک منبع غیر کوهزایی است. میانگین این نسبت در سنگ‌های منطقه حدود ۱۷/۵ می‌باشد که بیانگر ارتباط سنگ‌های این منطقه با فرآیند کوهزایی و فرورانش است.

بالا بودن نسبت‌های Ba/Nb در سنگ‌های یک منطقه نشان دهنده دخیل بودن عوامل فرورانشی در ماگمای تشکیل دهنده ی سنگ‌های منطقه می‌باشد. نسبت Ba/Nb در سنگ‌های پلونونیک جنبه ۶۳ تا ۱۱۵ می‌باشد.

نسبت Nb/Th در سنگ‌های مورد مطالعه ۰/۵۳ تا ۲/۲۸ است که با توجه به مقدار گفته شده ($Nb/Th < 3$) به عنوان مشخصه سنگ‌های کالک آلکالن در قوس، صحت دارد. غنی شدگی Th نسبت به Nb نیز می‌تواند تأییدی بر محیط قوس آتشفشانی برای مجموعه نفوذی مورد نظر باشد.

قوس‌های آتشفشانی را می‌توان بر اساس نسبت Ce/Yb آن‌ها به دو دسته غنی شده و کمی غنی شده تقسیم کرد. اگر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد از نوع غنی شده و چنانچه کمتر از ۱۵ باشد از نوع کمی غنی شده است. میزان این نسبت‌ها در سنگ‌های منطقه در حدود ۱۰ تا ۱۲ می‌باشد. بدین ترتیب احتمالاً نمونه‌های مورد بررسی به قوس کمی غنی شده تعلق دارند. (شکل ۱۲). در نمودار Zr در برابر Y به منظور تعیین موقعیت تکتونوماگمایی سنگ‌های مورد مطالعه از نمودار Zr در برابر Y استفاده گردید. موقعیت قرارگیری سنگ‌های نفوذی جنوب جنبه نشان دهنده محیط تکتونیک وابسته به قوس می‌باشد. (شکل B). در نمودار Yb در مقابل Th/Ta با استفاده از میزان تغییرات Yb نسبت به Th/Ta نیز می‌توان محیط‌های تکتونوماگمایی مختلف را از یکدیگر متمایز نمود. موقعیت قرارگیری نمونه‌ها در نمودار تغییرات نمودار Yb در مقابل Th/Ta بیانگر تشکیل این توده نفوذی در محیط حاشیه فعال قاره ای می‌باشد (شکل C).





شکل A نمودار تعیین موقعیت تکتونوماگمایی [7] شکل B موقعیت تکتونوماگمایی نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Zr در برابر Y در گستره سنگ‌های مرتبط با قوس آتشفشانی قرار گرفته اند [5]. شکل C نمودار تکتونوماگمایی Yb در مقابل Th/Ta [10].

نتیجه گیری

ماگمای والد سنگ های ساب ولکانیک جنبه ماحصل ذوب بخشی کمتر از ۲۰٪ سنگ منشاء هستند. نمودار تغییرات عنصر ناسازگار Ba نسبت به عناصر ناسازگار Rb و Ce روند خطی با شیب مثبت را برای نمونه‌های وابسته به توده نفوذی جنوب جنبه را نشان می‌دهند و نمودار عناصر ناسازگار-سازگار Ba نسبت به V و روند خطی و منفی را نشان می‌دهند که حاکی از تأثیر تبلور جدایشی در شکل گیری این نمونه هاست و بالا بودن میزان عناصر ناسازگار در نمونه‌های مورد مطالعه را می‌توان گواه بر نقش داشتن پوسته در تحول ماگماتیسم منطقه مورد مطالعه ارزیابی نمود همچنین در این نمونه ها غنی شدگی به وسیله محلول‌های موجود در محیط فرورانش و یا آلودگی پوسته ای اتفاق افتاده است علاوه بر این موقعیت قرارگیری سنگ‌های نفوذی جنوب جنبه نشان دهنده محیط تکتونیکی وابسته به قوس می‌باشد.

منابع

[۱]. درویش زاده، ع.، ۱۳۷۰، زمین شناسی ایران. انتشارات امیرکبیر، تهران. ۹۰۸ ص

[2]-Coban, H., 2007, Basaltic magma genesis and fractionation in collision and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia, Earth Science Reviews, v. 80, p. 219-238. complexes. PhD thesis, Cambridge University



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



consequences. *Lithos* 106(3-4): 380-398.

[3]-Davidson, J.P., K.M. Fergusen, M.T. Colucci, and M.A. Dungan, 1987, The origin of magmas from the San Pedro Pellado volcanic Dokhanvolcanics complex, S.Chile: multi component sources and open system evolution: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 100, p. 429-445.

[4]-De Paolo, D.J., 1981, Trace elements and isotopic effects of combined wallrock *Letters*, v. 53, p. 189-202. *Letters*, v. 53, p. 189-202.

[5]-Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Kellre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorenson, H., Streckeisen, A., Woolley, A., Zanettin, B., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms, Blackwell, Oxford, 195 p. *Letters*, v. 19, p. 290-300.

[6]-Langmuir, C. H., R. D. Vocke, G. N. Hanson, and S. R. Hart, 1978, A general equation with application to Icelandic basalts: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 37, p. 380-392.

[7]-Muller, D., N. M. S. Rock, and D. I. Groves, 1992, Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study: *Mineralogy and Petrology*, v. 46, p. 259-289.

[8]-Stevenson, R., P. Henry, and C. Carriepy, 1999, Assimilation fractional crystallization origin of Archean Sanukitoid Suite: Western Superior Province Canada, Precambrian: *Journal of Geological Research*, v. 96, p. 8399.

[9]- Radfar, J., 1993, Explanatory text of Kashan. Geological Quadrangle Map 1:100000, No.6257, Geological Survey of Iran, Tehran

[10]-Schandl, E. S., and M. P. Gorton, 2002, Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments: *Economic Geology*, v. 97, p. 629-642.

[11]-Taylor, S. R., and S. M. McLennan, 1995, the geochemical evolution of the continental crust: *Journal of Geophysical Research*, v. 33, p. 241-265.

[12]-Temel, A., M. N. Gondogu, and A. Gourgaud, 1998, Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic highk calcalkaline volcanism in konya, central Antolia, Turkey: *Volcanology and Geothermal Research*, v. 8, p.327-357.

[13]-Tankut, A., M. Wilson, and T. Yihunie, 1998, Geochemistry and tectonic setting of Tertiary Volcanism in the Guvem area, Antolia, Turkey, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 85, p. 285-301.



دماسنجی گارنت-بیوتیت و فشارسنجی گارنت-آلومنوسیلیکات-پلاژیوکلاز-کوارتز (GASP) در زون سنندج-سیرجان: بلوک تنبور، جنوب ایران

پریسا قریب نژاد*

دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران

Pa.Gharibnezhad@ut.ac.ir

علی کنعانیان

هیئت علمی دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران

Kananian@ut.ac.ir

جعفر عمرانی

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران

J.Omrani@gmail.com

چکیده

متاپلیت‌های درجات بالای دگرگونی در بلوک تنبور (بخش جنوبی زون سنندج - سیرجان)، با حضور فازهای گارنت، کیانیت، بیوتیت و فنزیت علاوه بر دانه‌های کوارتز و فلدسپار مشخص می‌شوند. ترمومتر گارنت - بیوتیت و بارومتر GASP به جهت تخمین شرایط دگرگونی مورد استفاده قرار گرفته‌اند. با در نظر گرفتن مفروضات کالیبراسیون‌های متفاوت و وجود تعادل میان حاشیه گارنت و بیوتیت‌های زمینه، دمای تخمین زده شده برای اوج دگرگونی 659°C و 672°C بوده و فشار دگرگونی با استفاده از بارومتر GASP، توأم با تخمین دما 670°C ، بیش از ۸ kbar ارزیابی شده است. بر اساس نتایج فشار و دما، شرایط اوج دگرگونی در حدود متوسط رخساره آمفیبولیتی می‌باشد. نتایج مطالعه حاضر ضمن در نظر گرفتن مطالعات پیشین، مسیر ساعتگرد را برای تحولات P-T دگرگونی در محدوده مورد مطالعه نشان می‌دهد که حاکی از رخداد دگرگونی مرتبط با برخورد است.

کلمات کلیدی: ترموبارومتري، رخساره آمفیبولیتی، زون سنندج - سیرجان، کالیبراسیون، مسیر دما - فشار



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



The garnet-biotite geothermometry and garnet-aluminosilicate-plagioclase-quartz geobarometry in Sanandaj-Sirjan zone: Tanbour block, southern Iran

Parisa Gharibnejad*

School of Geology, College of science, University of Tehran, Tehran, Iran

Pa.Gharibnezhad@ut.ac.ir

Ali Kananian

School of Geology, College of science, University of Tehran, Tehran, Iran

Kananian@ut.ac.ir

Jafar Omrani

Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

J.Omrani@gmail.com

Abstract

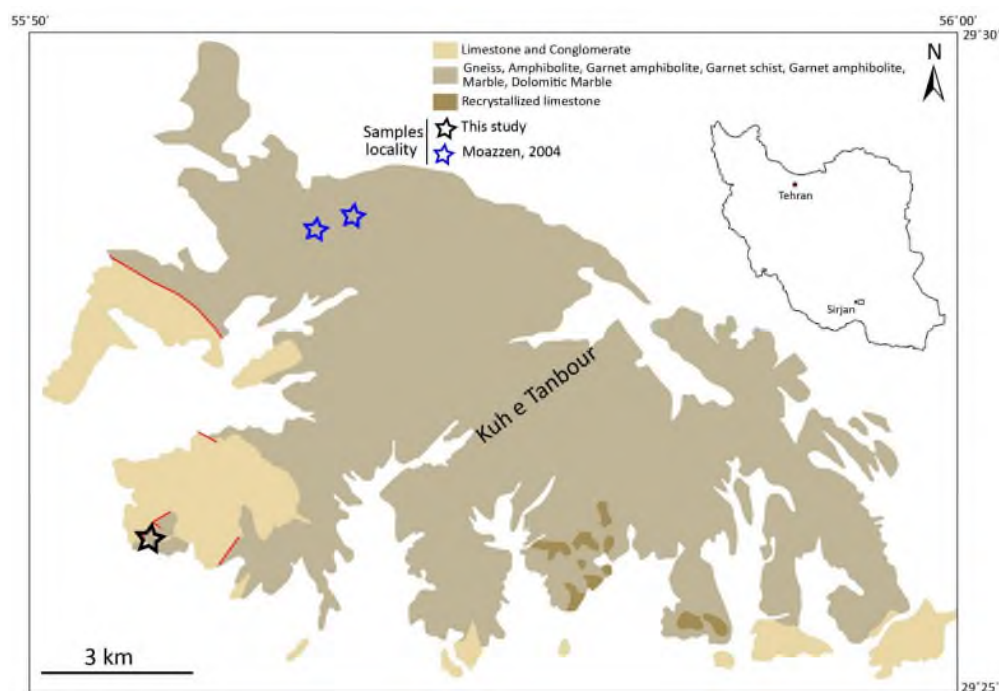
The high-grade metapelites of the Tanbour block (southern Sanandaj-Sirjan Zone) are characterized by the presence of garnet, kyanite, biotite and phengite grains in addition to feldspar and quartz. The garnet-biotite thermometer and GASP barometer are used to estimate the P-T condition of metamorphism. Considering the assumption of every calibration and the equilibration between the garnet rim and the biotites in the matrix, the valid estimated peak temperatures are 659°C and 672°C. Based on the GASP barometer, the pressure and linked temperature of the metamorphism reached ~ 670°C and > 8 kbar respectively. The pressure and temperature results hint to occurrence the peak metamorphism under mid-amphibolite facies. The compilation of obtained pressure and temperature by the present study and those from the previous studies illustrates a clockwise P-T path for the metamorphism of this block that points to the collision-related metamorphism.

Key Words: Amphibolite facies, Calibration, P-T path, Thermobarometry, Sanandaj-Sirjan zone



۱. مقدمه

متاپلیت‌ها از سنگ‌های دگرگونی مهم در بررسی و ارزیابی شرایط دما و فشار دگرگونی هستند. با توجه به تنوع درجات دگرگونی این گروه‌های سنگی، به جهت استخراج شرایط دگرگونی آن‌ها روش‌های متنوعی وجود دارد که در مواردی مستقل از درجه دگرگونی بوده و به صورت همسان برای انواع این سنگ‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرند که روش‌های مبتنی بر مدل‌سازی (استفاده از سودوسکشن‌ها) از این جمله هستند. در مواردی نیز روش‌هایی مختص ارزیابی دما و فشار مبتنی بر کالیبراسیون‌های درجات بالا و پایین پیشنهاد شده‌اند و عمدتاً شامل دماسنج‌ها و فشارسنج‌های کلاسیک (Conventional) می‌باشند. مطالعه پیش‌رو، با هدف تخمین شرایط دگرگونی متاپلیت‌های بلوک تنبور، واقع در شرق محدوده سیرجان (جنوب‌زون سنندج - سیرجان) انجام شده است. در این راستا از فشارسنجی و دماسنجی به روش‌های کلاسیک استفاده شده که با توجه به ماهیت نمونه مورد مطالعه (میکاشیست حاوی گارنت و کیانیت)، و فرض تعادل میان فازهای موجود در شرایط اوج دگرگونی، دماسنج گارنت - بیوتیت و فشارسنج (Garnet-Aluminosilicate-Plagioclase-Quartz) GASP مورد استفاده قرار گرفته‌اند.



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ محدوده بلوک تنبور در بخش جنوبی زون سنندج - سیرجان، راهنمای نقشه به ترتیب واحدهای متعلق به دونین، پالئوزوئیک زیرین (کامبرین-اردویسین) و الیگومیوسن را نشان می‌دهد.

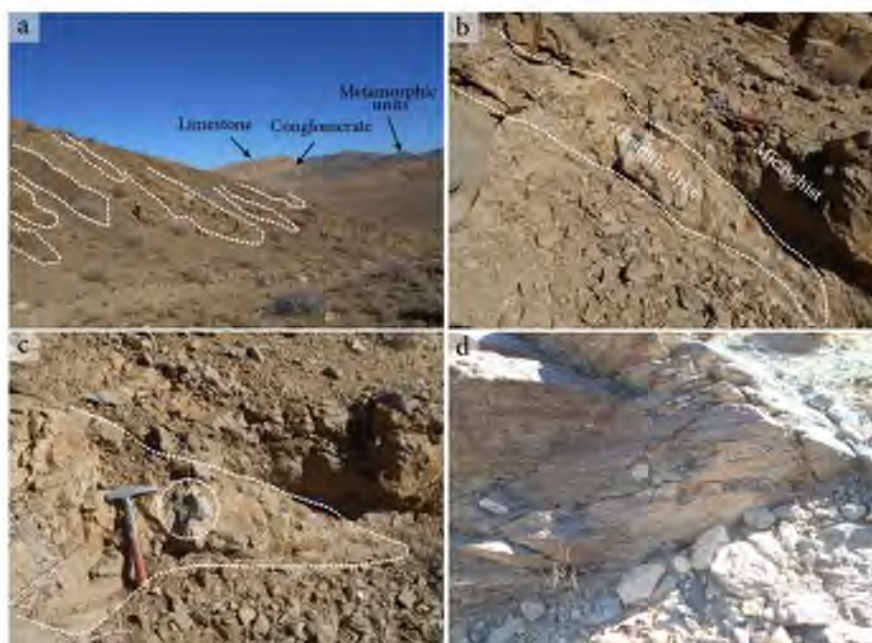
۲. پیشینه زمین‌شناسی

محدوده مورد مطالعه جزء پهنه جنوبی زون سنندج - سیرجان (SSZ) بوده و در حدود ۳۰ کیلومتری شرق سیرجان واقع است. بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ سیرجان، این محدوده شامل واحدهای پالئوزوئیک (کامبرین - اردویسین، دونین)



و سنوزوئیک (الیگومیوسن) می‌باشد که مجموعاً تحت عنوان بلوک تنبور نامیده می‌شوند (شکل ۱). بر اساس نقشه ساختاری سیرجان، بلوک تنبور با مرز گسلی از بلوک مرکزی سیرجان جدا شده و احتمالاً متأثر از حرکات تکتونیکی و چرخش بلوک مرکزی است. واحدهای پالئوزوئیک بخش‌های دگرگون شده مجموعه را شامل می‌شوند. سنگ‌های دگرگونی درجات پایین (اسلیت و فیلیت)، بر اساس میکروفسیل‌های یافت شده (Mijalkovic and Saric, 1973) به پرمین زیرین نسبت داده شده‌اند، همچنین بر مبنای مطالعات دیمتریویچ (1973) با محوریت زمین‌شناسی منطقه کرمان، سنگ‌های دگرگونی درجات بالاتر نظیر گارنت میکاشیست و آمفیبولیت شیست منتسب به پرمین فوقانی هستند. مجموعاً در غیاب داده‌های سن سنجی، انتساب واحدها به پالئوزوئیک علاوه بر معهود شواهد فسیل‌شناسی عمدتاً بر مبنای مشابهت لیتولوژیک با سایر واحدهای پالئوزوئیک جنوب SSZ بوده است. واحدهای آهکی (دگرگون نشده) با ناپیوستگی بر روی واحدهای دگرگون شده پالئوزوئیک قرار دارند (شکل ۲a) و با استناد به شواهد فسیل‌شناسی به الیگومیوسن نسبت داده شده‌اند.

رخداد دگرگونی ناحیه‌ای در این بلوک عامل تظاهر مجموعه متنوعی از سنگ‌های دگرگونی از درجات پایین نظیر اسلیت و فیلیت تا درجات بالا شامل انواع شیست، آمفیبولیت و گنیس شده است. واحدهای دگرگون شده در نقاط مختلف توسط دایک‌هایی با ترکیب گرانیتی و گابرویی (دیاباز) قطع شده‌اند (شکل ۲a). اگر چه معدودی از واحدهای گنیسی در محدوده دیده می‌شوند اما در بیشتر موارد واحدهای مزبور در واقع گرانیت‌های دگرشکل شده‌ای هستند که در نتیجه برش، فابریک میلونیتی نشان می‌دهند. با استناد به روابط صحرائی، نفوذ دایک‌ها به داخل واحدهای دگرگونی (شکل ۲b)، رخداد ذوب بخشی و وجود باقی مانده‌های دیرگداز در متن گرانیتی (شکل ۲c)، گنیس‌های مورد اشاره، ارتوگنیس هستند.



شکل ۲. تصاویر ماکروسکوپی از محدوده مورد مطالعه، (a) قطع شدن واحدهای دگرگون شده توسط مجموعه‌ای از دایک‌ها با ترکیب گرانیتی تا دلریتی، (b) تزریق دایک گرانیتی میان مجموعه میکاشیستی، (c) نفوذ زبانه گرانیتی داخل میکاشیست و حضور باقی مانده دیرگداز (سورمیکاسه) در متن گرانیتی، (d) رخنمون میکاشیست واجد گارنت و کیانیت (محل نمونه برداری نمونه ks.71).



۳. پتروگرافی میکاشیست های بلوک تنبور

مجموعه کانیایی پیک دگرگونی برای میکاشیست‌های محدوده بلوک تنبور علاوه بر فلدسپار و کوارتز شامل $Bt + Ph \pm Grt \pm Ky + Rt$ می‌باشد (اختصارات کانی شناسی برگرفته از Whitney and Evance, 2010) که مؤید رخداد اوج دگرگونی تحت شرایط نسبتاً فشار بالا در حدود رخساره آمفیبولیتی است. کانی‌های ورقه‌ای تمایل به تشکیل بافت لپیدوبلاستیک دارند. گارنت‌ها فراوان‌ترین پورفایروبلست‌های موجود در نمونه‌ها هستند. دگرگونی قهقرایی نمونه‌ها، با رشد سریسیت و کلریت در حواشی و میان ترک‌های دانه‌های گارنت، جایگزینی کامل و یا بخشی فلدسپارها و کیانیت‌ها با سریسیت و رشد روتیل در اطراف ایلمنیت مشخص می‌شود (شکل ۳). دانه‌های گارنت در بیشتر موارد عاری از میان‌بار هستند و در مواردی حاوی میان‌بارهایی از کوارتز، ایلمنیت و روتیل می‌باشند که آرایش حلزونی و یا S - شکل (شکل ۳) یافته‌اند. الگوی میان‌بارهای موجود، معرف شرایط رشد همزمان با تکتونیک است. بدین ترتیب، پورفایروبلست حین رشد، همزمان با افزایش دما طی دگرگونی پیشرونده متحمل دگرشکلی نیز شده است. رشد بیوتیت و کلریت ثانوی و جایگزینی ناقص آن‌ها در امتداد ترک‌های گارنت‌های همزمان با تکتونیک دال بر رخداد دگرگونی قهقرایی پس از رشد گارنت و وقوع دگرشکلی مورد بحث، از حدود بالای رخساره آمفیبولیتی تا شیست سبز است. این تغییر شرایط (کاهش) دما و فشار، با گسترش مجموعه کانی‌های کلریت، سریسیت، اپیدوت و کانی‌های کربناته همراه شده است. مجموعه مذکور همراه با بقایای کانی‌هایی که متحمل دگرگونی قهقرایی شده‌اند، شاخصه شرایط LP-LT (رخساره شیست سبز) می‌باشد.

از میان نمونه‌ها، نمونه ks.71 که از واحدهای پالئوزوئیک زیرین بلوک تنبور (واقع در شمال شرقی محدوده سیرجان) اخذ شده (شکل ۲d)، با توجه به تنوع کانی شناسی به جهت مطالعه دما و فشار انتخاب شد. به جزء گارنت‌های همزمان با تکتونیک، نمونه ks.71 شامل گارنت‌های نیمه شکل‌داری است که در تعادل با کیانیت و تحت تأثیر دگرگونی قهقرایی در حال جایگزینی با فازهای ثانویه (عمدتاً سریسیت) هستند.

۴. شیمی کانی فازهای مؤثر در دما - فشارسنجی کلاسیک (Conventional thermobarometry)

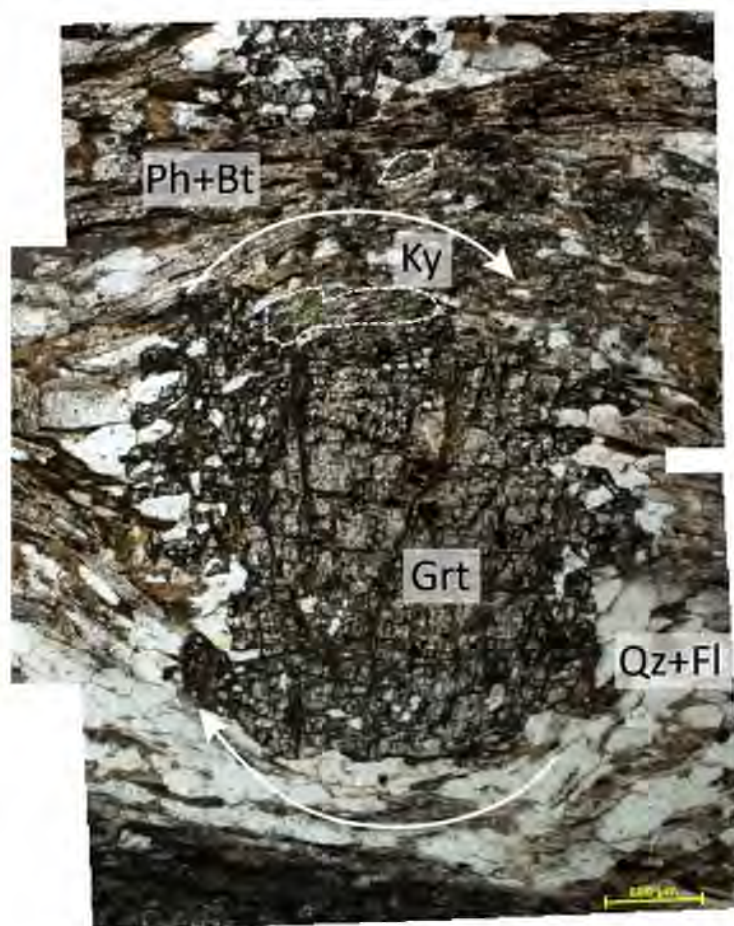
ارزیابی شیمی کانی‌ها تحت شرایط کلاسیک آنالیز (ولتاژ ۱۵ kv، جریان پرتو ۱۰nA و با قطر حدود ۳μm) در آزمایشگاه CAMPARIS دانشگاه سوربن فرانسه و با استفاده از Cameca SX-100 انجام شد. به جهت به حداقل رساندن درصد خطای انسانی، تمامی نمونه‌ها صرفاً توسط فردی که مطالعه میکروسکوپی مقاطع را انجام داده و به روابط پارائنتیکی آن‌ها آشنا بوده، آنالیز شدند و در راستای کاهش خطای سیستماتیک تمام نمونه‌ها توسط یک میکروپروب مشخص آنالیز شدند. داده‌های خام حاصل از آنالیز EPMA نمونه ks.71، براساس ۱۲ اکسیژن برای گارنت و ۱۱ اکسیژن برای بیوتیت نرمالایز گردید و به جهت محاسبه فرمول ساختاری کانی‌های آنالیز شده، از نرم افزار AX استفاده شد.

۴-۱. گارنت

دانه‌های گارنت در نمونه ks.71 در تمامی موارد، از نوع آلماندن هستند (Alm₆₃₋₇₄؛ شکل ۴b) و در عین حال در میان انواع اصلی گارنت، پایین‌ترین مقدار را برای گروسولار (Grs₈₋₁₄) نشان می‌دهند. بر اساس داده‌های آنالیز EPMA (شکل ۴a)، این نمونه حاوی گارنت‌هایی با منطقه بندی نرمال است که حاکی از رشد گارنت طی افزایش دما (دگرگونی پیشرونده) می‌باشد.



براساس ماهیت منطقه بندی نرمال، از مرکز به سمت حاشیه محتوای Mn و XFe کاهش یافته و به تدریج غنی از آلماندن و پیروپ می‌شود (شکل ۴a, c). این نوع منطقه بندی نتیجه‌ای از تبلور تفریقی (Hollister, 1966; Atherton, 1968) و یا تبلور تفریقی تحت تأثیر تغییر شرایط فیزیکی (Kretz, 1973; Loomis and Nimick, 1982) تفسیر شده است. منطقه بندی نرمال غالباً در سنگ‌های دگرگونی درجات پایین و متوسط و در نرخ انتشار پایین رخ می‌دهد (Tracy, 1982).



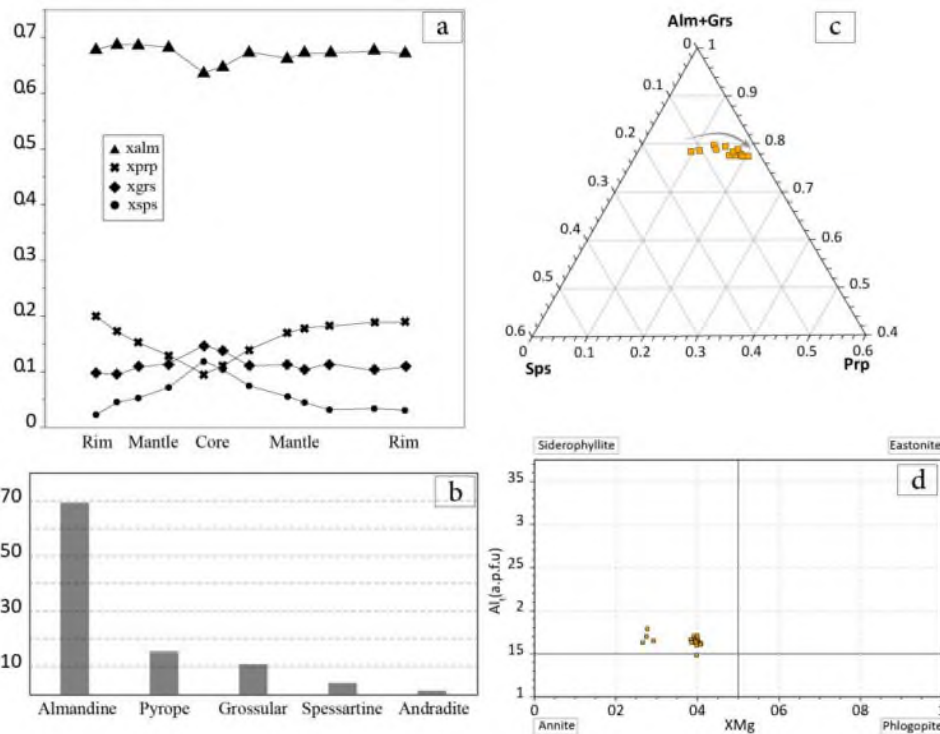
شکل ۳. تصویر میکروسکوپی از نمونه ks.71. گارنت همزمان با تکتونیک و مجموعه فازهای مرتبط با پیک دگرگونی (به انضمام میان بار روتیل در گارنت)

۴-۲. بیوتیت

بیوتیت از کانی‌های معمول میکاشیست‌ها است. این کانی در هر دو شکل اولیه و ثانویه در مقطع حضور دارد. بیوتیت در نمونه مورد مطالعه، در شکل ثانویه حاصل دگرگونی قهقرایی گارنت و فنزیت است. بر اساس داده‌های EPMA، مقدار عدد منیزیم برای



بیوتیت‌ها $[Mg^{+2}/(Mg^{+2}+Fe^{+2})]$ با متوسط ۰/۳۸ در گستره‌ای از ۰/۲۷ تا ۰/۴۱ متغیر است (شکل ۴d). بیوتیت‌های نمونه ks.71، با استناد به عدد منیزیم، بیشتر متمایل به قطب فقیر از منیزیم (آنیت) هستند. مقدار Al_t و Ti به ترتیب در گستره ۱/۵-۱/۷ و ۰/۰-۰/۱۲ متغیر هستند.



شکل ۴. (a) زونینگ نرمال گارنت در نمونه ks.71، (b) توزیع میانگین ترکیب گارنت در نمونه‌های گارنت میکاشیست بلوک تنبور، (c) نمایش تغییر ترکیب شیمیایی گارنت از هسته به حاشیه بر روی نمودار مثلثی، (d) ترکیب شیمیایی بیوتیت

۵. ژئوترموبارومتری به روش کلاسیک (Conventional Thermobarometry)

۵-۱. ترمومتری تبادل کاتیونی Fe-Mg میان بیوتیت و گارنت

از متدهای کلاسیک تخمین دما، داماسنجی مبتنی بر تبادل کاتیونی Fe-Mg میان بیوتیت و گارنت (e.g., Kretz, 1959; Frost, 1962; Dahl, 1969; Lyons and Morse, 1970; Dallmeyer, 1974) مورد استفاده قرار گرفته است.

داماسنج گارنت - بیوتیت در نمونه‌های گارنت دارای زونینگ، با در نظر گرفتن وجود تعادل میان گارنت و بیوتیت زمینه، به جهت تخمین دمای اوج دگرگونی مورد استفاده قرار می‌گیرد (e.g., Gulbin, 2012). مطالعه ضریب توزیع Fe و Mg در گارنت و بیوتیت همزیست (K_D)، حاکی از افزایش پارامتر مذکور ضمن کاهش دمای تعادل، بر اساس واکنش‌های ذیل می‌باشد (e.g., Ferry and Spear, 1978).

$$K_D = (Mg/Fe)^{Grt}/(Mg/Fe)^{Bt}$$



$$3 \ln K_D = -\Delta H^0/R (1/T) + \Delta S^0/R$$

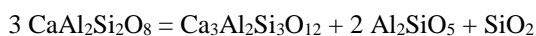
$$\Delta G = \Delta H - T\Delta S \rightarrow \Delta G_{P,T} = \Delta H_{P,T} - T\Delta S_{P,T} + P\Delta V + 3 RT \ln K_D = 0$$

$$T (^{\circ}\text{C}) = [52090 + 2.5 P (\text{MPa})] / [19.5 - 12.9 \ln K_D] - 273$$

در راستای تخمین دمای اوج دگرگونی از کالیبراسیون‌های معمول شامل: Ferry and Spear (1978), Thompson (1976), [Perchuk and Lavrent'eva \(1983\)](#), Hodges and Spear, 1982, [Bhattacharya et al. \(1992\)](#) - بیوتیت استفاده گردید و نتایج در گستره‌ای از حدود 660°C تا 760°C توزیع شده‌اند (جدول ۱).

۲-۵. فشارسنج GASP (Garnet-Aluminosilicate-Plagioclase-Quartz)

بارومتر GASP به طور گسترده در تعیین فشار دگرگونی متاپلیت‌های واجد آلومنوسیلیکات و پلاژیوکلاز استفاده می‌شود (Wu and Cheng, 2006). در مطالعه حاضر نیز، به جهت ارزیابی شرایط فشار حاکم بر دگرگونی نمونه متاپلیت مورد مطالعه، به کار رفته است. فشار سنج مزبور بر اساس واکنش ذیل پیشنهاد شده است.



$$P (\text{MPa}) = 2.28 T(\text{K}) - 731.7$$

$$\text{K} = (X_{\text{Grt}})^3 / (X_{\text{Pl}})^3$$

در شرایط ایده آل:

در این مطالعه، ژئوبارومتر GASP در تلفیق با ترمومترهای گارنت - بیوتیت با کالیبراسیون‌های متفاوت (e.g., [Bhattacharya et al. 1992](#)) استفاده شده است. شایان ذکر است که دماهای حاصل در بخش ۵،۱ به صورت مستقل از بارومتر GASP به دست آمده‌اند، که با نتایج ترمومتری همزمان با بارومتری سازگار هستند. بر مبنای استفاده از بارومتر GASP شرایط اوج دگرگونی تحت فشار $8/24 \text{ kbar}$ رخ داده است.

جدول ۱. نتایج ژئوبارومتری نمونه ks.71 (مخفف‌ها: **HS82: Thompson 1976; FS78: Ferry and Spear 1978; T76: Hodges and Spear 1982; PL83: [Perchuk and Lavrent'eva 1983](#); B92: [Bhattacharya et al., 1992](#)**).

Conventional Thermobarometry Garnet-Biotite (Bhattacharya et al., 1992) + GASP		Garnet-Biotite Conventional Thermometry ($^{\circ}\text{C}$)					
T ($^{\circ}\text{C}$)	P (kbar)	B92 (HW)	B92 (GS)	FS78	HS82	T76	PL83
673	8.24	672	681	721	760	724	659

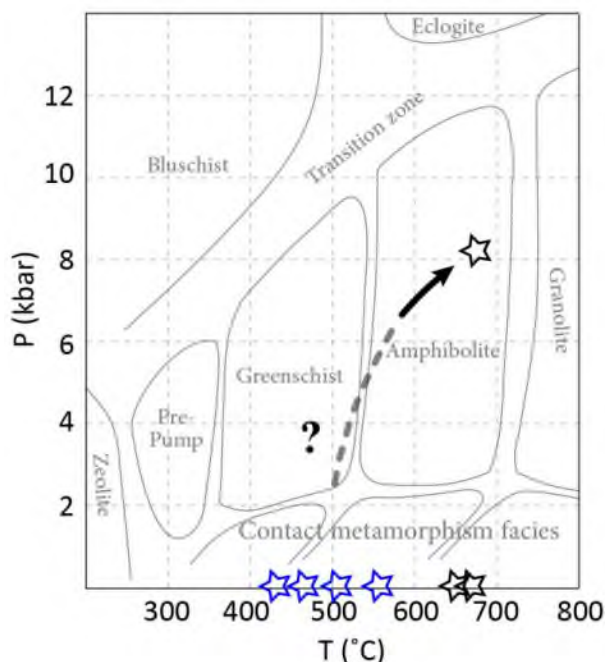
۶. بحث و نتیجه گیری

نتایج دماسنجی با میانگین 700°C - طیف دمایی از 660°C تا 700°C را در بر می‌گیرد. کالیبراسیون Hodges and Spear (1982) و [Bhattacharya et al. \(1992\)](#) به ترتیب حداکثر و حداقل دما را به دست داده‌اند (جدول ۱). به جهت محدود نمودن تنوع دمایی حاصل، محدودیت‌ها و مفروضات کالیبراسیون کارآمد خواهند بود.

جامعه آماری کالیبراسیون Ferry and Spear (1978) تنها محدود به ارزیابی ۱۲ نمونه در گستره محدود دمایی از 800°C - 600°C است. علاوه بر این، گارنت‌های آنالیز شده با میزان $X_{\text{Fe}} \geq 0.9$ ($\text{Fe}^{2+} \geq 9 \text{ Mg}$)، غنی‌شدگی از آهن دارند و این درحالی است که برای نمونه ks.71 با استناد به نتایج آنالیز EPMA، اگرچه گارنت‌ها از نوع آلماندین هستند، حداکثر پارامتر مذکور 0.81 .



محاسبه شده است. همچنین، در ارتباط با شیمی بیوتیت‌ها عدم وجود Ti را مفروض دانسته اند که در مورد بیوتیت‌های نمونه مورد مطالعه مقدار Ti بین ۰/۰۶ a.p.f.u تا ۰/۱۱ متغیر است. دماسنج (Hodges and Spear (1982) نیز بر اساس پارامترها و نمونه‌های کالیبراسیون (Ferry and Spear (1978) استوار است و لذا محدودیت‌ها و مفروضات مشابه را دارد. هر دو ترمومتر دماهایی در حدود رخساره بالای آمفیبولیت نشان می‌دهند. کالیبراسیون (Thompson (1976) نیز همانند دو مورد پیشین بر رخداد اوج دگرگونی در حدود بالایی رخساره آمفیبولیتی اشاره دارد. اساس این کالیبراسیون تخمین دما با تکیه بر تفاوت مجموعه کانیایی سنگ‌های مختلف و روابط فازی بین نمونه‌ها است. در کالیبراسیون این ترمومتر از نمونه‌هایی حاوی کردیریت، سیلیمانیت و استارولیت استفاده شده است. ترمومتر (Bhattacharya et al. (1992) دارای دو نوع کالیبراسیون (HW, GS) است. که در مورد کالیبراسیون GS، اختلاط میان بیوتیت و گارنت ناقص در نظر گرفته شده و بدین ترتیب عدم قطعیت آن به پارامتر Margules در محاسبه انرژی آزاد گیبس و متعاقب آن محاسبه آنتالپی (ΔH) و انتروپی (ΔS) ارجاع داده می‌شود. دماسنج [Perchuk and Lavrent'eva \(1983\)](#) دامنه وسیع‌تر دمایی (575°C – 900°C) را پوشش می‌دهد. این ترمومتر برای گارنت، آهن فرو (Fe^{+2}) را مفروض دانسته و ۱۵٪ بیوتیت را نیز حاوی آهن فریک (Fe^{+3}) در نظر گرفته است. همچنین، میانگین محتوی تیتانیوم موجود در بیوتیت ۰/۰۵۶ a.p.f.u مفروض است که از میانگین تیتانیوم بیوتیت‌های نمونه ks.71 حدود ۰/۰۴ کمتر است. در مجموع کالیبراسیون‌های (Bhattacharya et al. (1992) نوع HW و [Perchuk and Lavrent'eva \(1983\)](#) به شرایط ژئوشیمیایی و آنالیز نمونه ks.71 نزدیک‌تر هستند و لذا دماهای حاصل از این دو ترمومتر (672°C و 659°C) برای نمونه مورد نظر از اعتبار بیشتری برخوردار هستند.



شکل ۵. تخمین مسیر دما - فشار بر مبنای نتایج مطالعه حاضر (ستاره‌های سیاه): [Bhattacharya et al., 1992](#); [Perchuk and](#)



([Lavrent'eva, 1983](#)) و مطالعه انجام شده توسط Moazzen, 2004 (ستاره های آبی)

پیش از این براساس تنها مطالعه انجام شده بر روی متاپلیت های بلوک تنبور (Moazzen, 2004)، دماسنج کلریت - کلریتوئید دماهای 515°C و 557°C و ترمومتر کلریت - گارنت دماهای 442°C و 460°C را پیشنهاد داده بودند که با در نظر گرفتن میانگین 665°C به عنوان دمای استخراج شده با استفاده از ترمومتر گارنت - بیوتیت در مطالعه حاضر، به ترتیب تفاوت 130°C و 215°C را نشان می‌دهند. دماهای حاصل از کالیبراسیون‌های (Bhattacharya et al. (1992) و ([Perchuk and Lavrent'eva \(1983\)](#)) به همراه نتیجه دماسنجی توأم با فشار سنجی GASP (673°C ، $8/24\text{kbar}$) حاکی از وقوع اوج دگرگونی ناحیه ای HT/MT-MP تحت درجات متوسط رخساره آمفیبولیتی است (شکل ۵). دماهای استخراج شده توسط مؤذن (2004) اشاره به درجات پایین دگرگونی در حدود رخساره شیست سبز دارد که با استناد به ماهیت نمونه مورد مطالعه مربوط به پیشروی دگرگونی طی مراحل اولیه است. بدین ترتیب، با استناد به جمیع نتایج حاصله در مورد متاپلیت‌های بلوک تنبور، مسیر دما - فشار دگرگونی ساعتگرد برای این مجموعه پیشنهاد می‌شود (شکل ۵).

منابع:

- [1] Atherton, M. (1968). The variation in garnet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18, 347-371.
- [2] Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S., & Raith, M. (1992). Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111(1), 87-93.
- [3] Dahl, O. (1969). Irregular distribution of iron and magnesium among coexisting biotite and garnet. *Lithos*, 311-22.
- [4] Dallmeyer, R. (1974). The role of crystal structure in controlling the partitioning of Mg and Fe²⁺ between coexisting garnet and biotite. *Am. Mineralogist*, 201-203.
- [5] Dimitrovic, M. (1973). Geology of Kerman region. Report No. 52/YU, Iranian Geological Survey. .
- [6] Ferry, J., & Spear, F. (1978). Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg between Biotite and Garnet., *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 113-117.
- [7] Frost, M. (1962). Iron-magnesium distribution between co-existing garnet-biotite and garnet-hornblende. *Geology*, 427-438.
- [8] Gulbin, Y. (2012). Garnet-Biotite Geothermometer and Estimation of Crystallization Temperature of Zoned Garnets from Metapelites: I. Reconstruction of Thermal History of Porphyroblast Growth. *Geology of Ore Deposits*, 602-615.
- [9] Hodgea, K., & Spear, F. (1982). Geothermometry, geobarometry and the Al₂SiO₅ triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, 67(11-12), 1118-1134.
- [10] Hollister, L. (1966). Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, 154(3757), 1647-1651. doi:10.1126/science.154.3757.1647
- [11] Kretz, R. (1959). Chemicz| study of garnet, biotite and hornblende from gneisses of south-western Quebec, with emphasis on distribution of elements in coexisting minerals. *Geology*, 371-402.
- [12] Kretz, R. (1973). Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. *The Canadian Mineralogist*, 12, 1-20.
- [13] Loomis, T., & Nimick, F. (1982). Equilibrium in Mn-Fe-Mg aluminous pelitic compositions and the equilibrium growth of garnet. *The Canadian Mineralogist*, 20(3), 393-410.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



-
- [14] Lyons, J., & Morse, S. (1970). Mg/Fe partitioning in garnet and biotite from some granitic, pelitic and calcic rocks. . American Mineralogist , 231-244.
- [15] Mijalkovic, N., & Saric, V. (1973). Exploration for ore deposits in Kerman region. Report No. YU/53, Geological Survey of Iran. .
- [16] Moazzen, M. (2004). Chlorite-Chloritoid-Garnet equilibria and geothermometry in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, southern Iran. Iranian Journal of Science & Technology, Transaction A., 28, 65-78.
- [17] Perchuk, L., & Lavernt'eva, I. (1983). Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions, Advances in Physical Geochemistry., 199-239.
- [18] Thompson, A. (1976). Mineral reactions in pelitic rocks: II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. American Journal of Science, 276, 401-454.
- [19] Tracy, R. (1982). Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. . Geology.
- [20] Whitney, D., & Evans, B. (2010). Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. Journal of American Mineralogist, 95, 185-187.
- [21] Wu, C., & Cheng, B. (2006). Valid garnet–biotite (GB) geothermometry and garnet–aluminum silicate–plagioclase–quartz (GASP) geobarometry in metapelitic rocks. Lithos, 89, 1 – 23.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



تشکیل و تکامل حوضه اقیانوسی مزوزوئیک سبزواری: کافت‌زایی حوضه نئوتتیس بر روی پی‌سنگ کادومین ایران مرکزی

حبیب‌ا... قاسمی*

استاد، گروه پترولوژی، ژئوشیمی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود، عضو هیأت مدیره و نایب رئیس انجمن زمین‌شناسی ایران

h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

چکیده:

حوضه اقیانوسی سبزواری به همراه دیگر حوضه‌های اقیانوسی حاشیه خردقاره ایران مرکزی (نظیر نائین- بافت، مکران و سیستان)، شاخه‌ها (آبراهه)‌هایی از حوضه اقیانوسی نئوتتیس مزوزوئیک زاگرس بوده‌اند. برخلاف حوضه اصلی زاگرس که از کربونیفر- پرمین شروع به تشکیل کرد، این حوضه‌ها خیلی دیرتر و از زمان تریاس پسین- ژوراسیک پیشین شروع به تشکیل کردند. به دنبال آغاز فرورانش حوضه اقیانوسی نئوتتیس زاگرس به زیر حاشیه جنوبی پهناور ایران مرکزی (سنندج- سیرجان) در تریاس پسین، حرکات کششی ناشی از این فرورانش به بروز کشش و کافت‌زایی در ورقه قاره‌ای رویی (ایران مرکزی) و ایجاد حوضه‌های کششی درون قاره‌ای فرافرورنشی (حوضه‌های اقیانوسی مزوزوئیک پیرامون ایران مرکزی) منجر شد. تاکنون تشکیل این حوضه‌های اقیانوسی پیرامون خردقاره ایران مرکزی را به کرتاسه پسین نسبت داده‌اند و بسته‌شدن آن‌ها را نیز در کرتاسه پسین- پالئوسن/اوسن، اندکی دیرتر از بسته شدن حوضه اقیانوسی نئوتتیس زاگرس دانسته‌اند. اما پژوهش‌های دقیق و یافته‌های ما در بیست سال گذشته نشان داده است که این حوضه‌ها نه در کرتاسه، بلکه از زمان تریاس پسین- ژوراسیک پیشین تشکیل شده‌اند و پس از گسترش در ژوراسیک میانی- کرتاسه پیشین، از زمان کرتاسه میانی با فرورانش جزایر اقیانوسی و سپس از کرتاسه پسین با فرورانش حاشیه قاره شروع به بسته شدن کردند و سرانجام در پالئوسن- اوسن بسته و در میوسن برخورد قاره صورت گرفت. ماگمازایی ناشی از زایش و مرگ حوضه اقیانوسی سبزواری در واحدهای تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین (شمشک و معادل آن در ایران مرکزی)، کرتاسه زیرین، کرتاسه میانی، کرتاسه بالایی، اوسن، الیگوسن و حتی پلیوکواترنری با ماهیت زمین‌شیمیایی و محیط زمین‌ساختی متفاوت به همراه جابه‌جایی مکانی از جنوب (در جنوب سبزواری) به شمال (منطقه قوچان- اسفراین)، به‌خوبی دیده می‌شود.

کلمات کلیدی: نئوتتیس، حوضه اقیانوسی، ماگمازایی، سبزواری.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Creation and Evolution of the Sabzevar Oceanic Basin: Neotethys Rifting over the Central Iran Cadomian Basement

Habibollah Ghasemi*

Professor, Department of Petrology, Geochemistry and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood

University of Technology, P.O.box: 36199-95161, Shahrood, Iran.

h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

Abstract

The Sabzevar Oceanic Basin together the other Central Iran peripheral oceanic basins (Naein- Baft, Makran and Sistan Oceans) were branches (sea ways) of the Zagros Mesozoic Neo-Tethys Ocean Basin. Unlike the main Zagros basin, which began to form from the Carboniferous-Permian, these basins began to form much later, from the Late Triassic-Early Jurassic. Following the beginning of subduction of the Zagros Neo-Tethys Oceanic basin under the southern margin of the Central Iran (Sanandaj-Sirjan) zone in the Late Triassic, the extensional movements due to this subduction, resulted to extension and rifting in the overriding continental crust (Central Iran) and led to the creation of supra subduction intra continental extensional basins (Central Iran peripheral Mesozoic oceanic basins). So far, the formation of these oceanic basins around the Central Iran microcontinent has been attributed to the Late Cretaceous, and their closure is considered to the Late Cretaceous-Paleocene/Eocene, slightly later than the closure of the Zagros Neo-Tethys oceanic basin. But our careful research and findings over the past twenty years have shown that these basins formed not in the Cretaceous, but from the Late Triassic-Early Jurassic, and after spreading in the Middle Jurassic-Early Cretaceous, from The Middle Cretaceous began to close with the intra oceanic islands subduction and then from the Late Cretaceous with the continental margin subduction, and finally closed in the Paleocene-Eocene and continental collision occurred in the Miocene. Magmatism due to creation and death of Sabzevar oceanic basin can be seen well in Upper Triassic-Lower Jurassic units (Shemshak and its equivalent in Central Iran), Lower Cretaceous, Middle Cretaceous, Upper Cretaceous, Eocene, Oligocene and even Pliocauternary with different geochemical signatures and tectonic settings together spatial displacement from south (south of Sabzevar) to north (Quchan-Esfarayen region).

Keywords: Neo-Tethys, Oceanic basin, Magmatism, Sabzevar.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

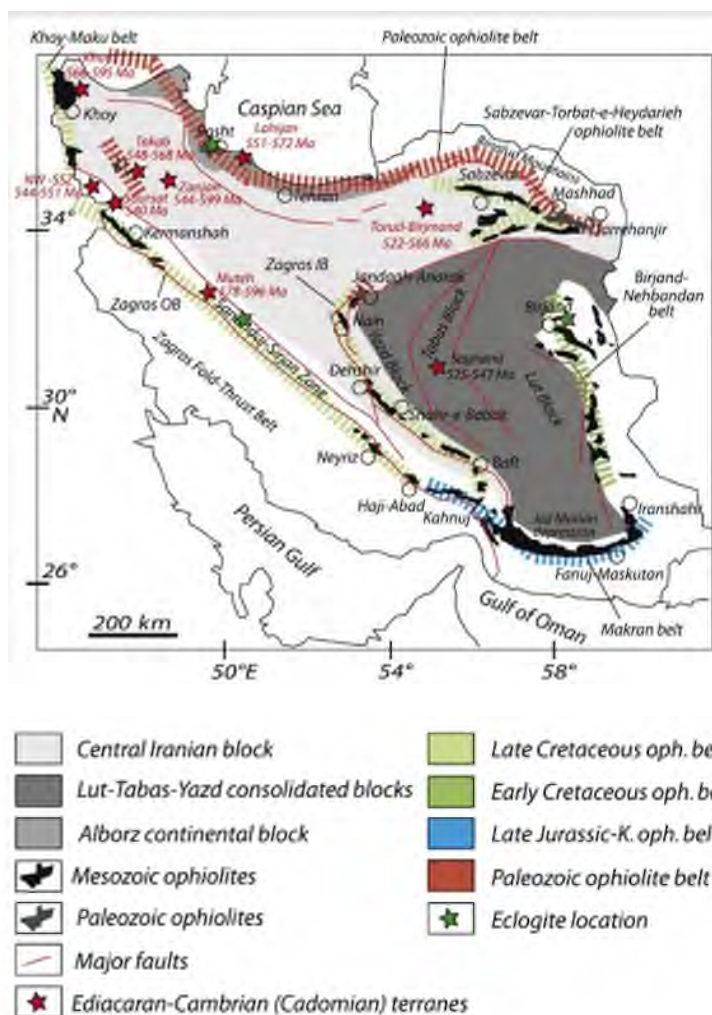
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



مقدمه:

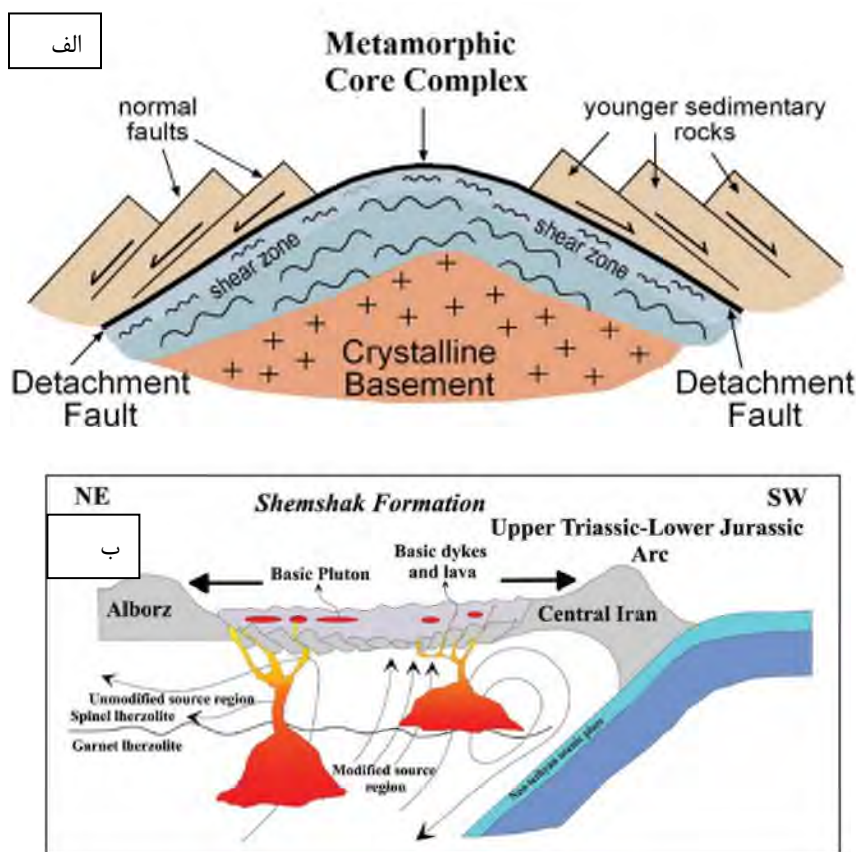
زمین‌ساخت دیرین و تحول جغرافیای گذشته قلمرو تیتیس، موضوع پژوهش‌های بیشمار در دهه‌های اخیر بوده است. حوضه سبزوار و دیگر حوضه‌های پیرامون خرده قاره ایران مرکزی (نظیر نائین- بافت، مکران و سیستان) (شکل ۱)، بازماندگان حوضه اقیانوسی مزوزوئیک نئوتیتیس هستند. هم اکنون به‌خوبی پذیرفته شده است که بلوک ایران مرکزی در زمان کربونیفر- پرمین [۲۰ و ۲۱]، پرمین [۳-۹] یا تریاس [۱۰] از ورقه آفریقایی- عربی جدا شده است و حوضه اقیانوسی نئوتیتیس زاگرس را ایجاد کرده است که در سراسر زمان مزوزوئیک وجود داشته است.



شکل ۱- نقشه پراکندگی مجموعه‌های افیولیتی ایران [۱۱].



فرورانش این حوضه به زیر لبه جنوبی پهنه ایران مرکزی از زمان تریاس پسین شروع [۵ و ۱۴-۱۲]، سبب تشکیل پهنه دگرگونی-ماگمایی نوع آندی سنندج-سیرجان شد. به دنبال فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به درون گوشته زیر سنگ‌کره قاره‌ای ایران مرکزی، پوسته قاره‌ای رویی (ایران مرکزی) دچار کشیدگی شد و حرکات برشی ناشی از این کشیدگی سبب پس زدن سنگ‌های رویی، بالازدگی پی‌سنگ نئوپروتروزویک، ایجاد حوضه‌های کششی کافتی در امتداد گسل‌های نرمال و تشکیل کنگلومرای درون حوضه‌ای ستبری با قطعات دگرگونی‌های بالازده نئوپروتروزویک (شکل ۲) و برجای گذاری نهشته‌های تخریبی سازند شمشک و معادل‌های آن در ایران مرکزی شد [۱۵].



شکل ۲- الف- طرحی نمادین برای نشان دادن مراحل آغازین کشش پوسته، ایجاد زون‌های برشی و گسل خوردگی عادی، پس زدن پوشش رویی پی‌سنگ و در نهایت گنبدی شدن و بالازدگی پی‌سنگ نئوپروتروزویک پسین ایران مرکزی و تشکیل حوضه پشت کمانی فرافروانشی و ماگمایی وابسته به آن در ژوراسیک میانی در لبه شمالی پهنه ایران مرکزی- جنوب البرز. ب- الگوی زمین‌ساختی- ماگمایی نمادین برای ماگمایی حوضه کششی پشت کمانی فرافروانشی ژوراسیک میانی لبه شمالی پهنه ایران مرکزی- جنوب البرز [۱۵].



این نازک شدگی پوسته سبب بالآمدن گوشته و ذوب بخشی آن، تشکیل مذاب بازالتی و بالآمدن آن در امتداد پهنه‌های گسلی به صورت دسته دایک‌های دیابازی، استوک‌های کوچک گابرویی و فوران‌های بازالتی [۱۷-۱۵] در رسوبات تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین (سازند شمشک در البرز و معادل‌های آن در ایران مرکزی) شد. تاکنون، پژوهشگران مختلف تشکیل حوضه‌های اقیانوسی پیرامون خرده قاره ایران مرکزی از جمله سبزوار را به زمان کوتاه کرتاسه پسین و بسته شدن آن را نیز به کرتاسه پسین- پالئوسن/ائوسن نسبت داده‌اند. اما تمرکز پژوهش‌های دقیق و بهره‌مند از مطالعات گسترده صحرایی و سن‌سنجی‌های دقیق ایزوتوپی ما در بیست سال گذشته در مناطق جنوب شاهرود تا سبزوار و بهره‌گیری از نتایج مطالعات دیگر پژوهشگران در سایر نقاط پهنه ایران مرکزی، مکران و شرق بلوک لوت، زوایای تاریک این موضوع مهم را روشن ساخت. بنابراین، برخلاف نظر پژوهشگران پیشین، تشکیل، گسترش و بسته شدن این حوضه‌های اقیانوسی به دوره‌ای طولانی از کافت‌زایی در تریاس پسین- ژوراسیک پیشین، گسترش حوضه اقیانوسی در ژوراسیک میانی- کرتاسه پیشین، فرورانش درون اقیانوسی در کرتاسه میانی- پسین و فرورانش حاشیه قاره در کرتاسه پسین- ائوسن مربوط است.

زمین‌شناسی مناطق جنوب شاهرود- سبزوار- جنوب قوچان:

واحدهای سنگی اصلی مناطق جنوب شاهرود- سبزوار از قدیم به جدید شامل، مجموعه‌های دگرگونی- آذرین نوپروتروزوئیک پسین- کامبرین پیشین، واحدهای سنگی تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین (معادل شمشک)، ژوراسیک میانی- بالایی، کرتاسه زیرین، کرتاسه بالایی، پالئوسن/ائوسن، الیگوسن- میوسن، و پلیوسن- کواترنری هستند. این واحدها از جنوب به سمت شمال سبزوار دارای توزیع مکانی- زمانی جالب و منطبق بر الگوی تشکیل و تکامل حوضه اقیانوسی سبزوار هستند. این الگو شامل وجود مجموعه‌های پی‌سنگی دگرگونی- آذرین نوپروتروزوئیک پسین- کامبرین پیشین به طور گسترده در لبه شمالی ایران مرکزی از جنوب شاهرود تا جنوب سبزوار است که به صورت ناپیوستگی آذرین پی با واحدهای سنگی تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین (معادل شمشک) پوشیده می‌شوند. آهک‌های ژوراسیک میانی- بالایی و آهک‌های اربیتولین‌دار کرتاسه زیرین به همراه میان لایه- های بازالت‌های آلکالن جزایر اقیانوسی این واحدها را می‌پوشانند. توالی ضخیم واحدهای کرتاسه بالایی در جنوب سبزوار عمدتاً شامل واحدهای ماسه‌سنگی، آذرآواری، گدازه‌های بازالتی، آندزیتی و داسیتی- ریولیتی محیط‌های فرورانش جزایر کمانی [۱۸-۲۰] به همراه آهک‌های نازک لایه و گاهی ضخیم لایه پلاژیک است که میزبان کانسارهای فراوان آهن- منگنز جنوب سبزوار هستند. در داخل توالی کرتاسه بالایی جنوب سبزوار، توده‌های متعدد و بزرگ تا متوسط دیوریتی- گرانیتی به سن کرتاسه بالایی با ویژگی‌های محیط فرورانش جزایر اقیانوسی نفوذ کرده است. این امر نشانگر وجود یک کمان ماگمایی گسترده فرورانش جزایر اقیانوسی در زمان کرتاسه میانی- پسین در منطقه جنوب سبزوار است. واحدهای سنگی پالئوسن/ائوسن نیز گاهی اوقات به صورت محدود و بر روی واحدهای سنگی کرتاسه بالایی دیده می‌شوند. اما در شمال سبزوار، ضخیم‌ترین و گسترده‌ترین واحد سنگی را مجموعه افیولیتی کرتاسه سبزوار تشکیل می‌دهد. این مجموعه از یک توالی تقریباً کامل افیولیتی شامل پی دگرگونی، اولترامافیک‌های



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



عمدتاً هارزبورژیتی گوشته‌ای (واحد تکتونیت)، کومولاهای اولترامافیک- مافیک لایه‌ای به ویژه گابروهای لایه‌ای، گابروهای توده‌ای، پلاژیوگرانیت، بازالت‌های توده‌ای و بالشی و رسوبات پلاژیک (آهک، شیل و رادیولاریت) تشکیل شده است. نواری از سنگ‌های دگرگونی فشاربالا/دمای پایین رخساره شیست آبی- آمفیبولیت به سن کرتاسه بالایی، سنگ‌های رسوبی تخریبی (کنگلوما، شیل، سیلتستون و ماسه‌سنگ)، آذرآواری (انواع توف، برش و آگلومرا) و آتشفشانی (بازالت- آندزیت) ائوسن (معادل سازند کرج) به همراه توده‌های داسیتی- ریولیتی با ماهیت آداکیتی به سن ائوسن میانی- پسین، سازند قرمز زیرین به سن الیگوسن به همراه میان‌لایه- های بازالتی آلکان و رسوبات سازند قرمز بالایی به سن میوسن به همراه کنگلومرای پلیوسن و رسوبات کواترنری بر روی افیولیت‌ها و در شمال آن قرار دارند. در فاصله‌ای دورتر از افیولیت‌ها در شمال سبزواری و جنوب قوچان- اسفراین، دوباره یک نوار ماگمایی به نام نوار ماگمایی نئوژن قوچان - اسفراین با ماهیت آداکیتی وجود دارد که نشانگر آخرین فعالیت‌های ماگمایی پسابروردی درون قاره‌ای پهنا فرورانش سبزواری است.

بحث:

ماگمازایی بازی (گابرو، دیاباز، بازالت) زمانه تریاس پسین- ژوراسیک پیشین در توالی‌های سازند شمشک و معادل آن در لبه شمالی پهنا مرکزی- جنوب البرز به شکل دسته دایک‌های دیابازی موازی دارای نشانه‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای محیط‌های زمین- ساختی حوضه‌های کششی فرافروانشی پشت کمانی است که در پهنا ایران مرکزی از ذوب بخشی گوشته اسپینل لرزولیتی و در پهنا البرز از ذوب بخشی گوشته عمیق تر گارنت لرزولیتی حاصل شده است (شکل‌های ۲ و ۳) [۱۷-۱۵]. این ماگمازایی در کرتاسه زیرین از نوع بازالت‌های آلکان جزایر اقیانوسی در سنگ‌آهک‌های عمیق دریایی به صورت پراکنده دیده می‌شود و نشانگر وجود کوه‌های زیردریایی (سیمونت‌ها) در پهناهای عمیق اقیانوسی می‌باشد [۲۱]. در کرتاسه میانی- پسین با شروع فرورانش جزایر اقیانوسی، ماهیت ماگماتیسیم به کالکوالکان تغییر می‌یابد و در کرتاسه پسین با حجم زیادی از ماگمازایی دوگانه بازی- حدواسط و اسیدی (گابرو، بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، ریولیت، دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت) با سرشت کالکوالکان جزایر اقیانوسی در جنوب سبزواری ادامه می‌یابد [۱۸-۲۰]. توالی افیولیتی شمال سبزواری به سن کرتاسه بالایی نیز دارای سرشت زمین- شیمیایی ماگماهای حوضه‌های پشت کمانی فرافروانشی می‌باشد. در پالئوسن/ائوسن با جمع شدن حوضه اقیانوسی و تبدیل محیط زمین‌ساختی به محیط فرورانش حاشیه قاره، جبهه ماگمایی به صورت فعالیت آتشفشانی گسترده ائوسن میانی- بالایی از جنوب به سمت شمال افیولیت‌های سبزواری مهاجرت نموده و ماگما نیز سرشت کالکوالکان حاشیه قاره به خود می‌گیرد [۲۲-۲۶]. همزمان تا اندکی پس از فوران، توده‌های تراکی آندزیتی- داسیتی- ریولیتی نیمه عمیق با سرشت آداکیتی به سن ۴۹-۴۲ میلیون سال پیش به درون توالی افیولیتی و پالئوسن/ائوسن نفوذ کرده‌اند [۲۲-۲۵]. در الیگوسن- میوسن با فرورفتن بقایای سنگ‌کره اقیانوسی به اعماق بیشتر و تشکیل هسته اولیه حوضه‌های کششی کافتی پشت کمانی، ماگماهای البوین بازالتی آلکان از اعماق گوشته گارنت لرزولیتی منشأ گرفته و به شکل فوران‌های بازالتی و یا توده‌های گابرویی در واحدهای سنگی سری‌های قرمز زیرین و



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



بالایی جایگزین می‌شوند [۲۷-۲۸]. با خاتمه فرورانش و انجام برخورد قاره‌ای در میوسن، آخرین تکاپوهای ماگمایی وابسته به فورانش حوضه سبزواری به شمالی‌ترین بخش منطقه در جنوب قوچان- اسفراین مهاجرت کرده و با سرشت کالکوآلکالن پتاسیم بالای آداکیتی [۲۹] جلوه می‌نماید (شکل ۴).



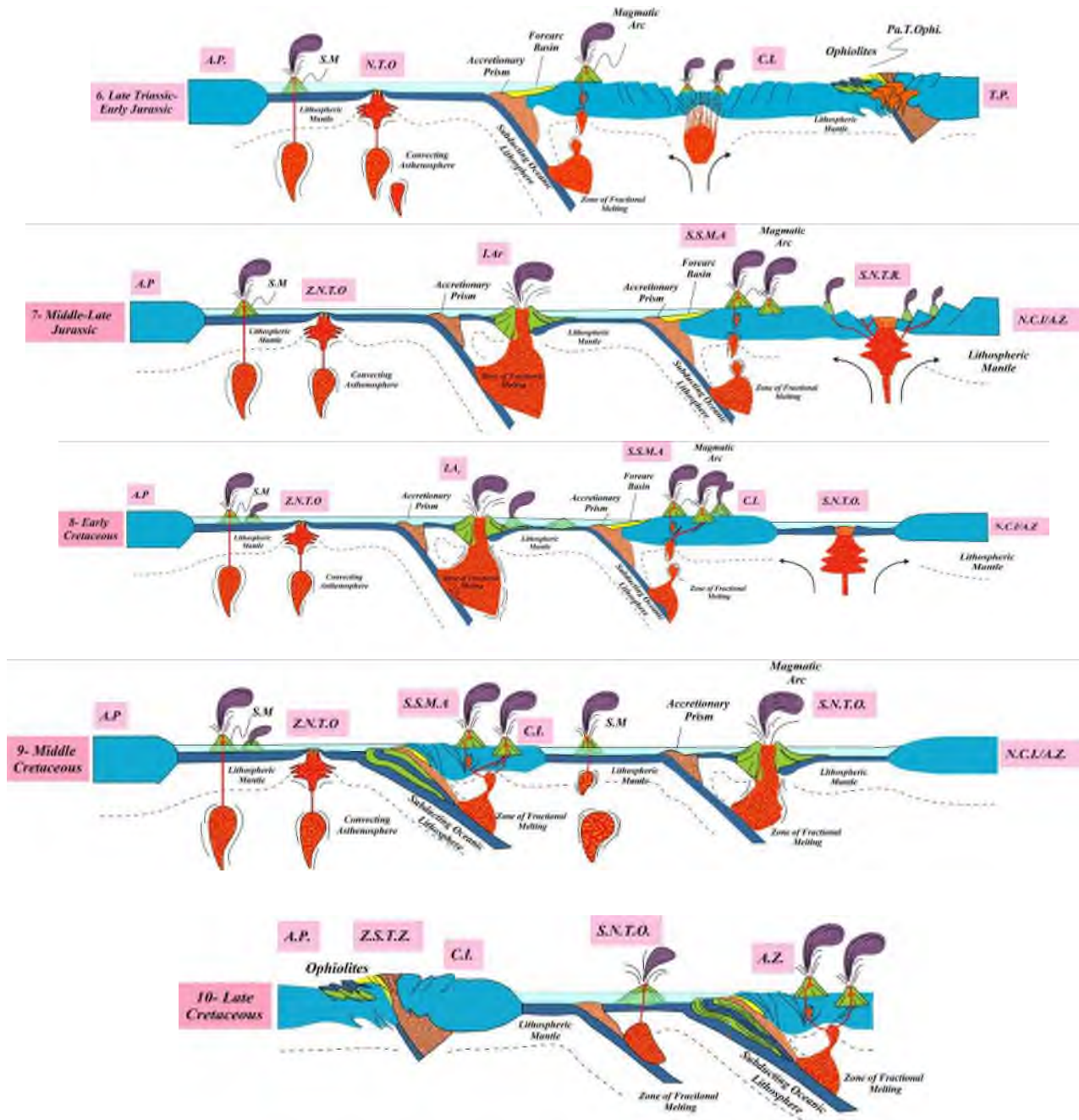
شکل ۳- الف و ب- تصویرهای ماهواره‌ای Google Earth از دسته دایک‌های موازی دیابازی ژوراسیک میانی در مجموعه‌های دگرگونی نوپروتروزوئیک پسین مناطق رضاآباد و بند هزارچاه در منطقه بیارجمند در جنوب باختری شاهرود. پ- نمای نزدیک از همین دایک‌ها. ت- نمای نزدیک از گارنت گنیس‌های میزبان دایک‌ها. ث- کنگلومرای قاعده‌ای ژوراسیک متشکل از قطعات دگرگونی‌های نوپروتروزوئیک پسین در منطقه بند هزارچاه در بیارجمند. ج- نمای نزدیک از کنگلومرای قاعده ژوراسیک متشکل از قطعات دگرگونی‌های نوپروتروزوئیک پسین.

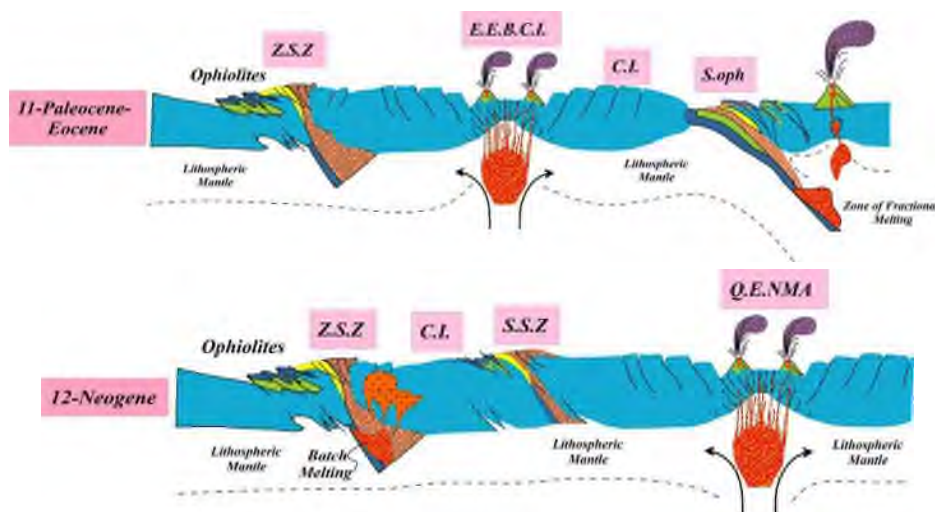


بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020





شکل ۴- مدل‌های زمین‌ساختی برای توسعه و تکامل اقیانوس تتیس جدید در محل کنونی کوه‌های زاگرس و آبراه‌های فرعی آن نظیر حوضه‌های اقیانوسی نائین- بافت و سبزواری به صورت حوضه‌های فرافروانشی در پشت کمان دگرگونی- ماگمایی سنندج- سیرجان در طول مزوزوئیک. A.P. = ورقه عربی، S.M. = کوه‌های زیردریایی، N.T.O. = اقیانوس تتیس جدید، Pa.T.Ophi. = افیولیت‌های تتیس کهن، T.P. = ورقه توران، Z.N.T.O. = اقیانوس تتیس جدید زاگرس، I.Ar. = جزایر اقیانوسی، S.S.M.A. = کمان ماگمایی سنندج- سیرجان، S.N.T.R. = کافت تتیس جدید سبزواری، N.C.I./A.Z. = شمال ایران مرکزی / پهنه البرز، C.I. = ایران مرکزی، S.N.T.O. = اقیانوس تتیس جدید سبزواری، Z.S.T.Z. = پهنه جوش خورده زاگرس، A.Z. = پهنه البرز، E.E.B.C.I. = حوضه کششی ائوسن ایران مرکزی، C.I. = ایران مرکزی، S.Ophi. = افیولیت‌های سبزواری، S.S.Z. = پهنه جوش خورده سبزواری، Q.E.N.M.A. = کمان ماگمایی نئوژن قوچان- اسفراین.

برداشت

برخلاف باور پیشینیان، زایش، گسترش و بسته‌شدن نهایی حوضه اقیانوسی نئوتتیس سبزواری و ماگمازایی/دگرگونی وابسته به آن نه در بازه زمانی کوتاه مدت کرتاسه بالایی- پالئوسن/ائوسن بلکه در بازه زمانی طولانی از تریاس پسین- ژوراسیک پیشین تا پلیوسن- کواترنری ادامه داشته است. پهنه سبزواری نمونه‌ای بارز از ماگمازایی/دگرگونی مراحل مختلف تشکیل و تکامل یک حوضه اقیانوسی است و تمامی عناصر یک پهنه فروانش شامل مجموعه دگرگونی، مجموعه افیولیتی و کمان‌های مختلف ماگمایی (جزایر اقیانوسی، حاشیه قاره، پس‌خورده‌ی درون قاره) را دارد.

منابع



- [۱] قاسمی، ح.، سبزه‌ئی، م.، ژوتو، ت.، بلون، ا.، و امامی، م.، ۱۳۸۳، سن پرتوسنجی بخش‌های مافیک و دگرگونه های میزبان مجموعه اولترامافیک- مافیک سیخوران، جنوب خاوری ایران. فصلنامه علوم زمین ۱۱(۵۲-۵۱): ۶۷-۵۸.
- [2] Saccani, E., Azimzadeh, Z., Dilek, Y., and Jahangiri, A., 2013, Geochronology and petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and implications for the melt evolution of Paleo-Tethyan rifting in Western Cimmeria. *Lithos*. 162: 264–278.
- [3] Stampfli, G.M., Marcoux, J., and Baud, A., 1991, Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 87: 373–409.
- [4] Garzanti E., and Sciunnach D., 1997, Early Carboniferous onset of Gondwanian glaciation and Neo-Tethyan rifting in Southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters* 148: 359–365. doi: 10.1016/S0012-821X(97)00028-9.
- [5] Saidi A., Brunnet M.F., and Ricou L.E., 1997, Continental accretion of the Iran Block to Eurasia as seen from Late Paleozoic to early Cretaceous subsidence curves. *Geodinamica Acta* 10: 189–208.
- [6] Garzanti E., Le Fort P., and Sciunnach D., 1999, First report of Lower Permian basalts in South Tibet: Tholeiitic magmatism during break-up and incipient opening of Neotethys. *Journal of Asian Earth Sciences* 17: 533–546. doi:10.1016/S1367-9120(99)00008-5.
- [7] Stampfli, G.M., Raumer, J.F.V., and Borel, G.D., 2002, Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. In: Martinez Catalan, J.R., Hatcher, R.D., Jr., Arenas, R., Diaz Garcia, F., (Eds), *Variscan- Appalachian Dynamics: The Building of The Late Paleozoic Basement*. *Geol. Soc. Am. Bull.* 364: 263–280.
- [8] Angiolini L., Balini M., Garzanti E., Nicora A., and Tintori A., 2003, Gondwanan deglaciation and opening of Neotethys: The Al Khlata and Saiwan Formations of Interior Oman. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 196: 99–123. doi: 10.1016/S0031-0182(03)00315-8.
- [9] Ghasemi, A. and Talbot, C. J., 2006, A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*. 26(6): 683-693.
- [10] Robertson A.H.F., and Searle M., 1990, The northern Oman Tethyan Continental margin: Stratigraphy, Structure, Concepts and Controversies: in Robertson A.H., Searle M.P., and Ries A.C., eds., *The Geology and Tectonics of the Oman Region*. Geological Society of London, Special Publication 49: 3–25.
- [11] Shafaii Moghadam, H., Stern, R.J., 2014, Ophiolites of Iran: keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (I) Paleozoic ophiolites. *Journal of Asian Earth Sciences*. 91: 19–38.
- [12] Berberian, F., and King, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 18: 210–256.
- [13] Besse J., Torcq F., Gallet Y., Ricou L.E., Krystyn L. and Saidi A., 1998, Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea. *Geophysical Journal International* 135(1): 77-92.
- [14] Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A., 2007, Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences*. 30: 474-489.
- [۱۵] قاسمی، ح.، رستمی حصری، م.، و صادقیان، م.، ۱۳۹۷- الف، ماگماتیسیم بازی در حوضه کششی پشت‌کمانی ژوراسیک زیرین- میانی در لبه شمالی پهنه‌های ایران مرکزی- جنوب البرزخاوری، شاهرود - دامغان. فصلنامه علوم زمین ۲۸(۱۰۷): ۱۲۳-۱۳۶.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



- [۱۶] قاسمی، ح.، و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۰، ژئوشیمی، سنگ‌شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی قلیایی در قاعده سازند شمشک، زون البرز خاوری. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۱۹(۴): ۶۹۹-۷۱۴.
- [۱۷] قاسمی، ح.، و جمشیدی، خ.، ۱۳۹۲، بررسی خصوصیات ناحیه منشأ سنگ‌های آلکالن بازیگ قاعده سازند شمشک در البرز خاوری. فصلنامه زمین‌شناسی ایران ۷(۲۷): ۲۹-۱۷.
- [۱۸] کاظمی ز.، قاسمی ح.، موسیوند ف.، گریفین و.، ۱۳۹۸، ماگماتیسم فرورانش جزایر کمانی کرتاسه پسین در لبه شمالی ایران مرکزی، جنوب غرب سبزواری. فصلنامه زمین‌شناسی ایران ۱۳(۴۹): ۲۱-۱.
- [۱۹] قاسمی ح.، کاظمی ز.، موسیوند ف.، گریفین و. ۱۳۹۷- ب، شیمی سنگ‌کل و شیمی کانی داسیت‌های کرتاسه پسین جنوب غرب سبزواری: رهیافتی بر منشأ و جایگاه زمین‌ساختی آن‌ها. مجله پترولوژی ۹(۳۵): ۱۰۰-۷۹.
- [20] Kazemi, Z., Ghasemi, H., Tilhac, R., Griffin, W., Shafaii Moghadam, H., O'Reilly, S., and Mousivand, F., 2019, Late Cretaceous subduction-related magmatism on the southern edge of Sabzevar basin, NE Iran. *Journal of the Geological Society*. 176(3): 530-552.
- [۲۱] اکرمیان، ا.، ۱۳۸۹، بررسی زمین‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های آذرین کرتاسه منطقه زمان آباد، خارتوران، جنوب شرق شاهرود. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- [۲۲] جمشیدی خ.، ۱۳۹۴، پترولوژی، ژئوشیمی و پتروژنز گنبد‌های آداکیتی شمال باشتین، سبزواری. رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- [۲۳] جمشیدی خ.، قاسمی ح.، صادقیان م.، ۱۳۹۳، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پرسیلیس پساایولیتی سبزواری. مجله پترولوژی ۵(۱۷): ۶۸-۵۱.
- [۲۴] جمشیدی خ.، قاسمی ح.، میائو، ل.، ۱۳۹۴، سن سنجی U-Pb و تعیین ترکیب محل منشأ گنبد‌های آداکیتی پساایولیتی سبزواری. مجله پترولوژی ۶(۲۳): ۱۳۸-۱۲۱.
- [25] Jamshidi Kh., Ghasemi H., Laicheng Miao; Sadeghian M., 2018, Adakite magmatism within the Sabzevar ophiolite zone, NE Iran: U-Pb geochronology and Sr-Nd isotopic evidences. *Geopersia*, 8 (1): 111-130. DOI: [10.22059/GEOPE.2017.242944.648352](https://doi.org/10.22059/GEOPE.2017.242944.648352).
- [26] Ghasemi, H., and Rezaei-Kahkhaei, M., 2015, Petrochemistry and Tectonic Setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran. *Mineralogy and Petrology* 109(2): 235-252. DOI [10.1007/s00710-014-0353-3](https://doi.org/10.1007/s00710-014-0353-3).
- [۲۷] قاسمی ح.، رستمی حوری م.، صادقیان م.، کدخدای عرب ف.، ۱۳۹۵، ماگماتیسم کششی پشت کمانی در حوضه الیگومیوسن لبه شمالی ایران مرکزی. فصلنامه علوم زمین ۲۵(۹۹): ۲۵۲-۲۳۹.
- [28] Rostami-Hossouri, M., Ghasemi, H., Pang, K.N., Shellnutt, J.G., Rezaei-Kahkhaei, M., Miao, L., Mobasheri, M., Iizuka, Y., Lee, H.Y., and Lin, T.H., 2020, Geochemistry of continental alkali basalts in the Sabzevar region,



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



northern Iran: implications for the role of pyroxenite in magma genesis. Contributions to Mineralogy and Petrology. 175:50. <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01687-z>

[۲۹] گردیده س.، قاسمی ح.، صادقیان م.، ۱۳۹۷، سن سنجی U-Pb بر بلورهای زیرکن، نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd و زمین شیمی گنبد‌های آداکیتی نئوژن کمان ماگمایی قوچان- اسفراین، شمال شرق ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۲۶(۲): ۴۷۸-۴۵۵.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



لوکوگرانیتهای نوع A در الوند: شیمی کانی، ژئوشیمی و پتروژنز

حجت حاج حسنی*

دکتری زمین‌شناسی، آب منطقه ای اصفهان

hojat_ha@yahoo.com

جلیل قلمقاش

دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، گروه پتروژئی، تهران، ایران

jalilghalamghash@gmail.com

رحیم دبیری

دانشیار، گروه زمین‌شناسی، واحد مشهد، دانشگاه آزاد اسلامی، مشهد، ایران

rahimdabiri@yahoo.com

چکیده:

رخنمون های گابرویی، گرانیت پورفیروئیدی و لوکوگرانیت، فازهای اصلی ماگمای باتولیت الوند را تشکیل می دهند. لوکوگرانیت های الوند به عنوان آخرین فاز ماگمایی در این مجموعه، به صورت دایک ظاهر شده و تمامی واحدها سنگی توده را قطع کرده اند. دایکهای لوکوکراتیک شامل آلکالی گرانیت آرفدسونیت‌دار، آلکالی گرانیت تورمالین‌دار، آلکالی گرانیت روتیل دار، آلکالی گرانیت بیوتیت‌دار و گرانیت بیوتیت مسکویت‌دار هستند. بر اساس مطالعات میکروپروپ بر روی کانی ها، فلدسپارهای الکانل از نوع ارتوز و پلاژیوکازها از نوع آلبیت تا الیگوکلاز می باشند. بیوتیت ها از نوع آبت و غنی از Fe که در محیط احیایی و مستقیماً از ماگما متبلور شده اند. تیتانیت های مورد مطالعه از نوع دمای بالا، اولیه و ماگمایی هستند. از نظر ژئوشیمیایی کلیه نمونه‌های مورد مطالعه دارای ماهیت آلکانل و پرآلومین (تا اندازه کمی پرآلکانل) می باشند. الگوی توزیع عناصر نادر خاکی به هنجار شده به ترکیب کندریت دارای غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE هستند. در نمودارهای چند عنصری به‌هنجار شده لوکوگرانیت های محدوده مورد مطالعه، نسبت به ترکیب گوشته اولیه دارای غنی‌شدگی از LILE نسبت به HFSE و آنومالی منفی Ta، Nb و Ti بوده و به نظر می رسد در محیط فرورانش تشکیل شده اند. لوکوگرانیتی های واقع در باتولیت الوند ویژگیهای گرانیت‌های نوع A را دارند و با توجه به مقدار Al_2O_3 یا کروندوم نورماتیو و عناصر کمیاب می توان آنها را به دو گروه نوع A و A' طبقه بندی نمود. میزان عناصر کمیاب در گرانیت‌های نوع A الوند بسیار بیشتر از گرانیت‌های نوع A' می‌باشد. دو نوع گرانیت لوکراتیک الوند دارای منشاء متفاوت هستند. بر اساس ویژگیهای ژئوشیمیایی به نظر می رسد که گرانیت نوع A دارای منشاء گوشته‌ای هستند. گروه دیگر با ماهیت شاخص پرآلومین که دارای کروندوم نورماتیو بیش از یک و عیار پایین عناصر کمیاب می باشند به نظر می رسد دارای منشاء کوارتز-فلدسپاتیک هستند (گرانیت نوع A'). با توجه به شواهد صحرایی و سن سنجی رادیومتری زمان تشکیل لوکوگرانیت‌های مورد مطالعه به عنوان آخرین فاز ماگمایی در زمان ژوارسیک پایانی و همزمان با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران بوده است. لوکوگرانیت‌های الوند در یک فاز کششی به صورت دایک و توده‌های کوچک در توده الوند جایگیر شده‌اند. در این فرآیند لوکوگرانیت‌های نوع A' الوند از تفریق مذابی مشابه گرانیت‌های پورفیروئیدی الوند و لوکوگرانیت‌های نوع A از تفریق یک ماگمای گوشته‌ای پدید آمده اند.

کلید واژه ها: لوکوگرانیت، پرآلومین، آلکانل، گرانیت نوع A، الوند



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



The A-type leucocratic granites in Alvand batholith: mineral chemistry, geochemistry and Petrogenesis

Hojjat Haj Hassani *

PHD Geology, Regional water Isfahan

hojat_ha@yahoo.com

Jalil Ghalamghash

Associate Professor, Research Institute for Earth Sciences, Tehran, Iran

jalilghalamghash@gmail.com

Rahhim dabiri

Assistant Professor, Department of Geology, Mashhad Branch, Islamic azad University, Mashhad, Iran

rahimdabiri@yahoo.com

Abstract

Alvand batolite located of near Hamadan, included three phases magma, among gabbro, granitoid and leucocratic granite. These leucocratic granite final magma phases, which is form of a dyke, and all units have broken the rock mass. Leucogranite dyke consist tourmaline alkali granite, biotite alkali granite, arfvedsonite alkali granite, rutile alkali granite, biotite-mucovite granite. Based on microprop studies, alkaline feldspars were orthose and plagiocases were albite to oligoclase. Biotites are anitic and Fe-rich in type that are crystallization in Regenerative environment, directly from magma. The titanites studied are of high temperature, primary and magmatic types. Geochemically, the studied samples have an alkaline and peraluminouse nature. The pattern distribution of rare earth elements to chondrite is enriched with LREE relative to HREE. Also, the Alvand leucogranites in the primitive mantle have an enrichment of LILE relative to HFSE and negative anomalies Ta, Nb and Ti, and appear to be in the subduction environment. Alvand leucogranites has a characteristic of A-type granites and can be categorized into two groups of A and A'-types eccording to the amount of Al_2O_3 or norm of corundum and rare elements. The amount of rare elements in A-type more than A'-type granites. There are Two types of Alvand leucogranites with different origin. Based on geochemical characteristics, A-type granite appears to be of mantle origin. The other group, with the nature of the peraluminouse index, norm corundum of more than one and a low grade of rare elements, have to be of quartz-feldspathic origin (A'-type granite). On base of field study and radiometric age, the time of genesis of the leucogranites as the last phase of magma, during the late jurasic and simultaneously with the subduction of the neotethys oceanic crust Under continental crust of Iran. Alvand leucogranites appearance to extension phase in alvand batolite. In this process, the A'-type leucogranites are derived from a melt differentiation of alvand porphyry granites and A-type leucogranites from mantle magma differentiation.

Keywords: Leucocratic granite, Alvand, Magma, Alkaline, Batolite.



۱- مقدمه:

پهنه سندانج-سیرجان کمربند دگرگونی شمال غربی- جنوب شرقی است که در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی تئیس جوان به زیر ایران مرکزی و برخورد ابرقاره‌های گندوانا و اوراسیا پدید آمده است [2] و [1]. این پهنه در زمان مزوزوئیک حاشیه فعال قاره‌ای فرورانش پوسته اقیانوسی تئیس جوان بوده است [3] و [1]. این نوار دگرگونی دارای توده‌های نفوذی بزرگ و چند مرحله‌ای با ماهیت کالک آلکالن با سن ژوراسیک میانی است [4]. توده الوند از پنج نوع سنگ نفوذی شامل ۱- گابرو دیوریت ۲- گرانیت ریزدانه ۳- گرانیت درشت‌دانه ۴- گرانیت پورفیری ۵- گرانیتوئیدهای ریزدانه تشکیل شده است [5]. سنگ‌های گابرویی و گرانیت پورفیری الوند توسط تعداد قابل توجهی دایک و رگه لوکوکرات آپلیتی و پگماتیتی قطع شده است. ابعاد این دایک‌ها و رگه‌های لوکوکرات از چند میلیمتر تا چند ده متر متغیر می‌باشد. زمان تشکیل بخش‌های گابرویی و گرانیت پورفیری الوند توسط شهبازی و همکاران (۲۰۱۰) و به روش اورانیوم - سرب بر روی کانی زیرکن 1 ± 0.8 تا $166/5 \pm 0.6$ و $161/0 \pm 0.9$ تا $163/9 \pm 0.9$ میلیون سال تعیین شده است. زمان تشکیل دایک‌های لوکوگرنیتی بین $154/4 \pm 1.3$ تا $153/3 \pm 2.7$ میلیون سال تعیین شده که آخرین فاز ماگمایی منطقه [6] و همچنین موضوع این مطالعه می‌باشد. در مقاله حاضر ما قصد داریم ضمن معرفی ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمی دایک‌ها و رگه‌های آپلیتی-پگماتیتی، خاستگاه ماگمایی و جایگاه تکتونیکی آنها را بررسی و ارائه نماییم.

۲- پتروگرافی و شیمی کانی

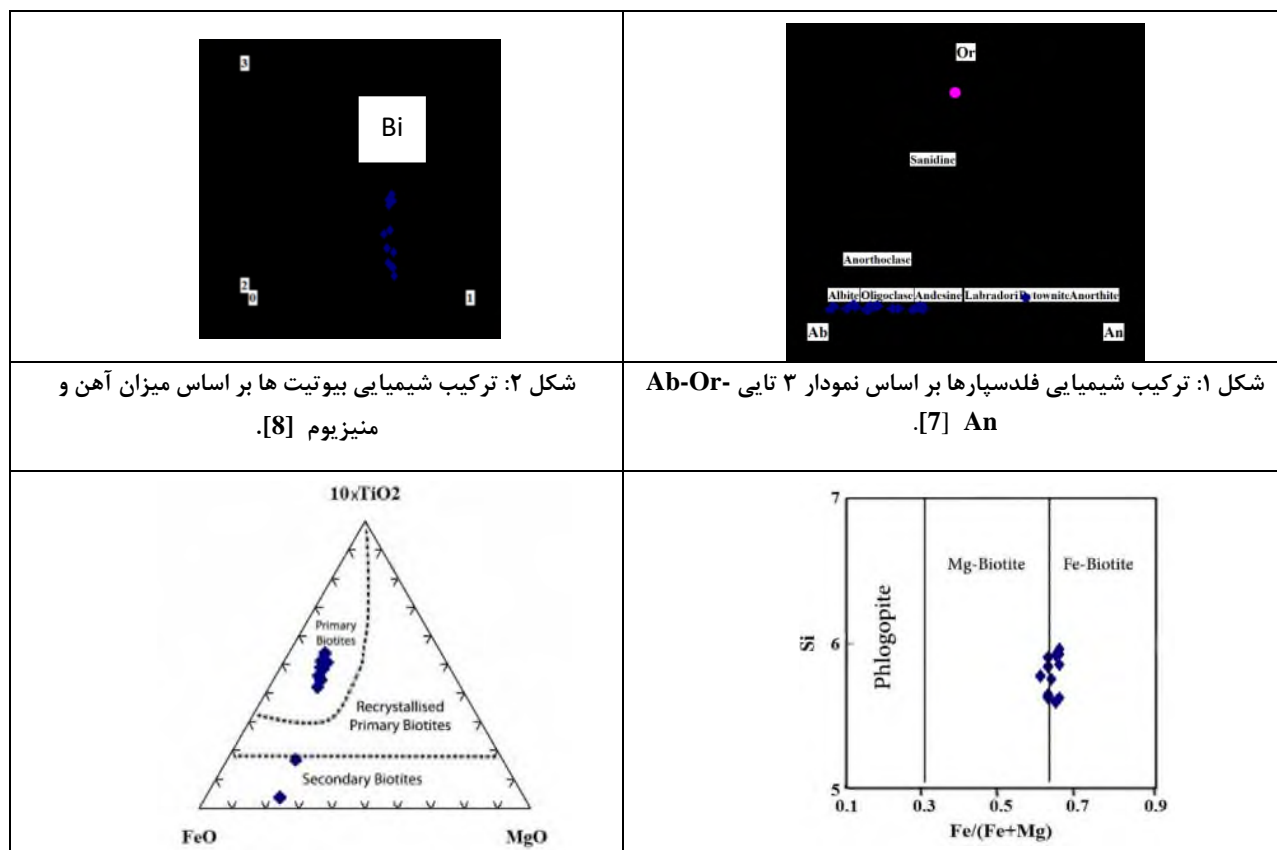
لوکوگرنیت‌های الوند در نمونه دستی، رنگ سفید تا مایل به خاکستری و در برخی موارد صورتی دارند. بافت آنها بسیار متنوع و بیشتر شامل بافت‌های دانه‌ای (ریز دانه تا درشت دانه)، گرانوفیریک و پورفیریتیک با خمیره دانه متوسط است. بر اساس ترکیب کانی شناسی دایک‌های لوکوگراتیک الوند شامل آلکالی گرانیت تورمالین‌دار، گرانوفیرهای تورمالین‌دار، آلکالی گرانیت بیوتیت‌دار، آلکالی گرانیت آرفدسونیت‌دار، آلکالی گرانیت غنی از روتیل و گرانیت بیوتیت مسکویت‌دار هستند. این سنگ‌ها از کانی‌های اصلی کوارتز، فلدسپار آلکالن، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی بیوتیت، مسکویت، روتیل، آمفیبول آلکالن (آرفدسونیت) و تورمالین تشکیل شده است. کانی‌های جزئی حائز اهمیت می‌مانند: زیرکن، اسفن، آپاتیت، و آلانیت در این سنگ‌ها شناسایی شده‌اند. در این سنگ‌ها، فلدسپار‌های آلکالن از نوع ارتوکلاز بوده و دارای $Al_2O_3: 18.27- Na_2O: 0.9-0.8, K_2O: 16.84-15.7$ می‌باشد. پلاژیوکلازها بیشتر به گونه ماکل دار (آلبیت یا پلی سنتیک) با ترکیب متنوعی از $Na_2O: CaO: 7.43-0.6$ ، $Al_2O_3: 19.6-26.3, K_2O: 0- 0.32, 11.88-7.15$ ، دارند [7]. پلاژیوکلازهای لوکوگرنیت‌های شمال الوند دارای ترکیب متفاوت با پلاژیوکلازهای بخش شرقی می‌باشند به این شکل که دایک‌های لوکوگرنیتی شرق الوند دارای میزان CaO بیشتر و میزان Al_2O_3 بالاتر هستند. میزان $An: 35.3$ تا $An: 26.7$ و در محدوده الیگوکلاز تا اندزین تغییر می‌کند. میزان An درون هر بلور متغییر و از مرکز به حاشیه کاهش می‌یابد. پلاژیوکلازهای لوکوگرنیت‌های شمال الوند غالباً سدیک تر بوده و میزان $An: 20$ تا $An: 3.1$ و در محدوده الیگوکلاز تا آلبیت تغییر می‌کند. میزان An درون هر بلور متغییر و نوسانی می‌باشد. به طوری که میزان An در مرکز بیشتر بوده اما به سمت حاشیه کاهش و سپس افزایش می‌یابد، شکل ۱.

ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها مانند پلاژیوکلازها ترکیب یکسانی ندارد و به طور نوسانی میزان $FeO, TiO_2, K_2O, Al_2O_3$ تغییر می‌یابد. کلیه میکاهای مورد مطالعه با توجه داشتن مقادیر $Fe/(Fe+Mg)$ بزرگتر از 0.6 در محدوده بیوتیت و با توجه به تغییرات قرار گرفته Al^{IV} بیشتر به سمت آنیت متمایل است، شکل ۲. طبق نمودار دو تایی $Fe/(Fe+Mg)$ در مقابل Si [8]،



بیوتیت‌ها از نوع غنی از آهن هستند شکل ۳. که به نظر می‌رسد به دلیل تشکیل در شرایط احیایی و فوگاسیته پایین اکسیژن باشد. بیوتیت‌های غنی از آهن بیشتر در گرانیت‌های نوع A [9] وجود دارند. بر اساس نمودار [10] کلیه بیوتیت‌های تشکیل دهنده لوکوگرانیت‌های الوند از نوع اولیه و مستقیماً از ماگما متبلور شده است، شکل ۴ [12] [10].
بر اساس ویژگی‌های شیمیایی و نمودارهای مثلثی $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-(FeO + MgO)}$ و بررسی مقادیر کاتیونی، مسکویتها از نوع خالص هستند شکل ۵ [11].

بر اساس نتایج حاصل از میکروپروب، بلورهای تیتانیت دارای میزان قابل ملاحظه ای V_2O_5 : ۱٫۷۵-۲٫۰۲ هستند. حضور عنصر وانادیوم در کانی تیتانیت می‌تواند در اثر جانشینی این عنصر با تیتانیوم باشد. تیتانیت یکی از کانی‌های فرعی در لوکوگرانیت‌های الوند است که به صورت اولیه و ثانویه هستند. تیتانیت‌های اولیه شکل دار بوده و اغلب از نوع حرارت بالا هستند و بلورهای ثانویه معمولاً بی شکل و از نوع حرارت پایین و حاصل تجزیه کانیهای مافیک و کانی‌های کدروی است که حاوی مقدار مناسبی تیتانیوم در ترکیب اولیه خود بوده‌اند. پیرو بررسی‌های بعمل آمده مقدار Al+Fe^{3+} کمتر از ۱/۴ در تیتانیت نشاندهنده تشکیل بلور در حرارت بالا می‌باشد. پایین بودن میزان Al+Fe^{3+} (29/1-24/1) در تیتانیت‌های مورد مطالعه بیانگر بالا بودن درجه حرارت تشکیل این کانی است (بیشتر از ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد) [14] و [13].





<p>شکل ۴: نمودار تفکیک بیوتیت‌های اولیه از ثانویه بر اساس نمودار ۳ تایی [10].</p>	<p>شکل ۳: ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها بر اساس میزان آهن و منیزیم [8].</p>
<p>شکل ۵: آنالیز شیمیایی بیوتیت و مسکویت‌های لوکوگرانیت‌های الوند در نمودار مثلثی $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-}(\text{FeO} + \text{MgO})$ و نمودار دوتایی Al (apfu) در مقابل Si (apfu) [11].</p>	
<p>شکل ۶: نمودار همزیستی بلورهای بیوتیت با سایر بلورهای دیگر بر اساس نمودار [12].</p>	

۳- ژئوشیمی:

بر پایه نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 [15]، ترکیب لوکوگرانیت‌های الوند در محدوده گرانیت و آلکالی‌فلدسپارگرانیت است شکل ۷. براساس نمودار اکسیدهای آلکالن در برابر SiO_2 [16]، شکل ۸a و نمودار SiO_2 در برابر A.R [17]، شکل ۸b، کلیه نمونه‌های سنگی موجود در لوکوگرانیت‌های الوند در محدوده سنگ‌های آلکالن و تعداد کمی ساب آلکالن واقع می‌شوند شکل ۸. بررسی شاخص اشباع از آلومینیوم یا شاند با استفاده از نمودار [18]، نشان می‌دهد که تمامی نمونه‌های مورد مطالعه پراآلمین تا پراآلکان هستند، شکل ۱۱. بررسی ژئوشیمیایی عناصر اصلی و محاسبه نرم نمونه‌های مورد مطالعه نشان داد که سنگ‌های با میزان کروندوم نورماتیو بیش از ۱ درصد (نتایج محاسبه نرم در اینجا ارائه نشده است) تفاوت شیمیایی قابل توجهی در میزان



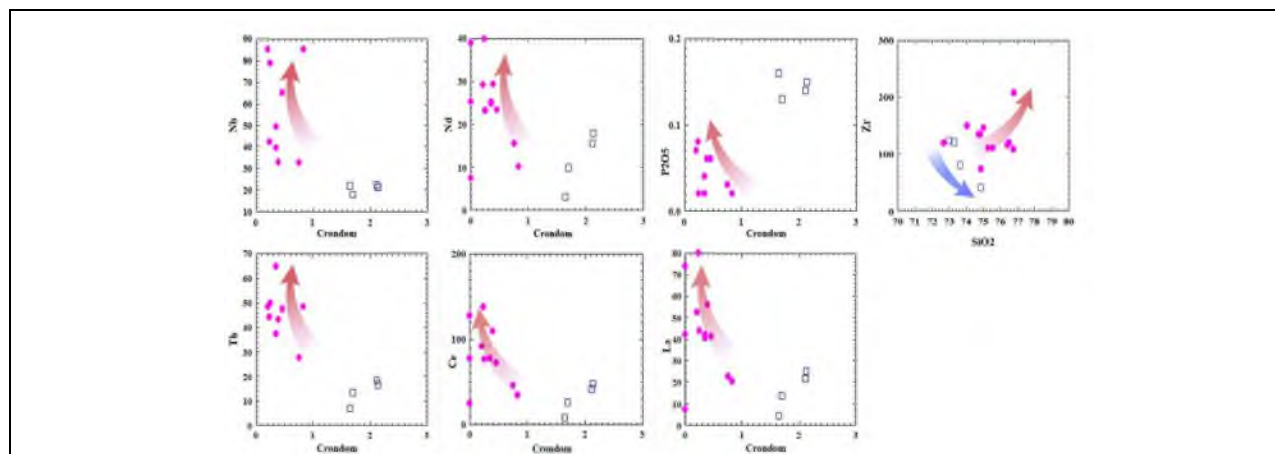
عناصر کمیاب (به ویژه در مقدار عناصر $Ce, Nb, Nd, La, Th, Zr, SiO_2, P_2O_5$ واضح تر است) با نمونه‌هایی که دارای کروندوم نورماتیو کمتر از ۱ درصد دارند، شکل ۱۰.

نمودارهای عنکبوتی لوکوگرانیتهای الوند به‌هنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه [19]، نشان می‌دهد که این سنگها دارای غنی‌شدگی عناصر LIL نسبت به عناصر HFS و همچنین آنومالی منفی در عناصر Ta, Nb, Ti وجود دارد، شکل ۱۲a. آنومالی منفی در عناصر Ta, Nb, Ti احتمالاً به دلیل تشکیل دایکهای لوکوکراتیک در محیط فرورانش یا در اثر آلودگی پوسته پدید آمده‌اند.

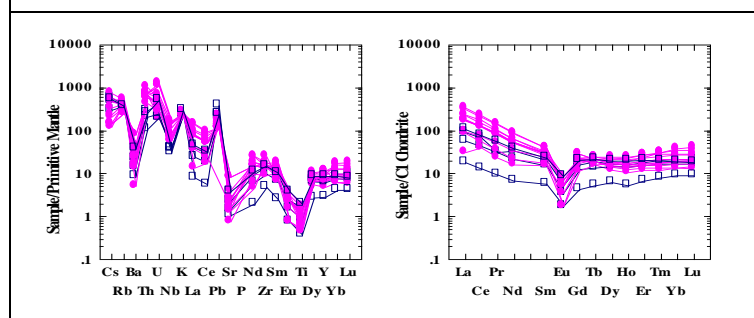
ویژگی‌های ژئوشیمیایی که در این بخش ذکر شده است با میزان ذوب بخشی کم ماگما در منشاء (گوشته) گرانیت‌های نوع A و تحول و تفریق ماگمایی گرانیت‌های آکالن مرتبط و مشابه می‌باشد [20]، [21]، [22].

در الگوی توزیع عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده نسبت به ترکیب کندریت [19]، تمام سنگهای لوکوگرانیتهی الوند دارای غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE هستند و نسبت $(La/Yb)_n$ در این سنگهای ۱/۱۵ تا ۲۷/۸۷ متغیر می‌باشد. تمام نمودارهای REE در این سنگها آنومالی منفی Eu دارند. بزرگی آنومالی Eu با توجه به دامنه تغییرات نسبت (Eu/Eu^*) از ۰/۱۳ تا ۰/۳۹ متغیر می‌باشد، شکل ۱۲b. آنومالی منفی Eu در ماگماهای اسیدی توسط فلدسپارها (به ویژه پلاژیوکلاز) کنترل می‌شود. به علاوه فقیرشدگی شدید این عنصر از شاخصه‌های گرانیت نوع A می‌باشد [23]، [24]، شکل ۱۲b. ضمناً ممکن است که خاستگاه سازنده مذابهای گرانیتی مورد بحث از Eu تهی بوده‌اند [24].

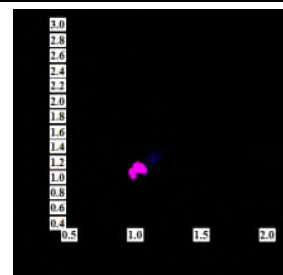
<p>شکل ۸: تعیین سری ماگمایی لوکوگرانیتهای الوند بر اساس نمودار (a) [16] و (b) [17].</p>	<p>شکل ۷: نامگذاری شیمیایی لوکوگرانیتهای الوند بر اساس نمودار [15] در این نمودار آکالی لوکوگرانیتهای با نشانه مربع و لوکوگرانیتهای با نشانه دایره پر نمایش داده شده است.</p>



شکل ۱۰: بررسی تغییرات P_2O_5 و عناصر کمیاب در برابر تغییرات کروموم نورماتیو در سنگهای لوکوگرانیتهی الوند.



شکل ۱۲: (a) نمودار عنکبوتی به هنجار شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه [19] و (b) الگوی توزیع عناصر کمیاب به هنجار شده نسبت به کندریت [19] برای نمونه‌های لوکوگرانیتهی الوند.



شکل ۱۱: محل قرار گیری نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار [18] جهت تعیین ماهیت لوکوگرانیتهای الوند بر اساس میزان آلومین.

۴- خاستگاه ماگمایی و نتیجه گیری

همانطوریکه در بخش پتروگرافی اشاره شد لوکوگرانیتهای الوند شامل انواع آلكالی گرانیت تورمالین‌دار، گرانوفیرهای تورمالین‌دار، آلكالی گرانیت بیوتیت‌دار، آلكالی گرانیت آرفدسونیت‌دار، آلكالی گرانیت روتیل دار و گرانیت بیوتیت مسکویت‌دار هستند. بر پایه ویژگیهای شیمیایی این سنگها دارای ماهیت آلكالین و پرآلومین می باشند.

یکی از روش های موثر در تشخیص انواع گرانیت ها و تفکیک آنها استفاده از نسبت Ga/Al است که بر اساس آن می توان گرانیت‌های نوع A را از انواع S, M, I تفکیک نمود [21]. در نمودارهای K_2O/MgO , $(K_2O+Na_2O)/Ca$, Na_2O+K_2O و Nb در مقابل $Ga/Al \times 1000$ تمامی نمونه های لوکوگرانیتهی الوند در محدوده گرانیت های نوع A قرار می گیرند [21] و [25]، شکل ۸ و ۱۳.

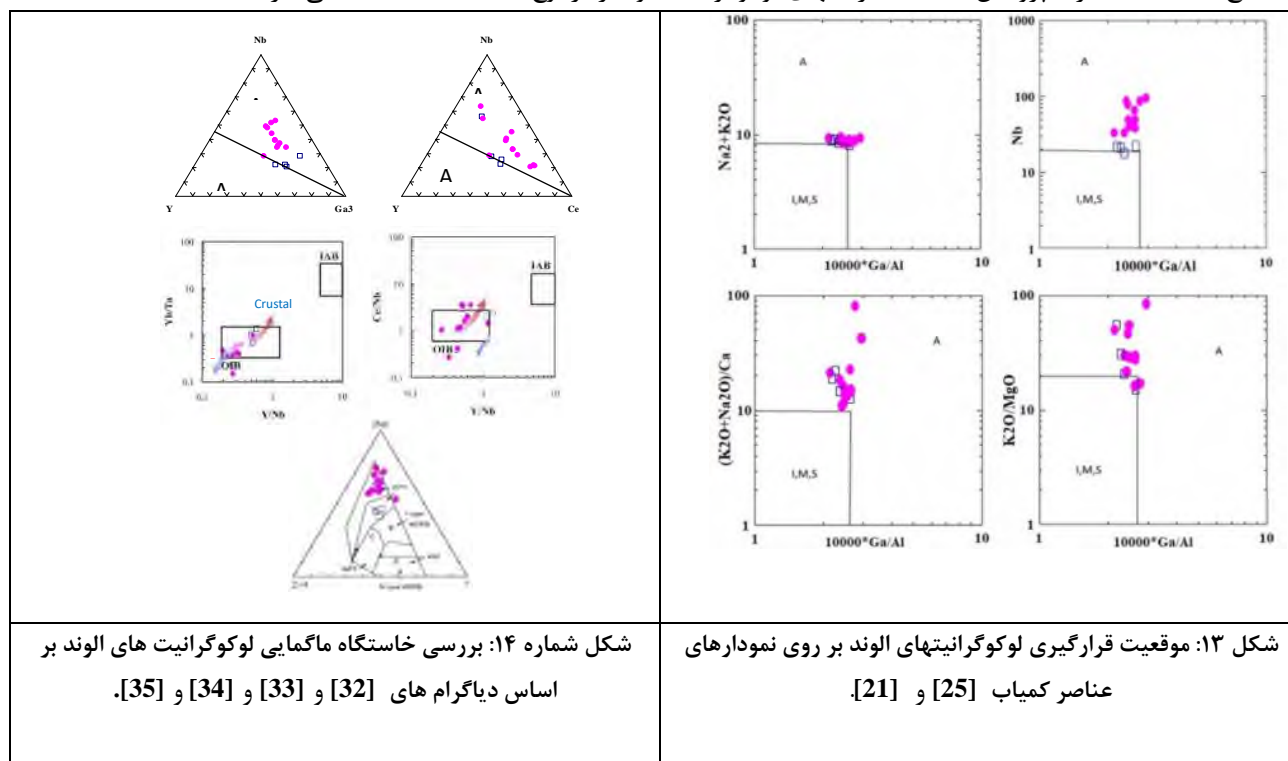
محققان بسیاری بر روی نوع سنگ منشاء گرانیت‌های نوع A مطالعه نموده اند. برخی از آنها تفریق ماگمای مافیک حاصل ذوب بخشی گوشته [27] و [26]. را به عنوان منشاء گرانیت‌های نوع A معرفی نموده اند. این محققان معتقد هستند که این نوع



اغلب با آنکلاوهای مافیک همراه بوده و یا توسط دایکهای مافیک قطع شده‌اند [28]. برخی دیگر [20] و [21] و [29] و [30] گرانیت‌های نوع A را حاصل ذوب بخشی مواد پوسته‌ای باقیمانده (گرانولیت) و یا از منشاء کوارتز-فلدسپار دانسته‌اند. کینگ و همکاران (۲۰۰۱) تشکیل گرانیت‌های نوع A پرآلومین را حاصل ذوب بخشی منشاء کوارتز-فلدسپاری تفریق نیافته در شرایط خاص (فشار لیتواستاتیک پایین، دمای بالا، فوگاسیته نسبتاً پایین اکسیژن، بخار آب کم) دانسته است. در تشکیل گرانیت‌های نوع A با منشاء کوارتز-فلدسپاری باید سنگ اولیه از کانیهای فرعی مثل زیرکن، آپاتیت، تیتانیت و زینوتیم که محتوای قابل توجهی از عناصر REE^{3+} , HFS دارند، غنی بوده باشد که ذوب آنها در دمای بالای منشاء گرانیت‌های نوع A تسهیل شده و در نهایت موجب غنی‌شدگی نسبی از این عناصر می‌گردد. [29] و [31] یک منشاء تونالیتی تهی نشده یا تونالیتی-گرانودیوریتی را برای منشاء گرانیت‌های نوع A متآلومین پیشنهاد نموده‌اند.

بر اساس تفکیک ژنتیکی [32] گرانیت‌های نوع A، تقریباً کلیه نمونه‌های مورد مطالعه لوکوگرانیت‌های الوند در محدوده گروه A1 ناشی از گوشته می‌باشند اما نمونه‌های لوکوگرانیتی نوع A' در مرز گروه A2 (منشاء پوسته‌ای) قرار دارند [31]، شکل ۱۴. بر اساس خصوصیات ژئوشیمیایی به نظر می‌رسد که الوند دارای دو نوع لوکوگرانیت از نوع A است که از نظر منشاء با یکدیگر متفاوت هستند. بخشی از نمونه‌های مورد مطالعه دارای خصوصیات گرانیت نوع A با منشاء گوشته‌ای است. گروه دیگر لوکوگرانیت‌های پرآلومین الوند هستند که دارای کروندوم نورماتیو بیش از ۱ و عیار پایین عناصر کمیاب می‌باشند به نظر می‌رسد این گروه منشاء کوارتز-فلدسپاتیک دارند (گرانیت نوع A').

نتایج مطالعات حاضر با پژوهش [6] که گرانیت‌های لوکوکراتیک الوند را از نوع A دانسته‌اند هماهنگی دارد.





منابع

- [1] Berberian, F., Berberian, M., 1981. Tectonic-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), Zagros Indukush, Himalaya Geodynamic Evolution. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 5–32.
- [2] Alavi, M., 1994. Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretation. *Tectonophysics*, no. 229, 211–238.
- [3] Berberian, M., King, G., C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18, 210–265.
- [4] قلمقاش، ح.، حق نظر لیسسه وردی، م.، ۱۳۹۳، دانش نامه توده های گرانیتوئیدی ایران، پژوهشکده علوم زمین، تهران، ۳۶۳ ص.
- [5] سپاهی گروع.ا.، ۱۳۷۸، پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیده الوند، پایان نامه دوره دکتری، دانشگاه تهران، ۳۲۵ صفحه.
- [6] Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K., Vousoughi Abedini, M., 2010. Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39, 668–683.
- [7] Deer W., Howie R.A., Zussman J., 1992, An introduction to the Rock forming minerals, John Wiley and Sons, Inc. New York, 2nd, PP 696.
- [8] Forster C.D., 1960, Interpretation of the composition of trioctahedral mica. United State Geological Survey, Professional Paper, Neues Jahrbuch für Mineralogy (Abhandlungen), 354. 11–49.
- [9] Forst, C. D. & Forst, R. B., 2011., On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin. Volume 52. Pages 39–53.
- [10] Nachite H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., 2005, Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites, *Geomateriala (Mineralogy)*, Comptes Rendus Geosciences, 337. 1415–1420
- [11] Vidal O, Goffé B, Bousquet R, Parra T (1999) Calibration and testing of an empirical chloritoid-chlorite Mg-Fe exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite. *J Metamorph Geol* 17:25–39
- [12] Wones D.R., Eugster H.P., (1965), Stability of biotite: experiment, theory, and application, *American Mineralogist*, 50 1228–1272.
- [13] Enami, M., Suzuki, K., Liou, J.G., Bird, K.D., (1993) Al-Fe³⁺ and F-OH substitutions in titanite and constraint on their P-T dependence. *Eur.J.Mineral.* Vol,5,p 219–231.
- [14] Helmy, H.M., Ahmed, A.F., El Mahallawi, Ali, S.M., 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions calc-alkalin granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications, *Journal of African Earth Sciences* 38. 255–268.
- [15] Middlemost, E.A.K. 1994. Naming materials in the magma Igneous rock system. *Earth sc Rev.*, 37:215–224.
- [16] Rickwood, P.C., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22:247–263.
- [17] Wright, J.B., 1969, A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Mag.* Vol. 106, No. 4, pp.370–384.
- [18] Maniar, P.D., and Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101, 635–643.
- [19] Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London, pp. 313–345 (Special Publication 42).
- [20] Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., and Chappell, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granite with particular reference to south-eastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrology* 80:189–200.
- [21] Whalen, J.B., Currie, K.L., and Chappell, B.W., 1987, A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 95, 407–419.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



- [22] Wu F., Sun D., Li H., Jahn B., Wilde S., 2002, A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, 187, 143-173.
- [23] Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. 1st edition, Longman Scientific and Technical, London.
- [24] Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. and Irving, A. J. (1993) Petrology of the Chilliwack Batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 333–351.
- [25] Goodman, R.J., 1972, The distribution of Ga and Rb in coexisting groundmass and phenocryst phase of some basic volcanic rocks. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 36, 303–317.
- [26] Forst, C. D. & Forst, R. B., 1997- Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. *Geology* 25, 647-650.
- [27] Bedard, J., 1990- Enclaves from the A-type granite of the Megantic complex, White Mountain magma series: clues to granite mag-magenesis. *Journal of Geophysical Research* 95(B11), 17797-17819.
- [27] Ramo, O. T. & Haapala, I., 1991 - The rapakivi granites of eastern Fennoscandia: a review withinsights into their origin in the light of new Sm-Nd isotopic data. In: Gower, C.F., River, T. and Ryan, B. (Eds), *Mid-Proterozoic Laurentia-Baltica*. Geological Association of Canada Special Paper 38, 401-415.
- [29] Creaser, R. A., Price, R. C. & Wormald, R. J., 1991- A-type granite revisited: assessment of a residual-source modal. *Geology* 19, 163-166.
- [30] King, P.L., Chappell, B.W., Allen, M.C., White, A.J.R., 2001. Are A-type granites the high temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the wangrash suite, *Australian Journal of earth sciences* 48, 501-5014
- [31] Anderson, J. L., 1983- Proterozoic anorogenic granite plutonism of North America. *Geological Society of American Memory* 161, 133-154.
- [32] Eby, G.N., 1992, Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641–644.
- [33] Eby, N. (2006) Distinctions between A-type granites and petrogenetic pathways. In Dall’Agnol, R. et al. (eds.) 2006. *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogensis of the Amazonian Craton*, Abstracts Volume and Field Trips Guide. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, p. 48.
- [34] Eby, G. N. (2011) A-type granites: magma sources and their contribution to the growth of the continental crust. *Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks*, p. 50-51.
- [35] Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chem. Geol.*, 56, 207–218.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



ویژگی های ژئوشیمیایی و ماهیت پترولوژی سنگ های آتشفشانی شمال جعفرآباد (جنوب شرقی کاشان)

راضیه محمدی*

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی آشتیان، آشتیان، ایران

Mohammadi_geo@yahoo.com

چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب خاوری کاشان واقع شده است. در این منطقه سنگ های آتشفشانی پالئوژن (ائوسن) با ترکیب بازالت، آندزیت بازالت، آندزیت، داسیت- ریوداسیت تا ریولیت رخمون یافته اند. نمودارهای ژئوشیمیایی حاصل از داده های ۱۴ نمونه با کم ترین آثار دگرسانی که با روش های XRF و ICP-MS آنالیز شده اند، گویای واقعیت هایی در ارتباط با ماهیت، منشأ و خاستگاه تکتونوماگمایی سنگ های آتشفشانی منطقه است که از اهداف این تحقیق به شمار می روند. نمودار عناصر خاکی بهنجار شده با کندریت حاکی از غنی شدگی LREE در مقایسه با HREE (La/Yb)N=7-21.1)، آنومالی منفی Eu است که با الگوهای مربوط به سنگ های محیط های فرورانشی، کالکوالکالن و پوسته فوقانی هماهنگ است. همراهی سنگ های آذرین با ردیف های توفیتی، رسوبات کم عمق دریایی، وجود فعالیت ماگمایی مرتبط با فرورانش و همچنین فعالیت ماگمایی از نوع حدواسط حاکی از تشکیل ماگمای منطقه در محیط پشت کمان قاره ای است. شواهدی همچون تهی شدگی P، Ti، Nb و Eu و همچنین غنی شدگی عناصری چون LILE، ماهیت کالک آلکالن (با تمایل به پتاسیم بالا) و متآلومین بودن ماگما، وجود مقادیر زیاد سنگ های آذرین حدواسط، وجود گسل های متعدد در ناحیه هم راستا با محور فرورانشی سندرچ- سیرجان، خاستگاه ماگمایی سنگ های آذرین ناحیه را به محیط فرورانش منتسب می نماید.

کلمات کلیدی: ژئوشیمی، جعفرآباد، آرایش ماگمایی، ائوسن، فرورانش



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Geochemical Characteristics and Petrological Nature of volcanic rocks in the north of Jaafarabd Area(The South East of Kashan)

Razieh Mohammadi *

Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Ashtian Islamic Azad University, Iran
Mohammadi_geo@yahoo.com

Abstract

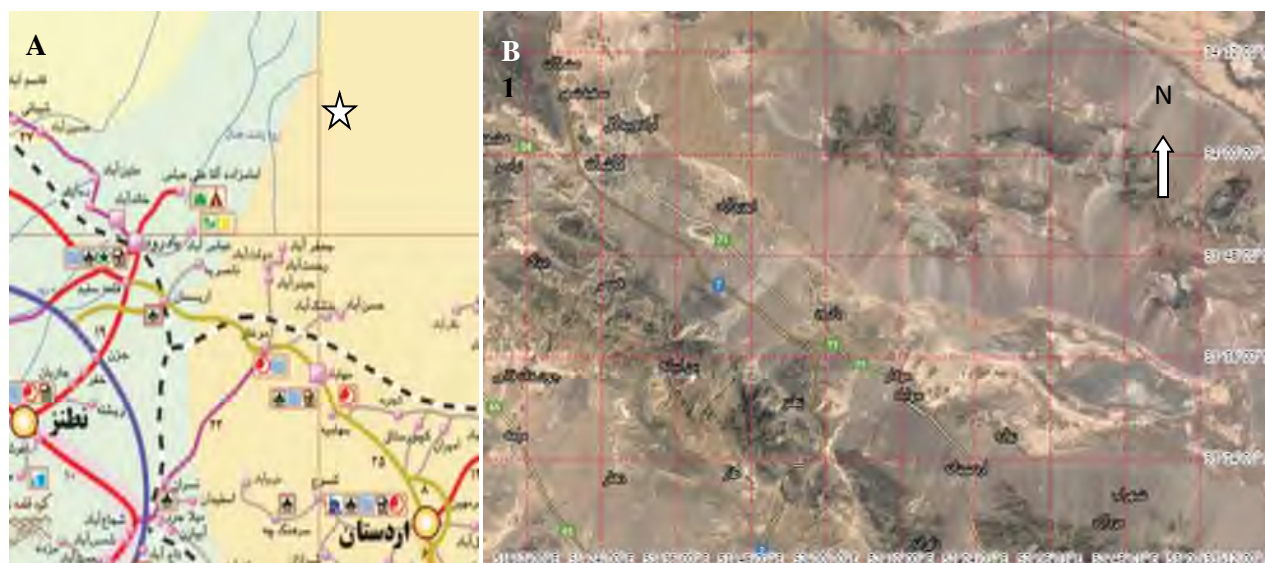
The study area is located in the southeast of Kashan. Paleogene (Eocene) volcanic rocks show the nature of basalt, basaltic andesite, andesite, dacite-rhyodacite to rhyolite which have been outcropped in this area. Geochemical diagrams from 14 samples with the least alteration are analyzed by XRF and ICP-MS methods that they show facts about the nature, origin and tectonomagmatic setting of volcanic rocks in the area, which are the aims of this research. The REE chondrite-normalized Spider diagram indicates LREE enrichment compared to HREE ((La / Yb) N = 7-21.1), and negative anomaly of Eu. These show patterns of subduction, calcalkaline, and upper crust igneous rocks. The association of igneous rocks with tuffite rows, shallow marine sediments, the presence of subduction-related magmatic activity and so intermediate-type magmatic activity indicate that magma are formed in the the Ensialic Back Arc environment. Evidence such as depletion of Nb, Ti, P and Eu, as well as enrichment of elements such as LILE, the nature of calc-alkaline (with a tendency to high K) and meta-alumina of magma, the presence of large amounts of intermediate igneous rocks, the presence of multiple faults in the area With the subduction axis of Sanandaj-Sirjanzone, the magmatic origin of igneous rocks of the area are attributed to the subduction environment.

Keywords: Geochemistry, Jaafarabad, Magmatic Contamination, Eocene,



۱. مقدمه

منطقه مورد مطالعه در جنوب خاوری کاشان و شمال اردستان واقع است (شکل ۱) و از طریق مسیر جاده کاشان- اردستان در مسیر بادرود و امامزاده آقا علی عباس قابل دسترسی است.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه (A) [۱] و تصویر ماهواره ای محدوده (B) همراه با مختصات جغرافیایی [۲]

بدون تردید گسترده ترین فعالیت های آتشفشانی ایران در زمان ائوسن به وقوع پیوسته است و آثار و شواهد این فعالیت ها را می توان در تمام بخش های ایران به غیر از کپه داغ و زاگرس مشاهده کرد [۳]. در این میان به سنگ های موجود در پهنه ارومیه - دختر و البرز توجه بیش تری شده و جنبه های مختلف آن توسط افراد زیادی از نظر سنگ شناسی بررسی شده است. [۴]. کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر شامل مجموعه ای از سنگ های آذرین خروجی و درونی با سن ائوسن تا کواترنری است که اوج این فعالیت های ماگمایی در ائوسن صورت گرفته است [۵]، [۶]، [۷]. سنگ های نفوذی با ترکیب دیوریت تا گرانیت به صورت توده های کوچک و بزرگ و همچنین دسته های دایک و سیل سنگ های کهن تر این پهنه ماگمایی را با ماهیت بیش تر از نوع کالک آلکان قطع کرده اند [۸]، [۹]، [۱۰]، [۱۱]. اما با ماهیت سنگ شناختی دیگری مانند آلکان [۱۲]، [۱۳]، [۱۴] و تولئیتی [۱۵]، [۱۶]، [۱۷] در برخی تحقیقات به چشم می خورند.

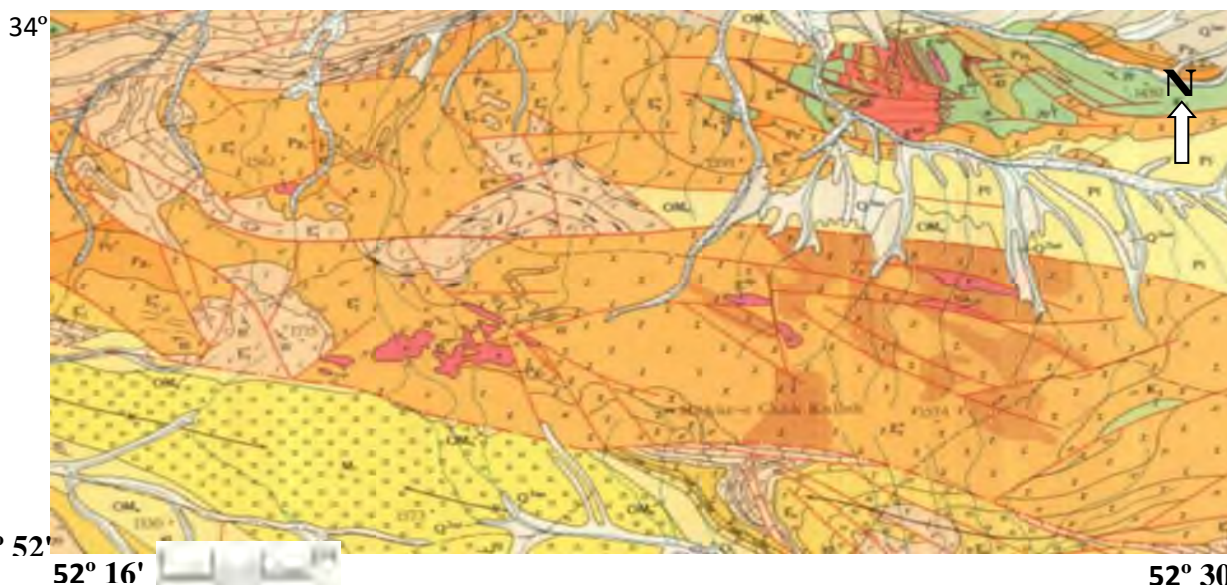
سنگ های آتشفشانی ائوسن دارای طیف گسترده ترکیبی از تحت اشباع تا فوق اشباع بوده، بیش تر به سری های ماگمایی کالک آلکان تا شوشونیتی متعلق هستند [۴]. محدوده مورد مطالعه نیز بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه - دختر به شمار می رود که آثار و شواهدی از فعالیت های آتشفشانی ائوسن را در خود ثبت نموده است. این محدوده با مختصات جغرافیایی $30^{\circ} 52'$ تا $30^{\circ} 52'$ طول شرقی و $52^{\circ} 33'$ تا $52^{\circ} 34'$ عرض شمالی، بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان [۱۸] و ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه لطیف [۱۹] تشکیل می دهد (شکل ۲). در این ناحیه سنگ های آتشفشانی پالئوژن (ائوسن) با ترکیب بازالت، آندزیت بازالت، آندزیت، داسیت- ریوداسیت تا ریولیت رخنمون یافته اند. این سنگ های آتشفشانی به همراه توده های کوچک نفوذی گرانودیوریت و



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
 ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
 The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
 10-11 November, 2020



دیوریت (ائوسن بالایی) و برخی سنگ های رسوبی مانند سنگ آهک، شیل و کنگلومرا ساختار کلی سنگ شناسی محدوده مورد مطالعه را تشکیل می دهند.



E O C E N E	UPPER	E_1	Andesite- Basalt, Andesite
		E_2	Rhyolite, Tuff, Ignimbrite
	MIDDLE	E_3	Tuff, Rhyolite, Ash tuff, Sandstone, Shale
		E_4	Rhyodacite, Ignimbrite, Tuff, Limestone
	LOWER	E_5	Andesite, Andesite-Basalt, Tuff-Breccia
		E_6	Tuff, Sandstone and Conglomerate
PALEOCENE	P_1	Shale, Limestone	
	P_2	Conglomerate	

PLIOCENE	P_1	Conglomerate
MIOCENE	M_1	Upper Red Formation
OLIGOCENE	OM_1	Qom Formation
	O_1	Lower Red Formation

— Fault

شکل ۳: نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه به عنوان بخشی از برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ (کوه لطیف | ۴)

فعالیت های تکتونیکی باعث شکل گیری گسل های متعددی در منطقه شده است. روند کلی گسل ها نسبتاً شمال غرب- جنوب شرق است که تا حدود زیادی با امتداد گسل های موجود در نوار ماگمایی ارومیه - دختر هماهنگی دارد. در برخی موارد گسل ها باعث جابجایی توده های آذرین منطقه شده اند. در این مطالعه به بررسی سنگ شناسی از دیدگاه ژئوشیمیایی، منشاء و خاستگاه ماگمایی گدازه های ائوسن محدوده شمال جعفرآباد به عنوان بخشی از پهنه ماگمایی ارومیه - دختر پرداخته می شود.

۲- روش تحقیق

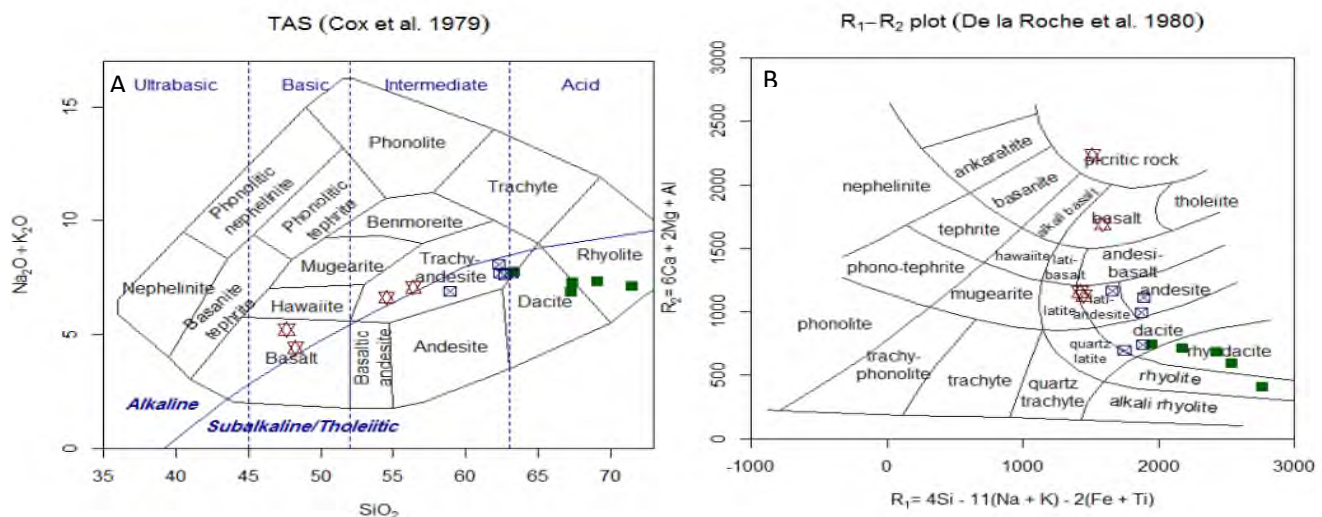


این مطالعه در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام گردیده است. در بخش صحرایی پس از بازدیدهای مقدماتی و انجام پیمایش زمین‌شناسی، مبادرت به نمونه‌گیری شد. در بخش آزمایشگاهی ۳۷ مقطع نازک تهیه و مطالعات پتروگرافی بر روی آن‌ها انجام پذیرفت. پس از آن به منظور مطالعات سنگ شناختی از دیدگاه ژئوشیمیایی و پتروژنز سنگ‌های محدوده مورد مطالعه، ۱۴ نمونه که در مطالعات پتروگرافی دارای کم‌ترین دگرسانی بودند، انتخاب و برای آنالیزهای شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و جزئی در آزمایشگاه ACME کانادا با استفاده از دستگاه‌های فلورسانس اشعه ایکس (XRF) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) ارسال شدند و داده‌های حاصل از این آنالیز در ترسیم نمودارهای ژئوشیمیایی و پترولوژی مورد استفاده قرار گرفتند.

۳- بحث

۳-۱- ژئوشیمی

بر اساس مطالعات پتروگرافی، ترکیب‌گدازه‌های محدوده مورد مطالعه بازالت، آندزیت بازالت، آندزیت، داسیت، ریوداسیت تا ریولیت است. نمودارهای ژئوشیمیایی داده‌های حاصل از آنالیزهای (XRF) و (ICP-MS) با نرم‌افزار Minpet, GCDkit ترسیم شدند و در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفته‌اند. در اینجا به رده بندی ژئوشیمیایی این نمونه‌ها پرداخته می‌شود. بر اساس نمودارهای رده بندی سنگ‌ها از Cox et al, 1979 [۲۰] و De La Roche et al, 1980 [۲۱]، نمونه‌ها در محدوده بازالت، آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، ریوداسیت تا ریولیت قرار می‌گیرند (شکل ۴)



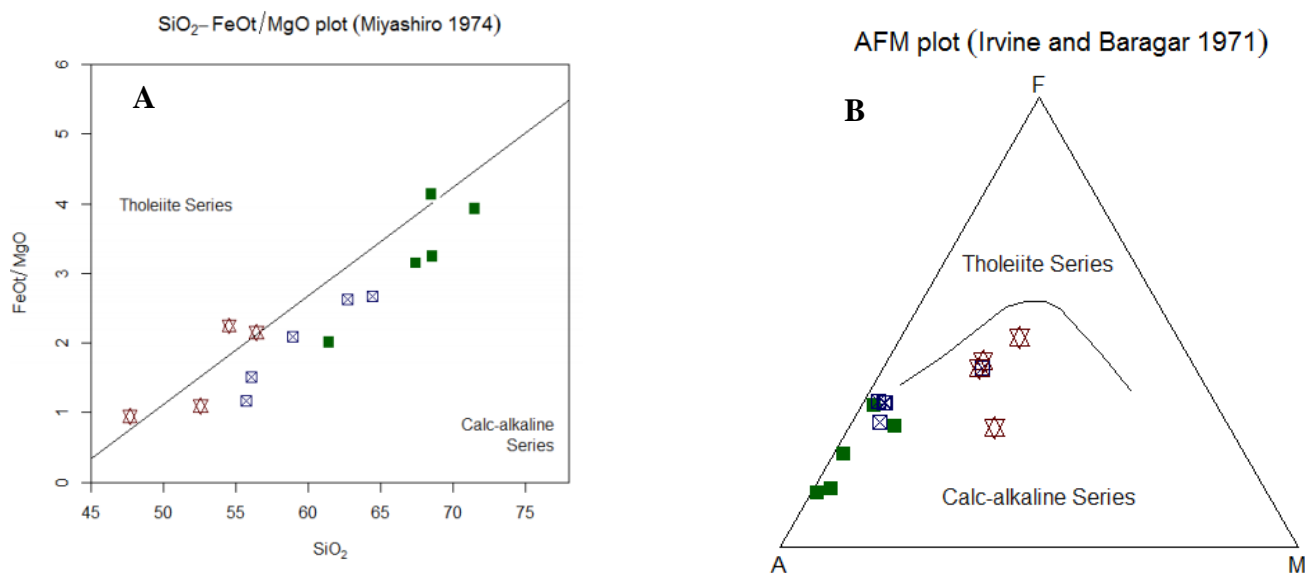
شکل ۴: نمودارهای رده بندی از (TAS)Cox et al, 1979 [معیار جدایش سبب الکان و الکان (Irvine and Baragar, 1971)] است. (A) و (B) De La Roche et al, 1980. بر اساس نمودارها، ترکیب‌گدازه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت، آندزیت، تراکی

آندزیت، داسیت، ریوداسیت تا ریولیت قرار می‌گیرند. (علامت: ■ نمونه‌های اسیدی، □ حدواسط و ✕ بازیک)

بر اساس شکل ۴A نمونه‌ها عمدتاً در محدوده ساب‌آلکان و برخی نمونه‌ها (بازیک تر شامل بازالت و آندزیت بازالتی) در مرز ساب‌آلکان و آلکان قرار گرفته‌اند که شاید این نمونه‌های اخیر را بتوان از انواع تحولی به شمار آورد. این نتیجه‌گیری با

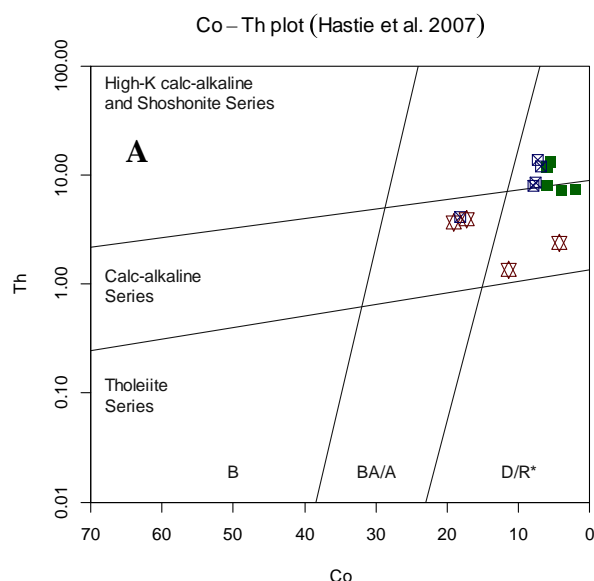


نمودارهای تعیین جایگاه ماگمایی دیگری تأیید می‌گردند (شکل ۵). موقعیت نمونه‌ها در نمودار A (شکل ۵) عموماً کالک آلکالن و نمونه‌های بازیک در نزدیکی مرز تولییتی واقع می‌شوند [۲۲]. در این نمودار، موقعیت نمونه‌ها در نزدیکی خط جداکننده و با تمایل بیش‌تر به سمت کالک آلکالن است. در نمودار B (شکل ۵)، یا نمودار AFM، نمونه‌ها در محدوده کالک آلکالن پلات شده‌اند [۲۳]. نمونه‌ها در نمودار A شکل ۶ نیز بررسی شده‌اند. در این نمودار، نمونه‌ها در جایگاه سری کالک آلکالن تا سری کالک آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند [۲۴]. همچنین در نمودار B (شکل ۶)، موقعیت نمونه‌های بازیک و مافیک‌تر در محدوده سنگ‌های مافیک پتاسیم بالا واقع می‌شوند [۲۵].

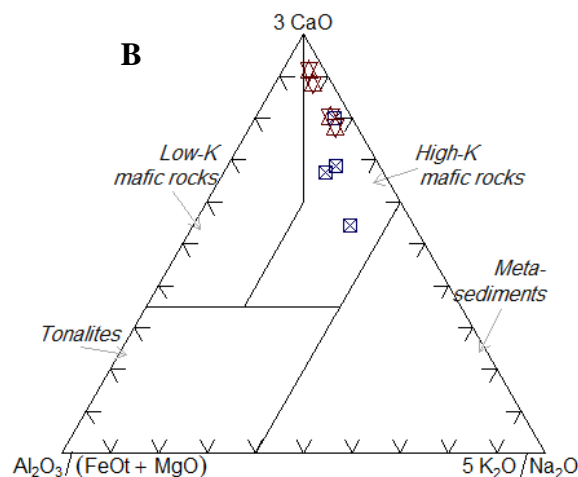


شکل ۵: نمودارهای تعیین جایگاه نمونه‌های مورد مطالعه A: نمودار $\text{SiO}_2\text{-FeO/MgO}$ از Miyashiro, 1974 [قرارگیری نمونه‌ها در بخش کالک آلکالن تا آلکالن] و B: نمودار AFM از Irvine and Baragar, 1979 برای تفکیک سری کالک آلکالن از تولییتی، [جایگاه نمونه‌ها در محدوده کالک آلکالن]

یکی از انواع متداول نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در سنگ‌شناسی آذرین، نمودارهای هارکر [۲۶] است که در آن درصد وزنی تمام اکسیدها نسبت به درصد وزنی SiO_2 سنجیده می‌شود. پیوستگی روند اکسیدهای مختلف بیانگر هم‌منشأ بودن نمونه‌های مختلف منطقه و وابستگی آنها به یک سری ماگمایی است. در این نمودارها (شکل ۷)، با افزایش میزان سیلیس، میزان مجموع آلکالی‌ها یعنی $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ افزایش نشان می‌دهد. در مقابل، تغییرات MgO ، MnO ، TiO_2 ، Fe_2O_3 و CaO نزولی است. همچنین Al_2O_3 با وجود یک پراکندگی جزئی، روند کاهشی را به نمایش می‌گذارد. P_2O_5 با پراکندگی، روند صعودی ضعیفی (بویژه در مورد نمونه‌های فلسیک‌تر) را نشان می‌دهد.



Source diagram (Laurent et al. 2014)



شکل ۶: A- نمودار Co-Th در برابر Co برای جداسازی سری های تولئیتی، کالک آلکان و کالک آلکان پتاسیم بالا و شوشونیتی از

Hastie et al, 2007 [موقعیت نمونه ها در سری کالک آلکان تا سری کالک آلکان پتاسیم بالا] و B: نمودار 3CaO-

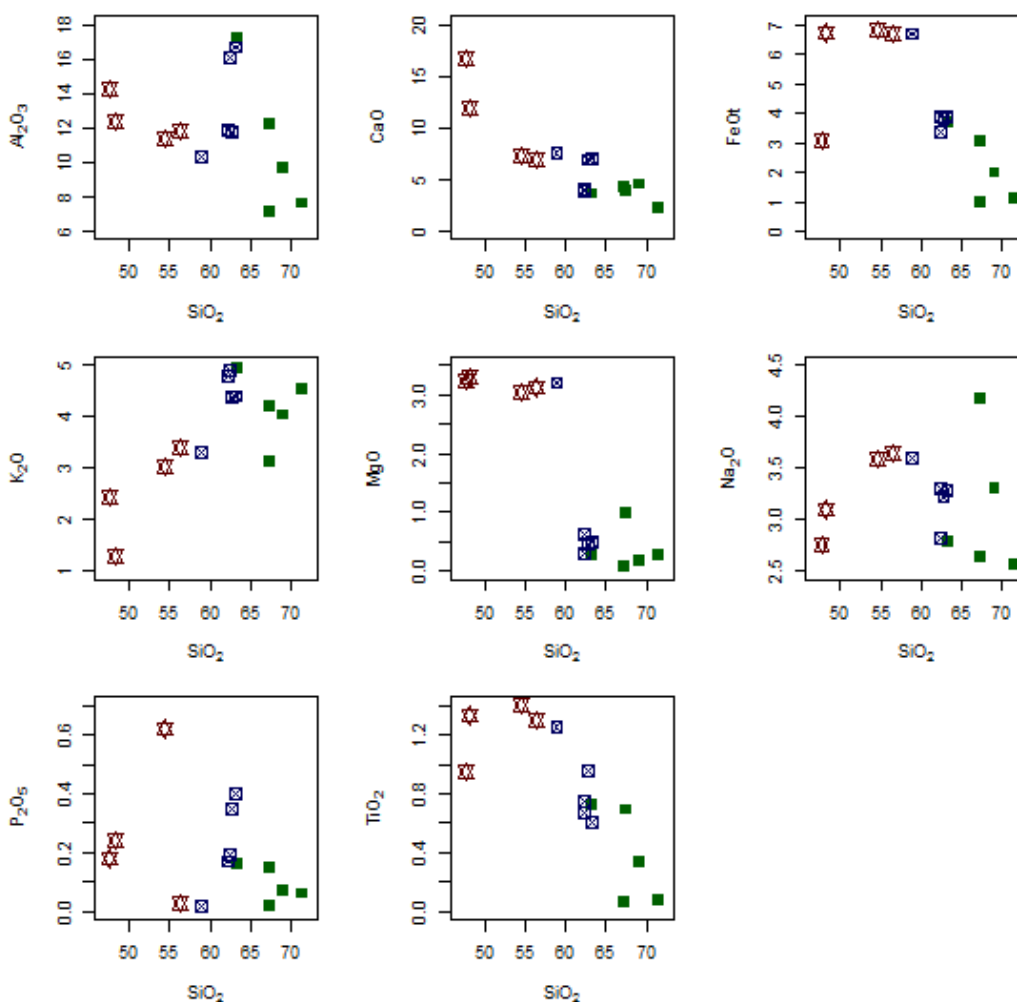
Al₂O₃/(FeO_t+MgO)- 5K₂O/Na₂O (Laurent et al., 2014) برای تفکیک محدوده سنگ شناختی و مقادیر پتاسیم [جایگاه نمونه

های بازیک و مافیک تر در محدوده سنگ های مافیک پتاسیم بالا]

به واسطه تبلور ارتوز و پلاژیوکلاز آلبیتی در مراحل انتهایی تبلور، با افزایش مجموع آلکالی ها روبرو هستیم. روند صعودی مجموع آلکالی ها و کاهش اکسیدهای MgO، MnO، TiO₂، FeO و CaO و تا حدودی Al₂O₃ در برابر افزایش SiO₂، تا حدود زیادی بیانگر تفریق و جدایش البوین، کلینوپیروکسن، فلدسپار و اکسیدهای Ti و Fe رل مهمی را در تحول و تکوین ماگمایی سنگ های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه داشته است (شکل ۷). این نتیجه گیری با تغییرات عناصر در نمودارهای عنکبوتی نیز تأیید می شود. جدایشی که در بین نمونه ها در ارتباط با اکسیدهای FeO_t و MgO دیده می شود می تواند ناشی از عدم وجود آنالیز نمونه هایی باشد که درای مقادیر حد واسط از این اکسیدها هستند.



Multiple plot of SiO_2 vs. Al_2O_3 , CaO , FeOt , K_2O , MgO , Na_2O , P_2O_5 , TiO_2



شکل ۷: نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به تغییرات SiO_2 (نمودارهای تیپ هارکر (Harker, 1971))

عناصر کمیاب، عناصری اند که مقدار آن‌ها در سنگ کم‌تر از ۰/۱ درصد یا کم‌تر از ۱۰۰۰ ppm باشد [۲۷]. این عناصر رفتار بسیار حساسی در تحولات ماگمایی دارند و در تعبیر و تفسیرهای پترولوژی و مشخص کردن جایگاه تکنونیک سنگ‌ها مؤثر هستند. در این قسمت تغییرات برخی عناصر کمیاب مورد بررسی قرار می‌گیرد. شکل (۸) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند، را نشان می‌دهد [۲۸]. در این الگو، غنی‌شدگی از عناصر متحرک (Cs, Rb, Ba) همراه با تپی‌شدگی از عناصر نامتحرک (HFSE) مانند Ti, Ta و Nb به چشم می‌خورد. Zr به عنوان یک عنصر نامتحرک چندان



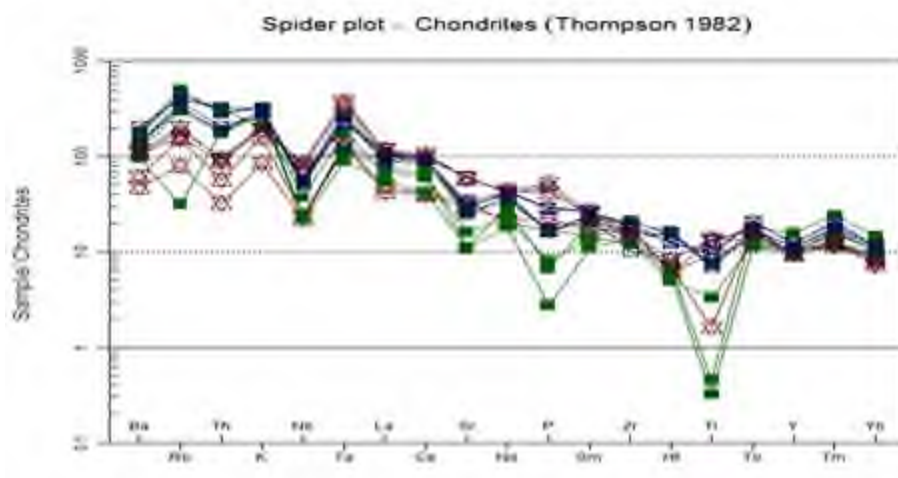
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020

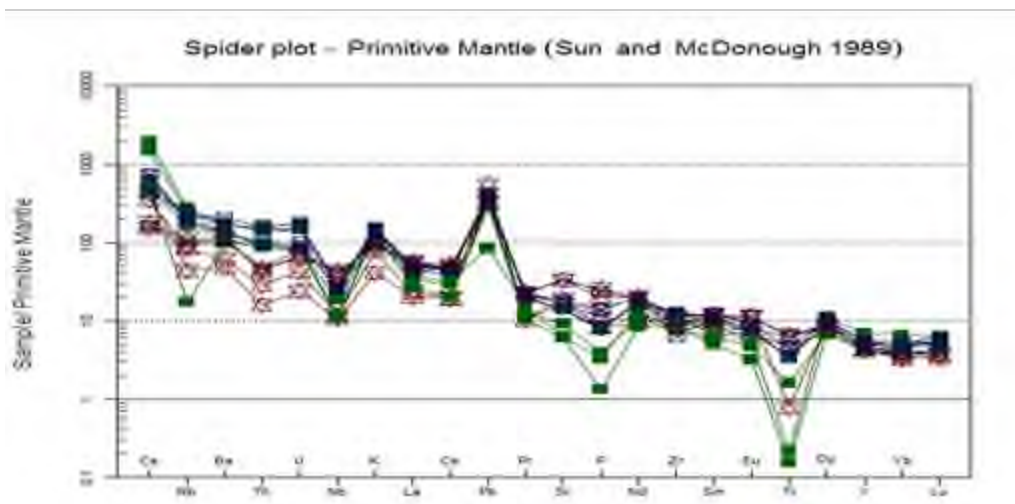


غنی‌شدگی نشان نمی‌دهد که می‌تواند حاکی از ناشی از ویژگی‌های شیمیایی محیط منشاء ماگما باشد. عناصر با شدت میدان بالا (HFSE)، عموماً در کانی‌های فرعی دمای تبلور بالا و مقاومت زیاد در برابر دگرسانی مانند زیرکن، تیتانیت، آپاتیت و مونازیت یافت می‌شوند [۲۹]. در مقابل عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE)، عموماً در کانی‌های سیلیکاته اصلی مانند فلدسپات‌ها و انواع میکاها متمرکز شده‌اند [۲۹].



شکل ۸: نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده با کندریت از Thompson, 1982

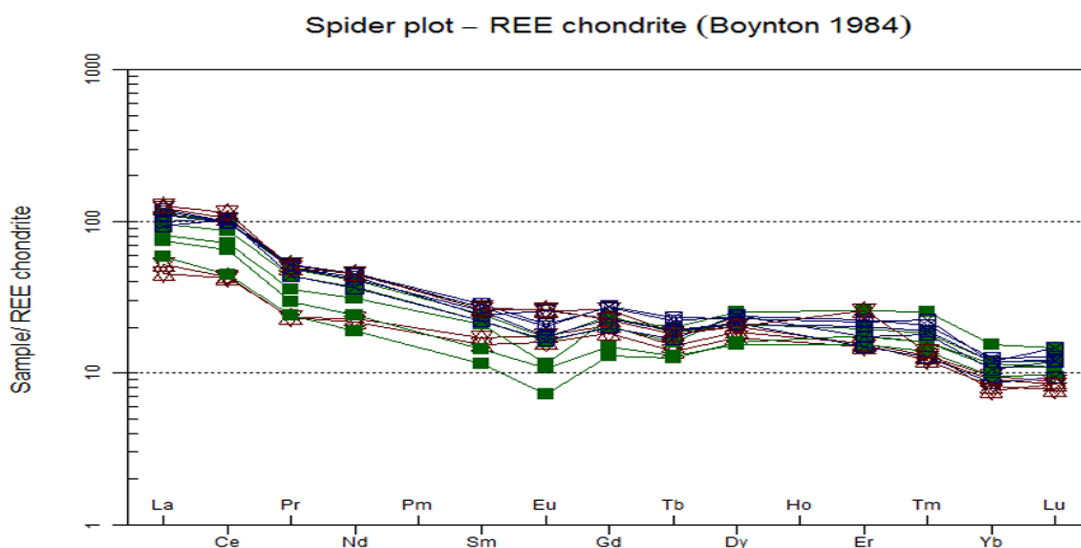
در شکل ۹، تغییرات عناصر کمیاب در نمودار عنکبوتی که با گوشته اولیه بهنجار شده است نشان داده شده‌اند [۳۰]. از وجوه مشخص این الگو، غنی‌شدگی عناصر متحرک LILE و Pb و تهی‌شدگی عناصر کمیابی چون Ti و تا حدودی Nb است. غنی‌شدگی از LILE می‌تواند در نتیجه درجات پایین ذوب بخشی از منشأ گوشته‌ای، تحرک عناصر طی دگرسانی، نقش گوشته‌ی متاسوماتیزه، آلودگی بوسیله مواد پوسته‌ای و یا دخالت پوسته در تولید سنگ‌های منطقه باشد [۲۷].



شکل ۹: نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه از Sun and McDonough, 1989

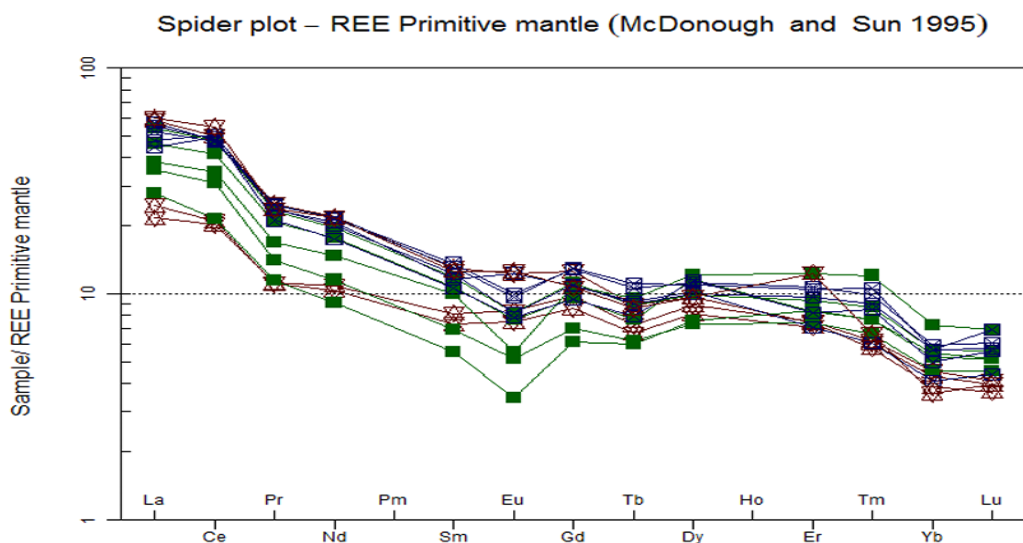


آنومالی منفی Ti و Nb به عوامل گوناگونی نسبت داده می‌شود از جمله از ویژگی‌های ماگماتیسم مرتبط با فرآیند فرورانش [۳۱]، [۳۲]، مشخصه سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی [۳۳]، فقر این عناصر در سنگ منشأ، پایداری فازهای حاوی این عناصر در طی ذوب بخشی و یا جدایش آنها در طی فرآیند تفریق است [۳۴]. عناصر کمیاب خاکی (REE)، عناصر لیتوفیل محسوب می‌شوند زیرا می‌توانند جایگزین کاتون‌های با بار و شعاع قابل مقایسه شوند [۳۵]. در شکل نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی که با کندریت بهنجار شده‌اند، به نمایش درآمده‌اند [۳۶].



شکل ۱۰: نمودار عنکبوتی REE بهنجار شده با کندریت از Boynton, 1984

از الگوی رفتاری این عناصر در نمودار می‌توان دریافت که عنصر Eu تهی شدگی مشخصی را نشان می‌دهد. عنصری سازگار در فلدسپارها است و آنومالی آن بر اثر تفریق فلدسپار در حین تبلور ماگما و یا بر اثر باقی ماندن فلدسپار در منشأ در حین ذوب بخشی در شرایطی که اکتیویته H_2O پایین است ایجاد می‌شود [۳۷]. همچنین غنی شدگی عناصر LREE نسبت به MREE و HREE که در این الگو مشاهده می‌شود، همراه با آنومالی منفی Eu می‌تواند بیانگر نقش تفریق آمفیبول و پلاژیوکلاز در فرآیند تکامل ماگما باشد [۳۸]. تهی شدگی HREE و غنی شدگی LREE همراه با غنی شدگی LILE ناشی از ترکیب بازالتی منشأ مذاب است [۳۹]. نمودار عنکبوتی دیگری برای عناصر نادر خاکی در شکل (۱۱) که با گوشته اولیه بهنجار شده است، نیز حاکی از غنی شدگی عناصر LREE نسبت به MREE و HREE و آنومالی منفی Eu است [۴۰]. پیک منفی عنصر Eu که در برخی از نمونه‌ها دیده می‌شود نیز می‌تواند به دلیل جانشینی این عنصر به جای Ca^{2+} و Sr^{2+} پلاژیوکلاز در طی فرآیند تفریق باشد، همچنین به عقیده ریچارد [۴۱] و ویلسون [۴۲] در شرایط فوگاسیته بالای اکسیژن، یوروپیم به صورت Eu^{3+} ظاهر شده و بسته به ترکیب و روند تفریق ماگما در کانی‌های مختلف پراکنده شده و سرنوشت گوناگونی پیدا می‌کند

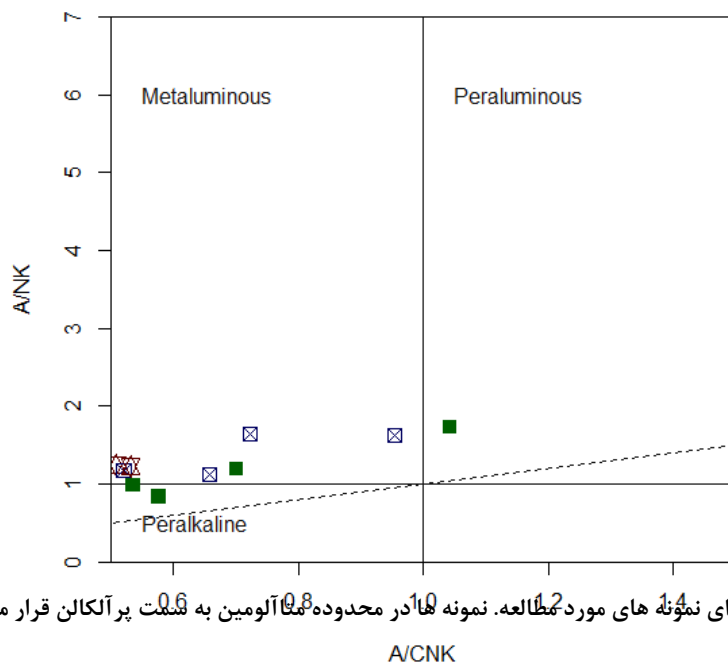


شکل ۱۱: نمودار عنکبوتی REE بهنجار شده با گوشته اولیه از McDonough and Sun, 1995

۳-۲- بررسی محیط تکتونو ماگمایی و پتروژنز

شرایط تکتونیکی و ویژگی های محیط تکتونوماگمایی نقش مهمی در ایجاد ، تحول و تکوین ماگما ایفا می کند. شناخت این محیط ها می تواند تفسیر واقع بینانه تری را در اختیار قرار دهد. مطالعات شناختی منشاء ماگما نیز به همان اندازه اهمیت دارد. در راستای بررسی محیط ماگمایی ابتدا وضعیت اشباعیت از آلومین (ASI) را بررسی می کنیم. بر اساس شکل ۱۲ نمونه های مورد مطالعه عمدتاً در محدوده متآلومین واقع شده اند [۴۳].

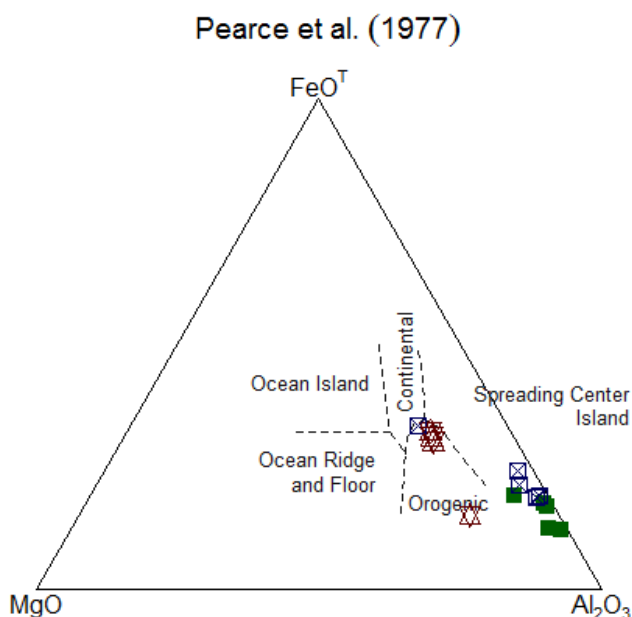
A/CNK – A/NK plot (Shand 1943)



شکل ۱۲: نمودار (ASI) برای نمونه های مورد مطالعه. نمونه ۱۰ در محدوده متآلومین به نسبت پرآلکان قرار می گیرند.



بر اساس نمودار سه مؤلفه ای FeO^T - MgO - Al_2O_3 محیط تکتونوماگمایی [۴۴]، شرایط کوهزایی به سمت قاره ای را برای نمونه های بازیک و محیط کوهزایی متمایل به سمت مرکز گسترش (SCI) را برای نمونه های حدواسط و اسیدی پیشنهاد می نماید (شکل ۱۳). این وضعیت ماگماتیسیم کالکوآلکان و تولییتی در محیط های مرتط با فرورانش را تداعی می کند.



شکل ۱۳: نمودار ژئودینامیکی برای تعیین موقعیت تکتونوماگمایی نمونه های مورد مطالعه. شرایط کوهزایی به سمت قاره ای را برای نمونه های بازیک و محیط کوهزایی متمایل به سمت مرکز گسترش (SCI) را برای نمونه های حدواسط و اسیدی

مدل های منطقی که سعی دارند جایگاه تکتونوماگمایی ناحیه ای را معرفی نمایند، می بایست شرایطی همچون همراهی سنگ های آذرین با ردیف های توفیتی، رسوبات کم ژرفای دریایی، وجود فعالیت ماگمایی مرتبط با فرورانش و همچنین ماهیت ژئوشیمیایی سنگ های آذرین حدواسط و گستردگی آن ها را منظور داشته و قادر به توجیه آن ها باشند. ویلسون [۴۲] معتقد است رژیم زمین ساختی کششی که در مناطق جزایر کمانی به تشکیل حوضه های پشت کمانی می انجامد؛ در مناطق حواشی فعال قاره ای نیز می تواند با فعالیت خود موجب تشکیل حوضه های پشت کمان قاره ای^۱ شود. اما بر خلاف حوضه های پشت کمانی اقیانوسی، زمین ساخت کششی در این مناطق منجر به تشکیل پوسته اقیانوسی نمی شود. در ابتدا نیز بیان شد که گدازه های ائوسن در منطقه با سنگ های رسوبی و توفیت های سبز همراهی می شوند. کندی [۴۵] با تحقیقات خود متوجه شد که زمین ساخت و فعالیت های تکتونیک کششی در بسیاری از نواحی پشت کمان قاره ای باعث شکل گیری حوضه های دریایی کم

¹ - Ensialic Back Arc



عمق می شود که سنگ های رسوبی همراه با سنگ های آذرین در آن امکان تشکیل دارند. نازک شدن تدریجی پوسته قاره ای در این نواحی خود منجر به بالا آمدن استنوسفر می شود. این وضعیت، شرایط را برای تشکیل ماگما از اعماق کم تر و در اثر ذوب بخشی مهیا می کند. از آنجا که گوشته در این نواحی قبلاً از طریق سیالات تحت تأثیر قرار گرفته است، در صورت فعالیت ماگمایی، ویژگی های مناطق مرتبط با فرورانش را به نمایش می گذارد. در الگوی تغییرات عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۹)، آنومالی مثبت شاخصی از Pb به چشم می خورد. آنومالی مثبت Pb با متاسوماتیسم گوه گوشته ای توسط سیالات ناشی از پوسته اقیانوسی فرو رو یا آرایش ماگما با پوسته قاره ای ارتباط دارد [۴۶]. یکی دیگر از مسائل مهم در تعیین ژنر ماگماهای مرتبط با مناطق فرورانش، بررسی ماهیت سیال های آزاد شده از صفحه فرورونده است که سبب غنی شدن گوه گوشته ای شده اند. در این گونه مناطق، عناصر متحرک توسط سیال ها و یا مذاب های آب دار آزاد شده از صفحه فرورونده حمل می شوند و به گوه گوشته ای و سطوح بالاتر انتقال می یابند؛ در حالی که عناصر نامتحرک توانایی زیادی برای حمل توسط این گونه سیال ها و یا مذاب ها را ندارند. نتیجه این فرایند غنی شدن گوه گوشته ای و یا سطوح زیرین پوسته از عناصر متحرک و تهی ماندن از عناصر نامتحرک است که این خود در ژئوشیمی ماگماهای مشتق شده از این نواحی بازتاب دارد [۴۷].

غنی شدگی عناصر نادر خاکی سبک LREE نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین HREE که در نمودار های عنکبوتی شکل (۱۰) و (۱۱) مشاهده می شود، باعث ایجاد نوعی شیب به سمت HREE در نمودار شده است. غنی شدگی عناصر نادر خاکی سبک LREE نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین HREE را می توان با نظریه وینتر [۴۸] که یکی از خصوصیات بارز سنگ های مناطق فرورانش را غنی شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین می داند تطبیق داد. غنی شدگی عناصر نادر خاکی سبک LREE نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین HREE در سنگ های میانه واسیدی دلالت بر دخالت پوسته قاره ای در فرآیند تشکیل ماگماها در زون فرورانش دارد [۴۲].

غنی شدگی LREE نسبت به HREE می تواند ناشی از درجه پایین ذوب بخشی [۴۲]، وجود گارنت باقیمانده در سنگ منشأ [۴۹] بالا بودن مقادیر LREE نسبت به HREE در سنگ منشأ [۴۲]، [۵۰] و همچنین آلودگی ماگما به وسیله مواد پوسته ای [۵۱] باشد. اصولاً تفاوت در شیمی عناصر کمیاب نه تنها ناشی از محیط تکتونیکی، بلکه متأثر از شیمی منشأ نیز می تواند باشد. همچنین غنی شدگی بیش تر از عناصر کمیاب خاکی سبک ممکن است در اثر دو عامل درجات کم ذوب بخشی (کم تر از ۱۵٪) منبع گوشته ای و یا آرایش ماگما به وسیله مواد پوسته ای باشد [۵۱]. اختلاف کم اندازه یون ها در عناصر نادر خاکی سبک باعث می شود که تا حدودی نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین، ناسازگارتر بوده و در مذاب های بازمانده نهایی یا تأخیری تمرکز و غلظت نسبی بیش تری یابند [۵۲]. آرایش با مواد پوسته باعث افزایش میزان Ba، K و Rb و از طرفی باعث کاهش و یا تهی شدگی عناصری مانند Nb، Ti و Zr می شود [۵۳]. بنابراین، در کنار نقش تفریق بلورین در تحول ماگمای اولیه طی صعود و رسیدن به سطح زمین، این ماگما باید در تماس با پوسته قاره ای دچار آلودگی پوسته ای شده باشد. آنومالی منفی Nb از ویژگی های آشکار سنگ های قاره ای یا ماگمایی است که با پوسته یا سیالات پوسته قاره ای آرایش یافته اند [۵۳]. بنابراین، ناهنجاری های منفی ماگماهای گوشته ای از این عنصر می تواند ناشی از آرایش این ماگماها با مواد پوسته ای در خلال صعود و جایگزینی باشد. آنومالی منفی Ti نیز منعکس کننده نقش اکسیدهای Fe-Ti [۲۷] است که آنومالی آن می تواند با وارد شدن



عنصر Ti در ساختار کانی‌هایی مانند تیتانومگنتیت در مراحل اولیه تفریق، ایجاد شود. آمفیبول یک کانی میزبان بسیار مهم برای Ta و Nb در گوشته فوقانی است و می‌تواند آنومالی این عناصر را در ماگماتیسم مرتبط با فرورانش کنترل کند [۵۴] و این از مشخصات محیط‌های قوسی است [۵۵]. آنومالی منفی Ti نیز از ویژگی‌های مشخص سنگ‌های پوسته‌ای است. به عقیده ویلسون [۵۶]، آنومالی منفی Nb خاص مناطق فرورانش و آنومالی مثبت Ta خاص مناطق کششی و کافتی است. ناهنجاری مثبت Pb به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای نسبت داده شده است [۵۷]. از سوی دیگر، غنی‌شدگی عناصر Rb و Th در آندزیت‌های کوهزایی نشانه ترکیب اولیه غیر یکسان یا آلودگی پوسته‌ای حین صعود است [۵۸]. با توجه به شواهد یاد شده، بنظر می‌رسد ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های ناحیه مورد مطالعه مربوط به حوضه‌های پشت کمان قاره‌ای، که محیط کششی لازم را برای ماگما فراهم می‌نماید، بوده و حین صعود دچار آرایش ماگمایی از نوع پوسته‌ای شده است. مطالعات ایزوتوپی می‌تواند ابهامات پتروژنی ناحیه تا حدود زیادی برطرف سازد.

۴- نتیجه گیری

سنگ‌های آتشفشانی ائوسن ناحیه شمال جعفرآباد ماهیت ترکیبی بازالت، آندزیت بازالت، آندزیت، داسیت-ریوداسیت تا ریولیت را نشان می‌دهند. ماگمای سنگ‌های آذرین منطقه ماهیت ساب‌آلکانل با تمایل به آلکانل و کالک آلکانل و کالک آلکانل پتاسیم بالا را بروز می‌دهند. در نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب LILE غنی‌شدگی و عناصر نامتحرک HFSE بویژه Nb، Ti تا حدودی تهی‌شدگی نشان می‌دهند. غنی‌شدگی عناصر LREE نسبت به MREE و HREE و آنومالی منفی Eu از ویژگی‌های REE در نمودارهای عنکبوتی است. این ویژگی‌ها می‌تواند بیانگر نقش تفریق آمفیبول و پلاژیوکلاز در فرایند تکامل ماگمای ناحیه باشد. نمایش نمونه‌ها در نمودارهای تکتونیک، سری‌های ماگمایی و تغییرات عناصر در نمودارهای تیپ‌هاکر و همچنین نمودارهای عنکبوتی، آرایش پوسته‌ای را برای ماگمای ناحیه بسیار محتمل می‌سازد. ناهنجاری شاخص مثبت Pb، غنی‌شدگی عناصر Rb و Th، به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد. همراهی سنگ‌های آذرین با ردیف‌های توفیتی، رسوبات کم عمق دریایی، وجود فعالیت ماگمایی مرتبط با فرورانش و همچنین فعالیت ماگمایی از نوع حدواسط حاکی از تشکیل ماگمای منطقه در محیط پشت کمان قاره‌ای است. شواهدی همچون تهی‌شدگی Nb، Ti، P، Eu و همچنین غنی‌شدگی عناصری چون LILE، ماهیت کالک آلکانل (با تمایل به پتاسیم بالا) و متالومین بودن ماگما، وجود مقادیر زیاد سنگ‌های آذرین حدواسط، وجود گسل‌های متعدد در ناحیه هم‌راستا با محور فرورانشی سندنج-سیرجان، خاستگاه ماگمایی سنگ‌های آذرین ناحیه را به محیط فرورانش منتسب می‌نماید. بنظر می‌رسد ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های ناحیه مورد مطالعه مربوط به حوضه‌های پشت کمان قاره‌ای، که محیط کششی لازم را برای ماگما فراهم می‌نماید، بوده و حین صعود دچار آرایش ماگمایی از نوع پوسته‌ای شده است.

منابع

- [۱]- نقشه راهنمای گردشگری استان اصفهان
- [۲]- تصویر ماهواره‌ای از محدوده مورد مطالعه از سایت Google Map
- [۳]- آقائاتی، ع.، (۱۳۸۳)، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ص.
- [۴]- قره‌چای، زهرا، ترابی، قدرت، سیاری، محمد (۱۳۹۲)، پتروگرافی و شیمی کانی سنگ‌های ولکانیک ائوسن بلوک پشت بادام، فصلنامه پترولوژی، دوره ۴، شماره ۱۴، صفحات ۳۱ تا ۸۴



- [5]-Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008: Arc magmatism and subduction history beneath Zagros: new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106, 380–398.
- [6]- Stocklin, J., 1974.: a-Northern Iran: Alborz mountains. Mesozoic – Cenozoic orogenic Belt, data for orogenic studies, *Geol. Soc, London, Sp. Pub4*, P. 213-234(Collec. Ed. A. M. Spenncer, Scottish Academic press).
- [۷]- معین وزیری، ح. (۱۳۷۷)، دیباچه ای بر ماگماتیسم در ایران. انتشارات دانشگاه تربیت معلم، ۴۴۰ ص.
- [8]-Shafiei, B., Shahabpour, J. and Haschke, M. 2008.: Transition from Paleogene normal calc-alkaline to Neogene adakitic-like plutonism and Cu-metallogeny in the Kerman Porphyry Copper Belt: Response to Neogene Crustal Thickening. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 19(1), 67-84.
- [9]-Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M., 1982.: Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. *Journal of Geological Society of London* 139, 605–614.
- [10]-Jung, D., Ku`rsten, M. and Tarkian, M., 1976.: Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. In: Pilger, A., Rosler, A.)Eds.(, *Afar between continental and oceanic rifting*, Schweizerbartsche Verlagbuchhandlung, Stuttgart, pp. 175–181
- [11]-Forster, H., Fesefeldt, K. and Kursten, M., 1972.: Magmatic and orogenic evolution of the central Iranian volcanic belt. In: 24th International Geology Congress, Section 2, pp. 198–210.
- [12]-Amidi, S. M., Emami, M. H. and Michel, R., 1984.: Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau* 73, 917-932.
- [13]-Moradian, A., 1997.: Geochemistry, geochronology and petrography of feldspathoid bearing rocks in Urumieh-Dokhtar volcanic belt, Iran. Unpublished Ph.D. thesis, University of Wollongong, Australia.
- [14]-Hassanzadeh, J., 1993.: Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of the Cenozoic active continental margin of Iran (Shahre Babak area, Kerman Province). Unpublished PhD thesis, University of California, Los Angeles, 204p
- [15]-Condie, K. C., 1986.: Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic supracrustal rocks in the Southwestern United States. *Journal of Geology* 94, 825–864.
- [16]-Shahabpour, J., 2007.: Island-arc affinity of the central Iranian volcanic belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 652–65.
- [17]-Ahmad, T. and Posht Kuhi, M., 1993- Geochemistry and petrogenesis of Urumiah-Dokhtar volcanics around Nain and Rafsanjan areas: a preliminary study. *Treatise on the Geology of Iran*. Iranian Ministry of Mines and Metals.
- [۱۸]- عمیدی، س.م.، امامی، م.ه. و زاهدی، م. (۱۳۷۰)، نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کاشان
- [۱۹]- نبوی، م.ح.، هوشمند زاده، ا. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی چهار گوش کوه لطیف
- [20]-Cox, K.G. Bell, J.D. and Pankhurst, R.G., 1979: *The Interpretation of Igneous Rocks*, George, Allen and Unwin, London, 872 p.
- [21]-De La Roche, H., et al., 1980.: A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and majorelement analyses—Its relationships with current nomenclature. *Chemical geology*, 29(1): p. 183-210.
- [22]-Miyashiro, A., 1974.: Volcanic rock series in island arcs and active continental margins: *American Journal of Science*, v. 274, p. 321-355
- [23]-Irvin T.N. and Barager W.R.A., 1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth science*, 8:523-548
- [24]-Hastie AR, Kerr AC, Pearce JA & Mitchell SF 2007.:Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *J Pet* 48: 2341-2357
- [25]-Laurent O, Martin H, Moyen JF, Doucelance R, 2014.: The diversity and evolution of late-Archean granitoids: evidence for the onset of 'modern-style' plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga. *Lithos* 205:208-235
- [26]-Harker A. 1909.: *The natural history of igneous rocks*, Methuen & Co, London
- [27]-Rollinson, H.R. 1993.: *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, Longman Sci. Technol., New York,
- [28]-ThompsonRN, MorrisonMA, DickinA P, HendryG, 1982.:Continental flood basalts... Arachnids rule OK? In: Hawkesworth C J, Norry M J (eds) *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, pp 158-185
- [29]-Akihisa Motoki1*, Susanna E. Sichel2 , Thais Vargas1 , Dean P. Melo3 and Kenji F. Motoki, 2015.: Geochemical behaviour of trace elements during fractional crystallization and crustal assimilation of the felsic alkaline magmas of the state of



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Rio de Janeiro, Brazil, Anais da Academia Brasileira de Ciências (Annals of the Brazilian Academy of Sciences Printed version ISSN 0001-3765 / Online version ISSN 1678-2690

[30]-McDonough W.F., 1991.: Chemical and isotopic systematic of continental lithospheric mantle, In: Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths, Meyer, H.O.A. and Leonardos, O.H. (Editors), Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Rio de Janeiro, 1 478-485.

[31]-Saunders A.D., Tarney J., Weaver S.D. 1980: Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implication for the genesis of calc-alkaline magmas. Earth planet sci. Lett. 46: 344-360.

[32]-Kuster D., Harms U. 1998: Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. Lithos. 45: 177-195.

[33]-Nakagawa, T. & Tackley, P. 2012.: Influence of magmatism on mantle cooling, surface heat flow and Urey ratio. Earth Planet. Sci. Lett. 329/330, 1-10

[34]-Wu F.Y., Jahn B.m., Wilde S.A., Lo C-H., Yui T-F., Lin Q., Ge W-c. Sun D-y. 2003: Highly fractionated I-type granites in NE China (I): geochronology and petrogenesis. Lithos. 66: 241-273.

[35]-Zdzisław M. Migaszewska and Agnieszka G. 2015.: The Characteristics, Occurrence, and Geochemical Behavior of Rare Earth Elements in the Environment

[26]-Boydton, W.V., 1984.: Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies, In Rare Earth Element Geochemistry, P. Henderson (ed.), Developments in Geochemistry 2, Elsevier, Amsterdam, Vol:16, p:63-114. Brow

[37]-Tepper J.H., Nelson B.K., Bergantz G.W., Irving A.J. 1993: Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. Contrib. Mineral. Petrol. 113: 333-351

[38]-Tankut A., Wilson M., Yihunie T. 1998: Geochemistry and tectonic setting of Tertiary volcanism in the Guvem area, Anatolia, Turkey. J. Volcanol. and Geoth. Res. 85: 285-301.

[39]-Wang, Z., Wilde, S. A., Wang, K. and Yu, L. 2004.: A MORB-arc basalt-adakite association in the 2.5 Ga Wutai greenstone belt: late Archean magmatism and crustal growth in the north China craton. Precambrian Research 131: 323-343.

[40]-McDonough W.F., 1995.: Chemical and isotopic systematic of continental lithospheric mantle, In: Kimberlites, Related Rocks and Mantle Xenoliths, Meyer, H.O.A. and Leonardos, O.H. (Editors), Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Rio de Janeiro, 1 (1991) 478-485.

[41]-Richards, J. P., Ullrich, T. & Kerrich, R., 2006.: The late Miocene-Quaternary Antofalla volcanic complex, southern Puna, NW Argentina: protracted history, diverse petrology, and economic potential. J Volcan Geotherm Res 152, 197-239.

[42]-Wilson.M., 1989.: Igneous petrogenesis, unwin Hyman London ,p450

[43]-Shand, S.J., 1943. "The Eruptive Rocks" John Wiley, New York, Stoiber, R. E. & Davidson, E. S., 1959, :Amygdule mineral zoning in the Portage Lava series, Michigan Copper district, Economic Geology, v. 54, p. 1250-1277.

[44]-Pearce, T. H., Russell, J. K. and Wolfson, I. (1987) Laser-interference and normarski interference imaging of zoning profiles in plagioclase phenocrysts from the May 18, 1980, eruption of Mount St. Helens. Washington. American Mineralogist 72: 1131-43.

[45]-Condie, K. C., 1986- Geochemistry and tectonic setting of Early Proterozoic supracrustal rocks in the Southwestern United States. Journal of Geology 94, 825-864.

[46]-Kamber B.S., Ewart A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D. 2002: Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. Contrib Mineral Petrol. 144: 38-56.

[۴۷]-حسینی، ب.، احمدی، ا.ر.، قنبری دولت آبادی، م(۱۳۹۶)، منشاء و جایگاه تکتونوماگمایی دایک های شمال مشهد اردهال، فصلنامه علوم

زمین، سال بیست و ششم، شماره ۱۰۴، صفحات ۱۸۷ تا ۱۹۸

[48]-Winter, J.D., 2001.: An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology, Prentice Hall, 697p.

[49]-Zhang, H., Zhang, L., Harris, N., Jin, L., Honglin, Y., 2006.: U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement, Contributions to mineralogy and petrology, Vol: 152, p:75-88.

[50]-Keskin, M. .2003.: Magma generation by slab steeping and break-off beneath a subduction accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia, Turkey. Geophysical Research Letters 30:8046.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



- [51]-Rivastava, A.K.; Singh, S.2004.: Soil analysis based diagnostic norms for Indian citrus cultivar. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 33 (11&12), 1689–1706.
- [52]-Hofmann, A. W., 1988.:Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90(3): 297-314.
- [53]-Reichew, M. K., Saunders, A. D., White, R. V. and Al M-Ukhamedov, A. I. (2004) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the west Sibrian Basin: an extention of the Permo-Triassic Sibrian Traps. Russia. *Lithos* 79: 425-452.
- [54]-Ionov, D. A. and Hofmann, A. W. 1995.: Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters* 131: 341-356
- [55]-Al-Saleh, A. M. and Boyle, A. P. 2001.: Neoproterozoic ensialic back-arc spreading in the eastern Arabian Shield: geochemical evidence from the Halaban Ophiolite. *Journal of African Earth Sciences* 33: 1-15.
- [56]-Hopkins, J.L., Timm, C., Millet, M.-A., Poirier, A., Wilson, C.J.N., & Leonard, G.S. 2016.: Os isotopic constraints on crustal contamination in Auckland Volcanic Field basalts, New Zealand. *Chemical Geology*, 439, 83-97.
- [57]-Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D. 2002.: Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 38-56.
- [58]-Gill, J. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer- Verlag, Berlin.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



ماگماتیسم درون صفحات و نقش پلوم‌های گوشته‌ای

روشنک ارغائی*

دانشجو دکتری پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

arghaee.rk@gmail.com

چکیده

ماگماتیسم درون صفحات حاصل فعالیت‌های آذرین در خارج از مرزهای صفحات تکتونیکی است، بنابراین غیرمرتبط با فرآیندهای گسترش بستر کف اقیانوس‌ها، فرورانش، و گسل‌های ترانسفرم می‌باشند. ماگماتیسم درون صفحات در هر دو محیط پوسته قاره‌ای و پوسته اقیانوسی مشاهده می‌شود. تنظیمات تکتونیکی تعیین می‌کنند که آیا ماگماتیسم درون صفحه تلقی می‌شود یا خیر. از نظر مفهومی پلوم‌های گوشته‌ای، ستون‌هایی از مواد داغ جامد هستند که از مرز گوشته-هسته یا ناپیوستگی ۶۷۰ کیلومتری به سمت بالا سطح زمین صعود می‌کنند. ستون‌های جدید شامل یک سر بزرگ و به دنبال آن یک دم کوچک هستند. به صورت اساسی ستون‌های گوشته‌ای یا همان پلوم‌ها، به ستون‌های حرارتی تبدیل شده‌اند که ناهمگنی‌های حرارتی و شیمیایی گوشته را در خود گنجانده‌اند. سر پلوم در محیط‌های قاره‌ای باعث تشکیل بازالت‌های سیلابی یا طغیانی و دم پلوم در ادامه‌ی فعالیت سر پلوم، باعث تشکیل منطقه فعال حضور هات‌اسپات یا نقاط داغ قاره‌ای نظیر یلواستون می‌شود. همچنین در محیط‌های اقیانوسی سر پلوم تشکیل بازالت‌های فلات اقیانوسی و دم آن تشکیل مجموعه جزایر آتشفشانی نظیر هاوایی را می‌دهد. بنابراین آنچه به عنوان هات‌اسپات یا نقاط داغ مطرح می‌شود در واقع ادامه‌ی فعالیت دم پلوم گوشته‌ای است که در سطح نمایان می‌شود. لیتوسفر به عنوان یک در ورودی برای صعود ماگما مطرح می‌شود و میزان درجه ذوب را کنترل می‌کند بنابراین ضخامت پوسته یک عامل کلیدی در میزان کنترل مذاب می‌باشد. در این مقاله با تفسیر و تحلیل و گردآوری منابع گوناگون موجود پیرامون چگونگی تشکیل پلوم‌های گوشته‌ای و نقش آن‌ها در ماگماتیسم درون صفحات، به صورت مختصر به پردازش نحوه تشکیل این ماگماتیسم پرداخته شده است.

کلمات کلیدی: ماگماتیسم درون صفحات، پلوم گوشته‌ای، نقاط داغ، پوسته قاره‌ای، پوسته اقیانوسی.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Intraplate Magmatism and Mantle plumes

Rowshanak Arghae*^{*}

PhD Student in Petrology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University
arghaee.rk@gmail.com

Abstract

Intraplate magmatism constitutes igneous activity distal from the boundaries of the tectonic plates and is thus considered to be unrelated to the processes of seafloor spreading, subduction, and transform faulting. Intraplate magmatism is pervasive within both oceanic and continental crust. Tectonic setting determines whether or not magmatism is considered intraplate. Conceptually, mantle plumes are columns of hot, solid material that ascend buoyantly from the core-mantle boundary or the 670-km discontinuity toward the Earth's surface. New plumes consist of a large head followed by a small tail. Incorporate both thermal and chemical heterogeneities in the mantle. Plume head in continental crust will make "Flood Basalts" and the tail of plume in this area, will make hot spots in continent such as Yellowstone. Also in oceanic crust the head of plumes will make "Oceanic Plateaus Basalt" and the tail will forms HotSpot in ocean origin and will make volcanic chains Islands such as Hawaii .A HotSpot is the surfacial expression for mantle plumes and also is tail of plumes .The lithosphere acts as a lid on the ascending plume and the extent of decompressional melting, with the thickness of the lithosphere being a key factor in controlling the amount of melt produced. In this article, by interpreting, analyzing and collecting various available sources about how mantle plumes are formed and we will discuss briefly their role in intraplate magmatism.

Keywords: Intraplate Magmatism, Mantle Plumes, HotSpots, Continental crust, Oceanic crust.



۱. مقدمه

ماگماتیسم درون صفحات حاصل فعالیت‌های آذرین در خارج از مرزهای صفحات تکتونیکی است، بنابراین غیرمرتبط با فرآیندهای گسترش بستر کف اقیانوس‌ها، فرورانش، و گسل‌های ترانسفرم می‌باشند [5]. ماگماتیسم درون صفحات در هر دو محیط پوسته قاره‌ای و پوسته اقیانوسی مشاهده می‌شود. به طور کلی با توجه به زمان‌های زمین‌شناسی تشکیل آن‌ها پیچیده است، زیرا ممکن است حاصل فعالیت‌های تکتونیکی نظیر کافت‌ها باشند و یا پلوم‌های گوشته‌ای. ماگماتیسم درون صفحات شامل رنج بالای فعالیت مانند ایالت‌های عظیم آذرین (LIPs) و بازالت‌های طغیانی با حجم میلیون‌ها کیلومتر مکعب سنگ‌های آذرین و یا دارای فعالیت کم در حد تشکیل صخره‌های کوچک آتشفشانی هستند. به همین ترتیب ترکیب ماگماتیسم درون صفحات در برگزیده‌ی سنگ‌های خروجی بسیار مافیک تا بسیار اسیدی است. با این حال سنگ‌های ولکانیکی درون صفحات به طور عمده بازالت هستند و ترکیباتی کاملاً متفاوت از آنچه در بازالت‌های معمولی که به طور عمده در پشته‌های میان اقیانوسی و کمان‌های آتشفشانی یافت می‌شوند از خود نشان می‌دهند. ماگماتیسم درون صفحات اقیانوسی که بیشتر شامل بازالت‌های فلات اقیانوسی می‌باشند، حدود ۷۱٪ سطح زمین را می‌پوشانند که از نظر سنی بیشتر مرتبط با کرتاسه هستند [5].

۱-۱ تنظیمات تکتونیکی

تنظیمات تکتونیکی تعیین می‌کند که آیا ماگماتیسم درون صفحات تلقی می‌شود یا خیر. اگرچه ممکن است برای تمایز میان ماگماتیسم درون صفحات و ماگماتیسم مرز صفحات، این روش به تنهایی کارآیی نداشته باشد. وجود پراکندگی مناطق تغییر شکل صفحات، پیشانی‌ها (مناطق خم شده در صفحات فرورفتگی)، و مناطقی از گسترش و واگرایی داخل صفحات باعث پیچیده‌تر شدن تصویر کنونی این ماگماتیسم با بهره‌گیری از مرزهای صفحات قدیمی و مناطق ضعیف پوسته‌ای می‌شود [5]. با نگاه به زمان‌های زمین‌شناسی تشخیص مرز صفحات در هنگام فعالیت، بحث بسیار چالش برانگیزی است که با توجه به دانش سن‌سنجی در نمونه‌های درون صفحات حال حاضری که در اختیار ما است قابل پیگیری است. بنابراین با تمرکز به مطالعات دانش حال در این رویدادها، حوادث ۲۰۰ میلیون سال گذشته زمین مورد بحث قرار می‌گیرد.

۲. دلایل ایجاد ماگماتیسم درون صفحات

مفهوم ماگماتیسم درون صفحات در یک زمان مشخص به عنوان یک زمین ساخت منفرد معنی می‌شود. چنین ماگماتیسمی نیازمند تفسیر و توضیحاتی فراتر از فرآیندهای زمین ساختی فرورانش و باز شدن‌ها است. پیشروی ولکانیسم زنجیره آتشفشانی جزایر هاوایی، [18] اولین نگرش و دیدگاه را نسبت به دلایل تشکیل ماگماتیسم درون صفحات به ما نشان داده است. سن آتشفشان‌ها به طور منظم از جزیره هاوایی به سمت شمال غرب افزایش می‌یابد، وجود یک "نقطه داغ" که باعث ایجاد یک ماگماتیسم قابل توجه می‌شود و در حال حاضر فاصله چندانی با مرز صفحه فعلی ندارد [29] [30]. توضیح دیگری در رابطه با مکانیسم تشکیل درون صفحات وجود دارد که نشان از صعود گوشته در طول درزه‌ها و گسل‌ها حین کشش و توسعه گوشته است [27]. روند جزیره هاوایی-امپراطور پیشبینی شده است که در طول شکستگی‌ها رخ داده باشد و بنابراین هیچ گونه شواهدی از رویدادهای گسترش مشاهده نمی‌شود [5].



از مشاهدات بر روی سن‌سنجی زنجیره‌ی جزایر آتشفشانی می‌توان به این تفسیر رسید که نقاط داغ از پلوم‌های اعماق گوشته منشأ گرفته‌اند [20] [19]. و در نهایت باعث تشکیل ایالت‌های عظیم آذرین در هر دو محیط قاره‌ای [23]. و اقیانوسی می‌شوند [4]. پس از آن، تفسیرهای دیگر از جزایر نقاط داغ به وجود آمد، به عنوان مثال جریان استنوسفر را از یک نقطه داغ به یک مرکز گسترش کف دریا منتقل کرده است [21] [25]. تخمین عمق منبع نقاط داغ، از مرز گوشته-هسته تا گوشته بالای متنوع است [6] و داده‌های مورگان [20] [19] که از منبع عمیق گوشته‌ای حکایت دارد. شارش‌های خاصیت شناوری دارای بحثی مفصل و با گوناگونی حدود ۲۰ فاکتور است که هاوایی بزرگ‌ترین آن است [25].

نقاط داغ بسته به اینکه کدام لایه مرزی گوشته منبع آنها است می‌توانند به ۳ تیپ تقسیم شوند البته بنابر ۵ معیار تعیین شده [6] این ۵ معیار عبارتند از:

- ۱) آهنگ زندگی
- ۲) بازالت طغیانی شروع کننده
- ۳) شار شناوری
- ۴) میزان بالای He یا Ne
- ۵) اساس سرعت برشی پایین

۱-۲. تعریف پلوم‌های گوشته‌ای

از نظر مفهومی پلوم‌های گوشته‌ای، ستون‌هایی از مواد داغ جامد هستند که از مرز گوشته-هسته و یا ناپیوستگی ۶۷۰ کیلومتری به سمت بالا سطح زمین صعود می‌کنند. ستون‌های جدید شامل یک سر بزرگ و به دنبال آن یک دم کوچک هستند. هنگامیکه سر پلوم به سطح زمین برسد، وسعت پیدا می‌کند و حتی تا قطر ۱۰۰۰ کیلومتر گسترش پیدا می‌کند. دما در قسمت مرکزی سر پلوم در بالاترین میزان است و هرچه به سمت حاشیه می‌رویم از میزان حرارت آن کاسته می‌شود. هر دو گروه، سر پلوم و همچنین دم پلوم باید در ابتدا شامل فوران پیکریت‌های حرارت بالا باشند که در مرحله اول فوران می‌کنند و در مرکز پلوم نسبت به حاشیه آن بیشتر هستند. بازالت‌های سیلابی یا طغیانی نتیجه ذوب مرکزی سر پلوم در محیط‌های قاره‌ای در نتیجه‌ی صعود اولیه صدها متر گنبد است. لیتوسفر به عنوان یک در ورودی برای صعود ماگما مطرح می‌شود و میزان درجه ذوب را کنترل می‌کند بنابراین ضخامت پوسته یک عامل کلیدی در میزان کنترل مذاب می‌باشد [5] پس می‌توان گفت سر پلوم در محیط‌های قاره‌ای باعث تشکیل بازالت‌های سیلابی و دم پلوم در نتیجه‌ی ادامه‌ی فعالیت سر پلوم باعث تشکیل منطقه فعال حضور نقطه داغ (هات-اسپات) قاره‌ای نظیر یلواستون (Yellow Stone) که فوران آتشفشان معروف کوه "سنت‌هلن" (St. Helens) نیز در آن واقع شده است در ایالات متحده آمریکا را باعث می‌شود. در محیط‌های اقیانوسی سر پلوم تشکیل بازالت‌های فلات اقیانوسی (Oceanic Plateaus Basalts) و دم آن تشکیل مجموعه جزایر آتشفشانی نظیر هاوایی (volcanic Chains Islands) را می‌دهد [9]. بنابراین آنچه به عنوان هات‌اسپات یا نقاط داغ مطرح می‌شود در واقع ادامه‌ی فعالیت دم پلوم گوشته‌ای است که حضور فعال آن در سطح پوسته نمایان می‌شود.



به صورت اساسی ستون‌های گوشته‌ای یا همان پلوم‌ها، به ستون‌های حرارتی تبدیل شده‌اند که ناهمگنی‌های حرارتی و شیمیایی گوشته را در خود گنجانده‌اند [10] [7] [15]. مدل‌های شیمی حرارتی پلوم‌ها نشان می‌دهد که شاخصی بالا آمدن به نسبت شناوری بستگی دارد که میزان آن به ثابت ناهنجاری چگالی شیمیایی به نسبت ثابت ناهنجاری حرارتی مربوط است. نسبت‌های پایین، عدم وجود دم پلوم و نسبت‌های بالا نشانه‌ی آهنگ طولانی مدت نقاط داغ است [5].

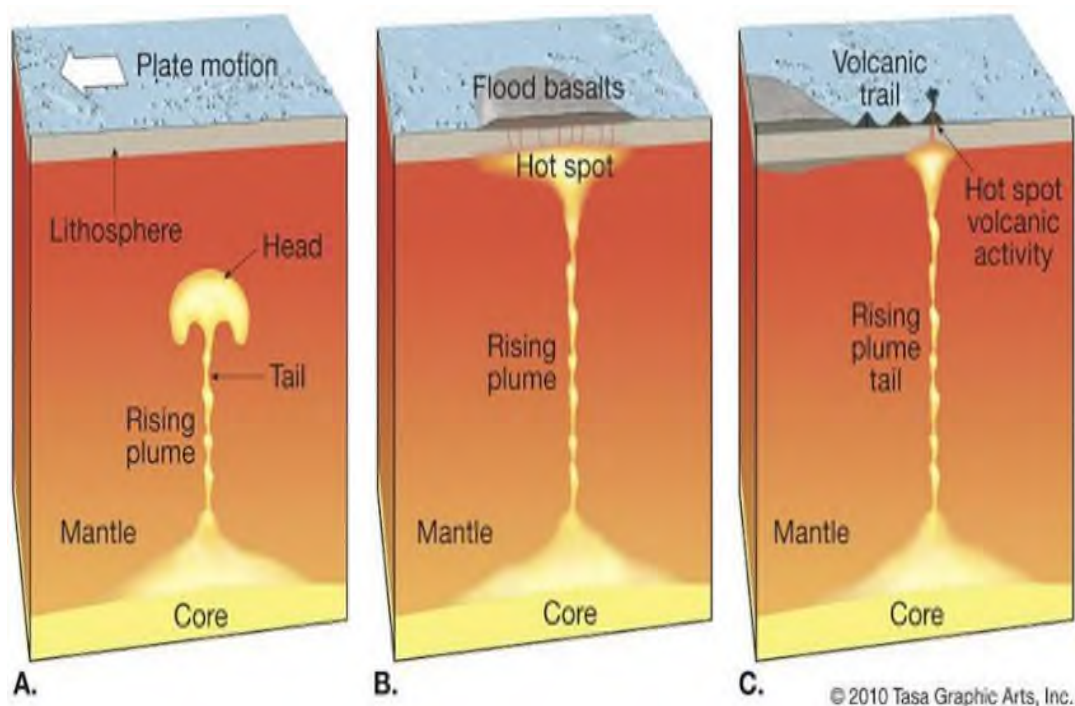
۱-۲-۱ تشکیل پلوم‌های گوشته‌ای

اگر دو مایع غیرقابل اختلاط با چگالی و رنگ متفاوت (مثلاً آنیلین و آب) را در یک استوانه شفاف بریزیم، مسلماً مایع سنگین‌تر در قاعده و مایع سبک‌تر روی آن قرار می‌گیرد حال اگر قاعده استوانه مزبور را به آرامی گرم کنیم مایع سنگین داغ زیرین منبسط شده و چگالی آن کم می‌شود و به حالت شناور از جای خود به حرکت در می‌آید. ابتدا تعادل در سطح بین دو مایع به هم می‌خورد و قطره‌ای کروی و لزج تشکیل می‌شود که به سمت بالا شروع به حرکت می‌کند و در دنبال آن یک ساقه بلند نخ مانند قطره مزبور را همراهی می‌کند قطره مزبور از حد بین دو مایع عبور می‌کند و خود را تا نزدیک سطح مایع سرد به بالا می‌کشانند [34]. گریفیث و کمبل (۱۹۹۰)، با شبیه‌سازی این عمل ثابت نمودند ابتدا کره‌ای از ماده‌ی داغ (سرپلوم) تشکیل می‌شود [33] [34]. که از خلال محیط سرد عبور می‌کند ولی به وسیله ساقه‌ای با قطر کوچک‌تر به منبع خود متصل است (شکل ۱). در طول مدت صعود، اتصال برقرار بوده و در نتیجه ساقه طویل‌تر و باریک‌تر می‌شود. در جریان این صعود، سر پلوم با محیط اطراف تبادل حرارتی و در عین حال شیمیایی انجام می‌دهد. وقتی سر پلوم به زیر یک سطح مانع نزدیک شود به صعود خود خاتمه می‌دهد و در نتیجه شکل کروی آن به صورت مسطح و پهن در می‌آید ولی ساقه آن هنوز به سر متصل است. به تصور این دو محقق نظیر همین حالت در داخل گوشته با مقیاسی بسیار بزرگ رخ می‌دهد. یک ناپایداری حرارتی در مرز بین هسته و گوشته، پلومی به قطر صدها کیلومتر تولید می‌کند و به طرف سطح زمین صعود می‌نماید وقتی سر پلوم به قاعده لیتوسفر نزدیک شود، گوشته زیر آن که پلوم از خلال آن عبور کرده ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه‌ی سانتیگراد و گرم‌تر از نواحی اطراف است. این عمل موجب ذوب بخشی سریع گوشته و خروج مواد مذاب می‌شود. یکی از دلایلی که این موضوع را تقویت می‌کند، خروج مواد مذاب از درون صفحات لیتوسفری است. حجم بسیار زیاد مواد مذاب و سرعت و خروج آن، متضمن یک منطقه ذوب‌بخشی با ابعاد وسیع است در واقع سر پلوم که در زیر لیتوسفر به صورت پهن و مسطح در می‌آید قادر است مذابی شبیه بازالت‌های طغیانی ایجاد کند.

ترکیب یکنواخت ماده مذاب را هم می‌توان با توضیحات فوق مربوط دانست ضمن آنکه مذاب حاصل از منبع خود جدا می‌شود که خود ذوبی متعادل است. وقتی سر پلوم از فعالیت باز ماند، ساقه آن فعال می‌شود و مذاب کم حجم‌تری تولید می‌کند. اگر صفحه لیتوسفری از روی آن عبور کند برحسب آنکه سرعت آن زیاد باشد (حدود ۸ سانتیمتر درسال) سلسله جزایر خطی آتشفشانی دنبال هم تولید می‌کند که مثلاً در مجمع‌الجزایر هاوایی اختلاف سن جزیره اولی با آخری حدود ۷۵ میلیون سال است. ضمن آنکه ترکیب شیمیایی آن نیز تا حدودی تغییر می‌کند ولی اگر حرکت صفحه لیتوسفری کند باشد، انباشته‌ای از مواد مذاب آتشفشانی و جزایر آتشفشانی متصل به هم تولید می‌نماید. اصولاً، پلوم را باید استوانه‌ای به قطر ۲۰۰ کیلومتر یا بیشتر در نظر گرفت که تظاهرات آن در سطح زمین با خروج مواد مذاب آتشفشانی مشخص می‌شود که به نقطه داغ معروف است. به اعتقاد دیوید و ریچاردز (۱۹۹۲) سر برآمده‌ی پلوم، در تولید فلات‌های بازالتی اقیانوسی، و ساقه یا دم پلوم‌های مذبور در تشکیل جزایر آتشفشانی درون اقیانوسی نظیر



هاوایی نقش اساسی دارند (شکل ۱). بنابراین آنچه به عنوان هات‌اسپات یا نقاط داغ مطرح می‌شود در واقع ادامه‌ی فعالیت دم پلوم گوشته‌ای است که حضور فعال آن در سطح پوسته نمایان می‌شود [22].



شکل ۱. فرضیه ایجاد پلوم‌های گوشته‌ای [8].

A. چگونگی تشکیل در مرز گوشته و پوسته

B. سر برآمده‌ی پلوم در تولید فلات‌های بازالتی اقیانوسی و بازالت‌های طغیانی

C. ساقه یا دم پلوم‌های مذبور در تشکیل جزایر آتشفشانی درون اقیانوسی نظیر هاوایی

۲-۱-۲ نحوه‌ی تشکیل بسته‌های اولیه دیاپیرهای گوشته‌ای جهت تشکیل پلوم‌ها و ریفت‌های قاره‌ای

روند تبدیل هسته مذاب به جامد چنین است که عناصر فرار، سیدروفیل و کالکوفیل و به‌طور کلی هر عنصری به جز آهن و نیکل وارد فاز جامد نمی‌شود بلکه در فاز مذاب باقی می‌ماند این بدان معنا است که بر غلظت آن‌ها در فاز مذاب یعنی هسته خارجی افزوده می‌شود. گرمای آزاد شده ناشی از تغییر فاز مذاب به جامد (رشد هسته داخلی) همراه با عناصر فرار و عناصر غیر از آهن و نیکل تشکیل نطفه‌های آغازین و یا بسته‌های اولیه دیاپیرهای گوشته‌ای را می‌سازند [34]. (شکل ۲). این بسته‌های انرژی و مواد به صورت موجی تدریجی و بسیار کند به سمت بالا حرکت می‌کنند و هرچه به سمت بالا می‌آیند به علت کاهش فشار، منظم‌تر و بهتر شکل می‌گیرند تا اینکه قسمت‌های بالای گوشته یعنی استنوسفر می‌رسند و در آنجا تکامل یافته و تشکیل دیاپیرهای بزرگ را می‌دهند. تشکیل بسته‌های انرژی و مواد در هسته خارجی بسیار کند و آرام شکل می‌گیرند و درحقیقت تشکیل و شکل‌گیری آن‌ها به صورت تجمع هرچه بیشتر انرژی و مواد فرار و عناصر با ارزش تناوبی است. این بسته‌های تشکیل شده پس از



تشکیل نیاز به یک مولد برای بالا آمدن و رسیدن به سطح زمین دارند که این مولد میدان مغناطیسی زمین است که نقش یک موتور ایجاد و القایی را برای این بسته‌ها ایفا می‌کند [28].



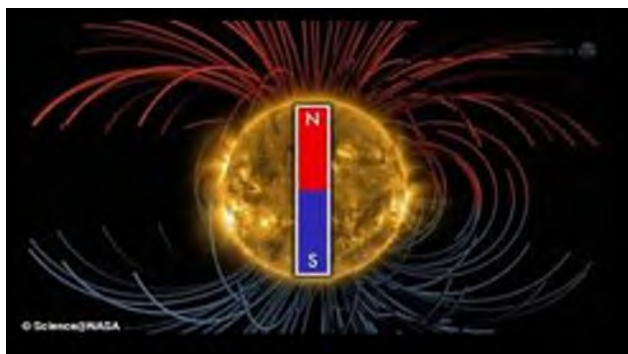
شکل ۲. نمایی از بسته‌های اولیه‌ی دیاپیر گوشته‌ای [28].

میدان مغناطیسی هسته‌ی زمین در مقایسه با سطح سیاره، ۵۰ برابر قوی‌تر است. احتمالاً زمین در کل عمر ۴/۵ میلیارد ساله خود میدان مغناطیسی داشته است. در اوایل شکل‌گیری زمین کل هسته آن مذاب بوده است، اما در حال حاضر تنها هسته خارجی آن مذاب است و به دلیل فشار بسیار زیاد، هسته داخلی جامد شده است. این بدان معناست که احتمالاً مغناطیس اولیه زمین بسیار قوی‌تر از امروز آن بوده است [28]. میدان مغناطیسی هنگامی تشکیل می‌شوند که بارهای الکتریکی از میان مواد مغناطیسی مانند آهن عبور کنند. هر ماده مغناطیسی شده دو قطبی است و این یعنی، یک قطب شمال و یک قطب جنوب مغناطیسی دارد و مسیر حرکت این خطوط از قطب شمال به قطب جنوب است. با عبور خطوط این میدان مغناطیسی از قطب شمال ماده مغناطیس شده به سمت قطب جنوب، یک میدان مغناطیسی خارجی در اطراف جسم ایجاد می‌شود که می‌تواند بر اجسام دیگری که خیلی به آن نزدیک شوند، تاثیر بگذارد [28] (شکل ۳). منشأ میدان مغناطیسی را هسته خارجی می‌دانند که لایه عمیقی از آهن مایع است و به دور هسته می‌گردد. هسته خارجی مانند آب روی اجاق، بر روی هسته داخلی در جوش و خروش است. اساساً تبدیل آلیاژ آهن - نیکل مذاب به جامد یک واکنش گرمازا است و گرمای حاصل از آن به همراه تلاشی مواد رادیواکتیو موتور حرارتی زمین را تأمین می‌کنند [34]. در دمای بسیار زیاد زمین می‌توان تصور کرد که هسته جامد متحمل چنین واکنش شیمیایی شده و بدین ترتیب تبدیل به یک مولد جریان الکتریکی مثل یک باتری خواهد شد و چون مواد مذاب هسته خارجی در حال چرخش است می‌توان آن را مانند یک سیم‌لوله (الفاگر) تصور نمود. در حالت کلی گردش هسته مایع به دور هسته جامد آهنی به عنوان یک سیم‌پیچ که هسته‌ی آهنی را در برگرفته، و جریان الکتریکی که از سیم‌پیچ عبور می‌کند همان پرتوی کیهانی است که از قطبین زمین به تله می‌افتد. از طرفی اثر نیروی کوریولیس (Coriolis effect) دوران زمین، درون هسته خارجی ایجاد طوفان و گرداب می‌کند [17].

مجموع این حرکت‌ها است که میدان مغناطیسی زمین را بوجود می‌آورد. بدین ترتیب در درون زمین مداری متشکل از یک باتری و یک الفاگر داریم مسلماً جریان الکتریکی از این الفاگر عبور خواهد کرد و طبق قانون لنز در اطراف الفاگر میدان مغناطیسی تولید می‌شود که همان میدان مغناطیسی زمین است. خطوط میدان مغناطیسی درون هسته همانند خطوط میدان -



مغناطیسی سیم‌لوله موازی است که آزمایشات تجربی نیز موید موازی بودن خطوط میدان مغناطیسی زمین است و از طرفی چون هسته‌ی خارجی مانند القاگر است می‌تواند در آن پدیده خودالقایی نیز رخ دهد یعنی هرگاه واکنش شیمیایی و در نتیجه جریان الکتریکی هسته داخلی در حال کاهش بود جهت خطوط میدان خود را تغییر دهد به گونه‌ای که نیروی محرکه‌ای هم‌جهت با نیروی مولد و سبب تقویت شدت میدان مغناطیسی گردد و برعکس [32].



شکل ۳. چگونگی عبور خطوط مغناطیسی از شمال به جنوب درون هسته زمین

۲-۱-۳ نظریه برخورد (Impact) و ایجاد پلوم

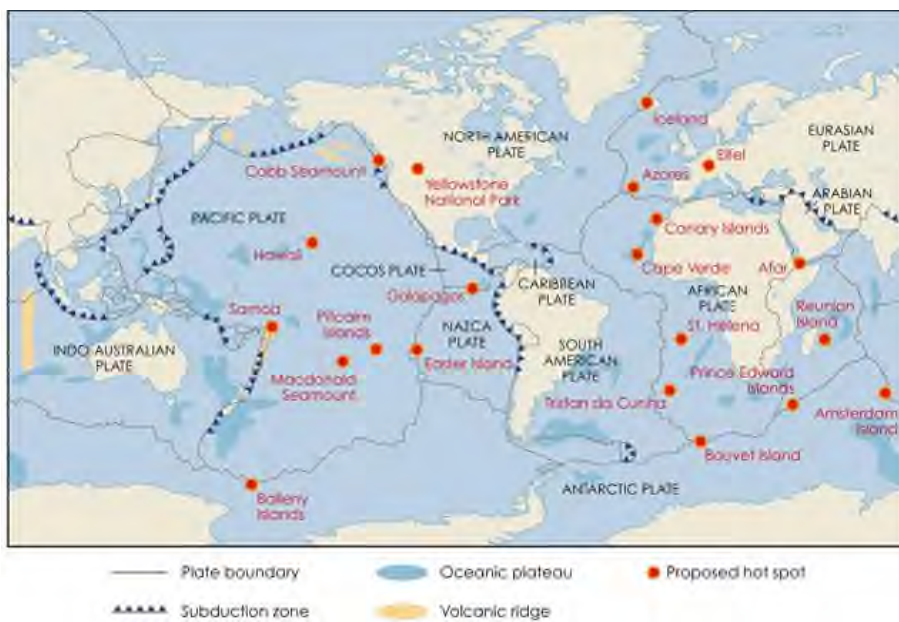
برخلاف فرآیندهایی که در عمق درونی باعث ایجاد ماگماتیسم درون صفحات می‌شود، دلایل خروجی یعنی اثرات شهاب سنگ‌های بزرگ نیز برای تحریک چنین ماگماتیسمی نیز فرض شده است [1] [11] [12] [13] [22] [24]. برخورد‌های عظیم در حوضه‌های اقیانوسی می‌تواند موجب حفر گودالی عظیم در پوسته و بخشی از بالای استنوسفر شود و بدین وسیله با فشردن کردن حجم عظیمی موجب افزایش ذوب گوشته شود. برخوردها ممکن است غیرمستقیم تأثیر به سزایی در ایجاد شکاف در لایه مرزی گوشته-هسته شوند و باعث ایجاد یک یا تعداد بیشتری پلوم گوشته‌ای شوند. بنابراین خواه ناشی از عوامل بیرونی باشد یا درونی و یا چه منشأ گرفته از مرز گوشته-هسته در ناپیوستگی ۶۷۰ کیلومتری باشند و یا منشأ از گوشته بالایی داشته باشند، به طور کل ماگماتیسم درون صفحات ناشی از ذوب مجدد ترکیبات گوشته‌ای است که از استنوسفر و لیتوسفر به سطح زمین صعود کرده‌اند [5].

۳. ماگماتیسم درون صفحات اقیانوسی

ماگماتیسم درون صفحات در محیط‌های اقیانوسی در مقیاس‌های بسیار وسیعی رخ می‌دهد، و سر پلوم تشکیل بازالت‌های فلات اقیانوسی (شکل ۴) و دم آن باعث تشکیل نقاط داغ که سبب ایجاد مجموعه جزایر آتشفشانی نظیر هاوایی می‌شود. سنگ آتشفشانی غالب آن‌ها بازالت است. به عنوان مثال نمونه‌هایی از آتشفشان‌های فعال درون صفحه‌ای شامل هاوایی، رنیون و هارد هستند که احتمالاً از پلوم‌های گوشته‌ای در مرز گوشته-هسته، منشأ گرفته‌اند و از یک الگوی عمومی شامل سپر آلکان پیشین یا اولیه، سپر تولیتی و در نهایت سپر ولکانیسم آلکان پسین تشکیل شده‌اند. زنجیره‌ی سیمونت‌های دریایی کلاسیک مانند هاوایی-



امپراطور و لوئیزیوله، احتمالاً از پلوم‌های گوشته‌ای در مرز گوشته-هسته منشأ گرفته شده باشند و دارای گوناگونی در ترکیبات مختلف از عناصر و داده‌های ایزوتوپی هستند و ترکیب زنجیره‌هاوایی-امپراطور کاملاً ناهمگن است ولی لوئیزیوله نسبتاً همگن است. فلات بزرگ اقیانوسی (Ontong Java, Manihiki, Hikurangi) و بازالت طغیانی حوضه اقیانوسی (Caribbean, East Mariana, Nauru, Pigafetta) همگی احتمالاً از مرز گوشته-هسته منشأ گرفته باشند، اگرچه احتمالاً با مکانیسم‌های خروجی تحریک شده باشند و دامنه ترکیبات آن‌ها شامل همگن (به عنوان مثال اونتونگ جاوا (Ontong Java) و ناهمگن (به عنوان مثال کارائیب (Caribbean) باشد. و در نهایت میلیون‌ها سیمونت احتمالاً از گوشته بالایی منشأ گرفته باشند که در انتها از طریق شکاف‌ها و گسل‌های موجود در پوسته اقیانوسی خارج می‌شوند [5]. بنابراین آنچه به عنوان هات‌اسپات یا نقاط داغ مطرح می‌شود در واقع ادامه‌ی فعالیت دم پلوم گوشته‌ای است که حضور فعال آن در سطح پوسته نمایان می‌شود [22] (شکل ۴).



شکل ۴: نقشه پراکندگی نقاط داغ جهان و فلات‌های اقیانوسی [5].

(درون صفحات اقیانوسی سر پلوم تشکیل فلات اقیانوسی و دم آن ایجاد نقاط داغ و تشکیل جزایر آتشفشانی را می‌دهد)

۳-۱ تفاوت بازالت‌های فلات اقیانوسی (محیط اقیانوسی) و بازالت‌های طغیانی (محیط قاره‌ای)

همانند تراپ‌های قاره‌ای (انباشته‌های بازالتی به صورت لایه‌لایه‌اند که به آن تراپ یعنی گسترش پلکانی می‌گویند)، فلات‌های اقیانوسی بیرون‌ریزی سریع داشته و از نظر سنی همگی در کرتاسه پیشین و در فاصله زمانی ۳ تا ۴ میلیون سال انباشته عظیم بازالتی کف اقیانوس را تشکیل داده‌اند. سرعت خروج مواد مذاب در کف اقیانوس به حدی زیاد است که آن‌ها را از دگرسانی در تماس مستقیم با آب دریا محفوظ نگه داشته است. همراه آن وجود لایه‌های رسوبی از جنس رس و آهک (با ضخامت اندک) در داخل لایه‌های بازالتی همانند تراپ‌ها، حاکی از دوره آرامش بین فورانی است [34] [33].



(۱) حجم و گسترش بسیار زیاد بازالت طغیانی اقیانوس نسبت به انواع قاره‌ای است که این مسئله را می‌توان به ناهنجاری‌های شدید حرارتی گوشته در زیر اقیانوس‌ها در ارتباط دانست ضمن آنکه دمای نقاط داغ نواحی اقیانوسی حدود ۱۰۰ درجه بیشتر از دمای متوسط گوشته (۱۳۴۰ درجه سانتیگراد) است. خاطر نشان می‌کنیم که در بازالت‌های طغیانی اقیانوسی، مقدار MgO بیشتر از مورب است لذا باید قبول کرد که درصد ذوب گوشته فوقانی در دمای بالاتر حدود ۱۶۰۰ درجه سانتیگراد انجام می‌شود که از دمای گوشته فوقانی آستنوسفری ۳۰۰ درجه‌ی سانتیگراد بیشتر است [34].

(۲) سن تمام فلات‌های بازالتی کرتاسه پیشین است و همان‌طوری که قبلاً گفته شد در قاره‌ها از پروتروزوئیک تا عهد حاضر نیز وجود داشته است اگرچه درباره سن بیش از ۲۰۰ میلیون سال پوسته اقیانوسی نمی‌توان مطلبی گفت زیرا در اقیانوس‌های فعلی، سن پوسته کمتر از ۲۰۰ میلیون سال است و پوسته‌های قدیمی‌تر به زیر صفحه مجاور خزیده و از بین رفته‌اند ولی این سؤال در اینجا پیش می‌آید که در دوره کرتاسه چه حادثه تکتونوماگمایی مهم در زمین اتفاق افتاده که با ایجاد فلات‌های عظیم اقیانوسی همراه بوده و تا به امروز چنین حادثه‌ای تکرار نشده است. از نظر ژئودینامیک سیاره‌ای ممکن است در زمین حالت دوگانه برقرار باشد دوره‌های آرامش و دوره‌های فعالیت شدید تکتونوماگمایی. در حالت اخیر، زمین دوره‌هایی با کنوکسیون شدید را پشت سر می‌گذارد. مواد فرورانشی به سرعت به زیر کشیده می‌شود و تا مرز هسته خارجی و گوشته‌ی داخلی پیش می‌رود و پس از رسیدن به مرز هسته داغ‌تر شده و به صورت تنوره بالا می‌آید و سرانجام با ذوب گوشته، فوران‌های عظیم بازالتی آغاز می‌شود.

۴. ماگماتیسزم درون صفحات قاره‌ای

در محیط‌های قاره‌ای تشکیل سر پلوم به واسطه‌ی ذوب بالا در ابتدا باعث تشکیل بازالت‌های طغیانی یا سیلابی (Continents Flood Basalts) می‌شود و ادامه یا دم آن سبب ایجاد نقاط داغ در محیط قاره‌ای نظیر حوضه یلواستون (Yellowstone) در ایالات متحده آمریکا که عموماً تا حد ریولیت و درصد بالای سیلیس تفریق یافته‌اند، می‌شود (فوران مشهور کوه سنت هلن St. Helens در این مکان واقع شده است) [5]. بازالت‌های طغیانی یا سیلابی (Flood Basalts) فوران‌های بسیار عظیم مذاب‌های بازالتی با سرشت عموماً تولییتی در سطح زمین هستند که در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی باعث عوارض زیست محیطی فراوانی شده‌اند (شکل ۵). مشاهده ایالت‌های بزرگ آتشفشانی در محیط‌های قاره‌ای نظیر تراپ‌دکن هندوستان از نمونه‌های چنین فوران‌های عظیم طغیانی قاره‌ای است. ماگمای اولیه بازالت پیکریتی است ولی تدریجاً به بازالت معمولی تولییتی تبدیل می‌شود. انباشته‌های بازالتی به صورت لایه‌لایه‌اند که به آن تراپ (Trap) یعنی گسترش پلکانی می‌گویند. ضخامت متوسط انباشته‌ها به یک کیلومتر می‌رسد. هر لایه مربوط به یک موج فورانی است. در بین برخی لایه‌ها گاهی شواهدی از فرسایش و حتی بقایای گیاهان سوخته دیده می‌شود که در برخی موارد ضخامت لایه هوازده گاهی به چند متر می‌رسد [33]. این شواهد نشان می‌دهد که بین موج‌های فوران، دوره‌های آرامش برقرار بوده است. در ۲۵۰ میلیون سال اخیر ۸ فوران مهم از نوع تراپ داشته‌ایم.

بخش وسیعی از قاره‌های زمین به وسیله بازالت‌های طغیانی پوشیده شده است (شکل ۵). این گدازه‌ها حجم‌های وسیعی از روانه‌های رقیق، مسطح و گسترده را تشکیل می‌دهند. ضخامت متوسط انباشته‌های بازالت‌های طغیانی تقریباً یک کیلومتر می‌باشند اما ممکن است ضخامتشان در برخی نقاط بیشتر باشد. در اغلب نقاطی که بازالت‌های طغیانی وجود دارد، مساحت منطقه‌ای که بوسیله گدازه‌ها پوشیده شده، در حدود ۲۰۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع می‌باشد. تصور می‌شود که اغلب این بازالت‌ها از مناطق تکتونیکی



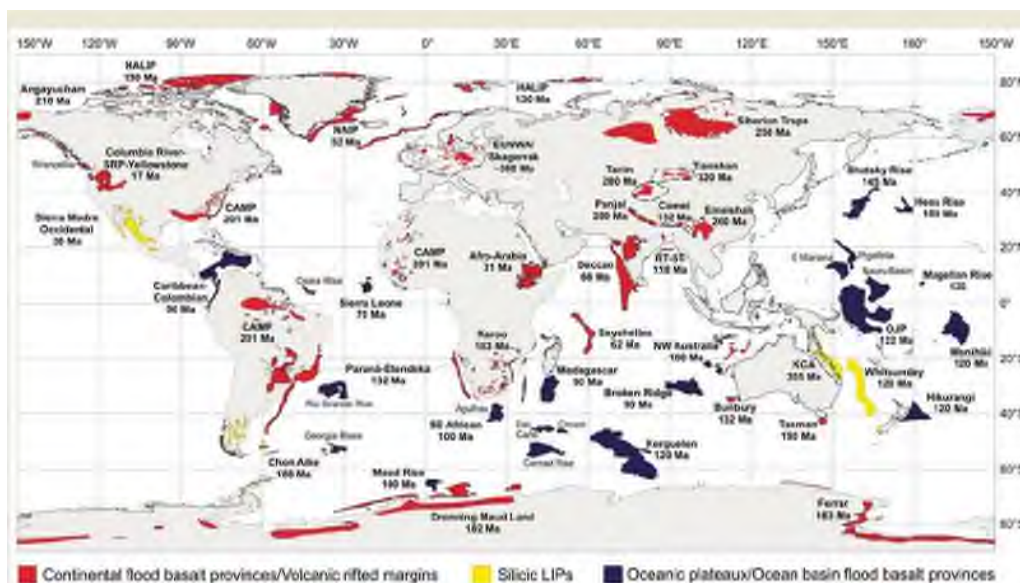
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



کششی و کافتی خارج شده و بنابراین حوضه‌های در حال فرونشست را پر می‌کنند [34]. این بازالت‌ها از گوشته‌ی اولیه پدید آمده‌اند و نسبت $Sr^{86}:Sr^{87}$ بالا دارند. مثل نوع P بازالت‌های مورب، هضم و آرایش پوسته باعث تحولات در این نوع بازالت‌ها شده است. این بازالت‌ها دارای الگوی محدب شکل می‌باشند. به طور کلی تمام بازالت‌هایی که در جایگاه داخل ورقه اقیانوسی و قاره‌ای فوران یافته‌اند، در مقایسه با مورب از عناصر ناسازگار غنی‌شدگی بیشتری دارند که نشان دهنده‌ی منشأ اولیه آن‌ها در این عناصر است. این امر شباهت میان بازالت‌های داخل صفحات قاره‌ای و بازالت‌های جزایر اقیانوسی را پیشنهاد می‌کند. از مشخصه‌های بازالت‌های داخل صفحه‌ای، غنی‌شدگی آن‌ها در عناصر Zr و Ti و تهی‌شدگی آن‌ها در میزان Y است [34]. ماگمای اولیه بازالت پیکریتی است ولی تدریجاً به علت تفریق به بازالت معمولی تولییتی تبدیل می‌شود. در ایالت کاروو و تووله (ایالات متحده آمریکا)، حجم گدازه‌های پیکریتی نسبتاً زیاد است ولی در مناطق دیگر کمتر است. در دو ناحیه فوق تکتونیک کششی دارای اهمیت بسیار زیاد بوده، چه در کاروو و دایک‌های متعدد ایجاد کرده و تووله محل گسترش پوسته اقیانوس (اقیانوس اطلس) بوده است. در مناطق دیگر، در قاره‌ها بازالت تولییت کوارتزار دیده شده است و شواهد ژئوشیمیایی و ایزوتوپی حکایت از آغستگی گاهی بیش از ۵۰ درصد با مواد پوسته‌ای را آشکار کرده است [33]. ادامه‌ی فوران پلوم گوشته‌ای در محیط قاره‌ای در نهایت به دلیل افزایش درجه ذوب و فرآیند تفریق، باعث ایجاد فوران ریولیتی در دم پلوم نظیر یلواستون می‌شود [31].



شکل ۵. نقشه پراکندگی برونزد بازالت‌های فلات اقیانوسی و بازالت‌های طغیانی در جهان (آبی: فلات‌های اقیانوسی، قرمز: بازالت‌های طغیانی به همراه سنگ‌های کافت‌های قاره‌ای، زرد: ایالت‌های عظیم آذرین سیلیسی) [2].

۴-۱ ماگمای تشکیل شده در مناطق کافتی درون صفحات قاره‌ای

ترکیب شیمیایی ماگمای مناطق کافتی در درون صفحات قاره‌ای مسلماً مانند سایر مذاب‌هایی که به سطح زمین می‌رسند، تابع ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی گوشته‌ای است که از آن تولید می‌شوند. به علاوه درجات ذوب‌بخشی، عمق ذوب، سرعت انتقال ماگما به سطح زمین و عمق آشیانه ماگمایی که تبلور جزء به جزء در آن انجام شده است باید مد نظر قرار گیرد. [34]. گدازه‌های



بازالتی با سرعت زیادی به سطح زمین می‌رسند. به عبارت دیگر عموماً تبلور جزء به جزء با آغشتگی پوسته‌ای قابل توجهی در آن‌ها دیده نمی‌شود. براساس داده‌های ژئوفیزیکی، آشیانه ماگمایی در این مناطق کمتر دیده شده و اگر هم وجود داشته باشد، بیشتر در پوسته قاره‌ای مستقر است. در حالت اخیر، تبلور جزء به جزء در این آشیانه‌ها، موجب بروز طیف بزرگی از ماگماهای اشباع از سیلیس شده و انواع ترکیبات حد واسط نظیر، تراکیت، فنولیت و آلکالی‌ریولیت ایجاد می‌کند. با توجه به ضخامت کم لیتوسفر و کشیدگی آن به طرفین، آستنوسفر به ترازهای فوقانی صعود می‌کند. بنابراین ممکن است در تولید مذاب شرکت کند. به همین دلیل در این مناطق، در مراحل اولیه فعالیت ماگمایی، طیف تغییرات ترکیب زیادی که از ذوب لیتوسفر تا آستنوسفر به وجود می‌آید، به چشم می‌خورد.

براساس حجم نسبی محصولات فوران کرده، کافت‌های قاره‌ای را به دو گروه عمده تقسیم کردند [34]:

I. کافت یا ریفتهایی که دارای فعالیت آتشفشانی زیاد بوده.

II. انواعی که با فعالیت‌های آتشفشانی کم حجم مشخص می‌شوند.

باتوجه به پیچیدگی در کافت‌های قاره‌ای، لازم است در این جا دو مدل نهایی از بالآمدگی آستنوسفر به زیر محور کافت را یادآور شویم: [34].

۱) در کافت‌های فعال، ضخامت لیتوسفر در ناحیه کافت نازک بوده و گرمای آستنوسفر با سهولت بیشتری بالا می‌آید و در نتیجه سنگ‌های پوسته‌ای روی آن منبسط شده و ضخیم‌شدگی پیدا می‌کنند. در این حالت، آستنوسفر صعودکننده در زیر محور کافت همانند منبع گوشته نوع تنوره OIB است.

۲) اساساً کافت‌های غیرفعال، در نتیجه تنش‌های متفاوت در لیتوسفر ایجاد می‌شوند. در این حالت ابتدا کافت تشکیل شده و سپس ممکن است به علت جریان کنوکسیون در پوسته، انبساط کمی در حجم حاصل شود. در اینجا، منبع گوشته‌ای شبیه به گوشته مولد مورب است.

در مورد چگونگی تشکیل ماگمای سالیک (سرشار از آلومینیوم و سیلیسیم) عقیده دارد که با تزریق حجم‌های بزرگ ماگمای بازیک در پوسته، درجه زمین گرمایی در ناحیه اخیر افزایش می‌یابد و موجب ذوب بخشی پوسته فوقانی می‌شود و گدازه‌های ریولیتی حجیمی ایجاد می‌گردد [16]. درباره نحوه تشکیل ماگمای آلکالی تکامل یافته نظیر تراکیت، فنولیت و آلکالی کافت، در کافت‌های قاره‌ای دو نظریه پیشنهاد شده است که به قرار زیر است:

۱) بیکر و مک بیرنی (۱۹۸۵) معتقدند که این ماگماها از تبلور جزء به جزء ماگماهای بازالتی در اعماق کم حاصل می‌شوند.

۲) بیلی (۱۹۸۰) عقیده دارد که دو نوع ماگمای بازیک و سالیک (بدون ماگمای حد واسط) از ذوب گوشته و پوسته و در شرایط غنی از مواد فرار، مستقل از هم به وجود می‌آیند [2].

مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی در جنوب شهر آمل ایران احتمال تشکیل گروه بازالت‌های این منطقه از یک کافت نیمه فعال قاره‌ای در کرتاسه را می‌دهد که نیازمند تفسیر و مطالعات بیشتر در آینده است [31].

۵. نتیجه‌گیری

ماگماتیسم درون صفحات حاصل فعالیت‌های آذرین در خارج از مرزهای صفحات تکتونیکی است، بنابراین غیر مرتبط با فرآیندهای گسترش بستر کف اقیانوس‌ها، فرورانش، و گسل‌های ترانسفرم می‌باشند و در هر دو محیط پوسته قاره‌ای و پوسته



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



اقیانوسی مشاهده می‌شود. نظریه پلوم‌های گوشته‌ای عامل اصلی تشکیل چنین ماگماتیسم عظیم در جهان است. پلوم‌های گوشته‌ای ستون‌هایی از مواد داغ جامد هستند که از مرز گوشته-هسته و یا ناپیوستگی ۶۷۰ کیلومتری به سمت بالای سطح زمین صعود می‌کنند. ستون‌های جدید شامل یک سر بزرگ و به دنبال آن یک دم کوچک هستند. هنگامیکه سر پلوم به سطح زمین برسد، وسعت پیدا می‌کند و حتی تا قطر ۱۰۰۰ کیلومتر گسترش پیدا می‌کند. هر دو گروه، سر پلوم و همچنین دم پلوم باید در ابتدا شامل فوران پیکریت‌های حرارت بالا باشند که در مرحله اول فوران می‌کنند و در مرکز پلوم نسبت به حاشیه آن بیشتر هستند. بازالت‌های سیلابی یا طغیانی نتیجه ذوب مرکزی سر پلوم در محیط‌های قاره‌ای در نتیجه‌ی صعود اولیه صدها متر گنبد است. لیتوسفر به عنوان یک در ورودی برای صعود ماگما مطرح می‌شود و میزان درجه ذوب را کنترل می‌کند بنابراین ضخامت پوسته یک عامل کلیدی در میزان کنترل مذاب می‌باشد. در محیط‌های قاره‌ای تشکیل سر پلوم به واسطه‌ی ذوب بالا در ابتدا باعث تشکیل بازالت‌های طغیانی یا سیلابی می‌شود و ادامه‌ی دم پلوم سبب ایجاد نقاط داغ در محیط قاره‌ای نظیر حوضه یلواستون در ایالات متحده آمریکا که عموماً تا حد ریولیت و درصد بالای سیلیس تفریق یافته‌اند، می‌شود (فوران مشهور کوه سنت هلن St. Helens در این مکان واقع شده است). بازالت‌های طغیانی یا سیلابی فوران‌های بسیار عظیم مذاب‌های بازالتی با سرشت عموماً تولییتی در سطح زمین هستند که در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی باعث عوارض زیست محیطی فراوانی شده‌اند. مشاهده ایالت‌های بزرگ آتشفشانی در محیط‌های قاره‌ای نظیر تراپ‌دکن هندوستان از نمونه‌های چنین فوران‌های عظیم طغیانی قاره‌ای است. ماگمای اولیه بازالت پیکریتی است ولی تدریجاً به بازالت معمولی تولییتی تبدیل می‌شود. انباشته‌های بازالتی به صورت لایه لایه‌اند که به آن تراپ یعنی گسترش پلکانی می‌گویند. ماگماتیسم درون صفحات در محیط‌های اقیانوسی در مقیاس‌های بسیار وسیعی رخ می‌دهد، و سر پلوم تشکیل بازالت‌های فلات اقیانوسی و دم آن باعث تشکیل نقاط داغ که سبب ایجاد مجموعه جزایر آتشفشانی نظیر هاوایی می‌شود. سنگ آتشفشانی غالب آن‌ها بازالت است. به عنوان مثال نمونه‌هایی از آتشفشان‌های فعال درون صفحه‌ای اقیانوسی شامل هاوایی، رنیون و هارد هستند که احتمالاً از پلوم‌های گوشته‌ای در مرز گوشته-هسته، منشأ گرفته‌اند و از یک الگوی عمومی شامل سپر آلکان پیشین یا اولیه، سپر تولییتی و در نهایت سپر ولکانیسم آلکان پسین تشکیل شده‌اند. بنابراین آنچه به عنوان هات‌اسپات یا نقاط داغ مطرح می‌شود در واقع ادامه‌ی فعالیت دم پلوم گوشته‌ای است که حضور فعال آن در سطح پوسته نمایان می‌شود. به صورت اساسی ستون‌های گوشته‌ای یا همان پلوم‌ها، به ستون‌های حرارتی تبدیل شده‌اند که ناهمگنی‌های حرارتی و شیمیایی گوشته را در خود گنجانده‌اند. مدل‌های شیمی حرارتی پلوم‌ها نشان می‌دهد که شاخصه‌ی بالا آمدن به نسبت شنواری بستگی دارد که میزان آن به ثابت ناهنجاری چگالی شیمیایی به نسبت ثابت ناهنجاری حرارتی مربوط است. نسبت‌های پایین، عدم وجود دم پلوم و نسبت‌های بالا نشانه‌ی آهنگ طولانی مدت نقاط داغ است.

تشکیل بسته‌های اولیه دیاپیری جهت القای پلوم‌ها، در هسته زمین صورت می‌گیرد. به این صورت که روند تبدیل هسته مذاب زمین به جامد چنین است که عناصر فرار، سیدروفیل و کالکوفیل و به‌طور کلی هر عنصری که جز آهن و نیکل وارد فاز جامد نمی‌شود بلکه در فاز مذاب باقی می‌ماند این بدان معنا است که بر غلظت آن‌ها در فاز مذاب یعنی هسته خارجی افزوده می‌شود. گرمای آزاد شده ناشی از تغییر فاز مذاب به جامد (رشد هسته داخلی) همراه با عناصر فرار و عناصر غیر از آهن و نیکل نطفه‌های آغازین و یا بسته‌های اولیه دیاپیرهای گوشته‌ای را می‌سازند. این بسته‌های انرژی و مواد به صورت موجی تدریجی و بسیار کند به سمت بالا حرکت می‌کنند و هرچه به سمت بالا می‌آیند به علت کاهش فشار، منظم‌تر و بهتر شکل می‌گیرند تا اینکه قسمت‌های بالای گوشته یعنی استنوسفر می‌رسند و در آنجا تکامل یافته و تشکیل دیاپیرهای بزرگ را می‌دهند. تشکیل بسته‌های



انرژی و مواد در هسته خارجی بسیار کند و آرام شکل می‌گیرند و درحقیقت تشکیل و شکل‌گیری آن‌ها به صورت تجمع هرچه بیشتر انرژی و مواد فرار و عناصر با ارزش تناوبی است. این بسته‌های تشکیل شده پس از تشکیل نیاز به یک مولد برای بالا آمدن و رسیدن به سطح زمین دارند که این مولد میدان مغناطیسی زمین است که نقش یک موتور ایجاد و القایی را برای این بسته‌ها ایفا می‌کند.

تشکر و قدردانی

با تشکر و سپاس از استاد ارجمندم، جناب آقای دکتر منصور قربانی عضو هیئت علمی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی و ریاست محترم انجمن زمین‌شناسی ایران که همواره مشوق و راهنمای دانشجویان بوده‌اند.

منابع

- [1]. Abbott, D. H., Isley, A. E. (2002), Extraterrestrial influences on mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 53–62.
- [2]. Bailey, D. (1978), Continental rifting and Mantle degassing: pp1-1-13 in Neumann, F.R. & Ramberg, I. B (eds), *Petrology and Geochemistry of Continental rifts*. D. Reidel pub. Co., Dordrecht, The Netherlands.
- [3]. Bryan, S. Ferrari, L. (2013), Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years, *Geological Society of America Bulletin*, published online on 25 April 2013 as doi:10.1130/B30820.1.
- [4]. Coffin, M. F., and Eldholm, O. (1994), Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, 32, 1–36.
- [5]. Coffin, F. Whittaker, J. (2015), Intraplate Magmatism, *Encyclopedia of Marine Geosciences*, DOI 10.1007/978-94-007-6644-0_19-1, Springer Science+Business Media Dordrecht 2015.
- [6]. Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., and Stock, J. (2003), Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 205, 295–308.
- [7]. Davaille, A., Girard, F., and Le Bars, M. (2002), How to anchor hotspots in a convecting mantle? *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 621–634.
- [8]. Doyla, A. (2014), Fossilized marine plankton tell the tale of the end Permian mass extinction, *NASA's Astrobiology Magazine*, Explore the Earth and beyond, August 15
- [9]. Farnetani, C. Hofmann, A. (2011). Mantle plumes, *Encyclopedia Of Solid Earth Geophysics*, SPRINGER.
- [10]. Gray, J. (2015). *Volcano Eruption –The Eruption of Mount St Helens 1980*, Slide Show.
- [10]. Farnetani, C.G. Samuel, H. (2005), Beyond the thermal plume paradigm. *Geophysical Research Letters*, 32, doi: 10.1029/2005GL022360.
- [11]. Glikson, A. Y. (1999), Oceanic mega-impacts and crustal evolution. *Geology*, 27(5), 387–390.
- [12]. Ingle, S., and Coffin, M. F. (2004), Impact origin for the greater Ontong Java Plateau? *Earth and Planetary Science Letters*, 218, 123–134.
- [13]. Jones, A. P., Price, G. D., Price, N. J., DeCarli, P. S., and Clegg, R. A. (2002), Impact induced melting and the development of large igneous provinces. *Earth and Planetary Science Letters*, 202, 551–561.
- [14]. K. Cantner. (2015), Modified from the map *This Dynamic Planet*, USGS.
- [15]. Lin, S.-C. Van Keken, P. E. (2006), Dynamics of thermochemical plumes: 2. Complexity of plume structures and its implications for mapping mantle plumes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(2), doi:10.1029/2005GC001072.
- [16]. Macdonald, G. (1968), Composition and Origin of Hawaiian lavas. *Geol. Soc. Am. Mem*, 116:477-522.



- [17]. Macmillan, S. (2006), Earth's Magnetic Field, in Geophysics and Geochemistry, Eolss Publishers, Oxford, UK.
- [18]. McDougall, I. (1964), Potassium-Argon Ages from Lavas of the Hawaiian Islands. Geological Society of America Bulletin, 75, 107–128.
- [19]. Morgan, W. J. (1971), Convection plumes in the lower mantle. Nature, 230, 42–43.
- [20]. Morgan, W. J. (1972), Deep mantle convection plumes and plate motions, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 56(2), 203–213.
- [21]. Morgan, W. J. (1978), Rodriguez, Darwin, Amsterdam, a second type of hotspot island. Journal of Geophysical Research, 83(B11), 5355–5360.
- [22]. Muller, R. A. (2002), Avalanches at the core-mantle boundary. Geophysical Research Letters, 29, doi:10.1029/2002GL015938.
- [22]. Niu, Y. Shi, X. Li, T. Wua, Sh. Sun, W. Zhu, R. (2017), Testing the mantle plume hypothesis: an IODP effort to drill into the Kamchatka-Okhotsk Sea basement, Science Bulletin 62 (2017) 1464–1472.
- [23]. Richards, M. A., Duncan, R. A., and Courtillot, V. E. (1989), Flood basalts and hot-spot tracks: plume heads and tails. Science, 246, 103–107.
- [24]. Rogers, G. C. (1982), Oceanic plateaus as meteorite impact signatures. Nature, 299, 341–342.
- [25]. Sleep, N. H. (1990) Hotspots and mantle plumes: some phenomenology. Journal of Geophysical Research, 95(B5), 6715–6736.
- [26]. Sleep, N. H. (2002), Ridge-crossing mantle plumes and gaps in tracks. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 3(12), doi: 10.1029/2001GC000290.
- [27]. Turcotte, D. L., and Oxburgh, E. R. (1973), Mid-plate tectonics. Nature, 244, 337–339. Wessel, P., Sandwell, D. T., and Kim, S.-S., 2010. The global seamount census, Oceanography, 23(1), 24–33.
- [28]. Williams, M. (2009), Inside Planet Earth, Scientific Publications Discovery Channel England, Documentary film.
- [29]. Wilson, J. T. (1963), A possible origin of the Hawaiian Islands. Canadian Journal of Physics, 41, 863–870.
- [30]. Wilson, J. T. (1965), Evidence from oceanic islands suggesting movement in the Earth. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Mathematical, Physical and Engineering Sciences, A258, 145–167.
- [31]. ارغائی، ر. (۱۳۹۵)، بررسی بازالت‌های کرتاسه جنوب آمل و ارتباط آن‌ها با بازالت‌های کرتاسه دکن، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- [32]. ارغائی، ر. (۱۳۹۵)، تاثیر گرمای آزاد شده از تغییر فاز مذاب به جامد (رشد هسته داخلی) و میدان مغناطیسی زمین بر تشکیل بسته های اولیه دیاپیرهای گوشته ای و در نهایت فعالیت های ماگمایی، فصلنامه زمین شناسی تیتیس، تابستان ۱۳۹۵. شماره ۱۹.
- [33]. درویش‌زاده، ع. (۱۳۸۴)، ویژگی‌های بازالت‌های طغیانی (پتروژنز و ژنز)، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- [34]. قربانی، م. (۱۳۹۱)، سنگ‌شناسی آذرین پیشرفته، انتشارات آریز زمین، ۳۹۸ صفحه.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



مروری بر سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در ایران

روشنک ارغائی *

دانشجو دکتری پتروولوژی دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

arghaee.rk@gmail.com

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه از نظر پتروگرافی و ژئوشیمی و پراکندگی تنوع قابل توجهی در ایران دارند. دوره‌ی کرتاسه از جمله دوره‌های پرتکاپوی زمین‌شناسی در ایران بوده است. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در زون سنندج-سیرجان و زون البرز فراوانی نسبی دارند. این فعالیت‌ها از یک سو با حرکات فشاری همراه با بسته شدن نئوتتیس و افزایش سنگ‌های آتشفشانی غالباً از نوع آندزیتی در زون سنندج-سیرجان نظیر سقز و پیرانشهر و از سوی دیگر رویدادهای کششی و تشدید سنگ‌های ولکانیکی غالب بازالتی مرتبط با فعالیت‌های کافتی نظیر بازالت‌های آمل و یا مرتبط با تشدید پلوم‌های گوشته‌ای بوده است. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در ایران به دو گروه کرتاسه پیشین و پسین تقسیم شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در زون سنندج-سیرجان از نظر ژئوشیمی عموماً سری کالک‌آلکان و ویژگی‌های محیط‌های فرورانش را نشان می‌دهند. ژئودینامیک این سنگ‌ها را در رابطه با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس نسبت داده‌اند. در این مقاله براساس موقعیت جغرافیایی شهرهایی در ایران که سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در آن‌ها مشاهده شده است، نقشه‌ای توسط نرم افزار GIS ترسیم شد که می‌توان مکان برونزد سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پیشین و پسین در ایران را با یک دید اجمالی در این نقشه مورد بررسی قرار داد.

کلمات کلیدی: کرتاسه، سنگ‌های آتشفشانی، نئوتتیس



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Review of Cretaceous volcanic rocks in Iran

Rowshanak Arghae*
*Corresponding author

PhD Student in Petrology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University

arghaee.rk@gmail.com

Abstract

Cretaceous volcanic rocks have a significant diversity especially in terms of petrography, geochemistry and distribution in Iran. The Cretaceous period was one of the most active geological periods in Iran. We can observe a large amount of Cretaceous volcanic rocks in Sanandaj–Sirjan zone and Alborz zone of Iran. These activities associated with compressive movements because of closure of Neo-Tethys and the increase of volcanic rocks, mostly andesitic type in the Sanandaj–Sirjan Zone such as Saqqez and Piranshahr, and on the other hand some rift basins increase basaltic rocks such as Amol basalts and also maybe related to intensification of mantle plumes. Cretaceous volcanic rocks are divided into Early and Late Cretaceous groups in Iran. The geodynamics of these rocks have been attributed to the subduction of the oceanic crust of Neo-Tethys and also related to calc-alkaline magma series. In this article we drew a GIS map based on the geographical location of cities in Iran where Cretaceous volcanic rocks have been observed that also you can see the place of Early and Late Cretaceous volcanic rocks in this map.

Keywords: Cretaceous, volcanic rocks, Neo-Tethys.



۱. مقدمه

یکی از ویژگی‌های کرتاسه ایران، تأثیر قابل ملاحظه تنش‌های زمین‌ساختی است که گاه به صورت فشاری و گاهی به صورت کششی بوده‌اند. در حالت‌های کششی، فرونشست‌های باریک و عمیق وجود آمده که در بسیاری از حالات تا رسیدن به گوشته پیشرفته است و در نتیجه آن ضمن تشکیل کافت‌های درون قاره‌ای عمیق و انباشت رسوبات، مواد ماگمایی به ویژه مربوط به گوشته در این فرونشست‌ها جای گیر شده‌اند. در فازهای فشردگی ضمن بسته شدن کافت‌های درون قاره‌ای چین‌خوردگی، دگرگونی و آمیختگی رسوبات نیز روی داده است. یافته‌های زمین‌شناسی ایران نشانگر آن است که ماگمازایی و دگرگونی کرتاسه به‌طور عمده نتیجه سه جنبش زمین‌ساختی سیمین پسین، فاز اتریشین و رخداد لارامید است. ماگمازایی کرتاسه پیشین گسترش محدودی دارد درحالیکه جنبش‌های کرتاسه پسین با دگرگونی و ماگماتیسم و به ویژه افیولیت‌زایی همراه بوده و شکل و رویدادهای جالبی در ارتباط با اقیانوس‌زایی را مطرح می‌کند. افزون بر دگرگونی و ماگماتیسم بسته شدن زمین درزهای کهن و فرارانش آمیزه‌های افیولیتی بر روی حاشیه ریزقاره‌ها از ویژگی‌های کرتاسه ایران است که در اواخر کرتاسه رخ داده و در برخی از نواحی تا پالئوسن ادامه داشته است. سنگ‌های ماگمایی در کرتاسه به سه دسته قابل تقسیم هستند: (۱) سنگ‌های آتشفشانی (۲) توده‌های نفوذی (۳) مجموعه‌های افیولیتی. هر سه گروه سنگ‌های مستقل از هم می‌باشند [18] که در این مقاله به مورد یک یعنی سنگ‌های آتشفشانی این دوره پرداخته شده است.

۲. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در ایران

هرچند تاکنون درباره سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه مطالعه قابل توجهی انجام نشده است، اما این سنگ‌ها هم از نظر پتروگرافی و هم از نظر ژئوشیمی و پراکندگی و تنوع قابل توجهی در ایران دارند که در اینجا سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه به طور مختصر شرح داده شده است. کرتاسه در زون البرز- آذربایجان از نظر ژئوشیمی از کالک‌آلکان تا آلکان در تغییر هستند اما به طور بارزتری گرایش کالک‌آلکان دارند. از نظر محیط تکتونیکی به محیط‌های فرورانش حاشیه قاره‌ای و گاه کششی نسبت داده شده‌اند، ولی بیشتر ویژگی‌های حاشیه قاره‌ای را نشان می‌دهند [18] در مورد سازوکار و ویژگی‌های ژئودینامیک آن‌ها اطلاعات چندانی در دسترس نیست. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در زون سندج- سیرجان از نظر ژئوشیمی عموماً سری کالک‌آلکان و ویژگی‌های محیط‌های فرورانش را نشان می‌دهند. از نظر ژئودینامیک این سنگ‌ها را باید در رابطه با فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته سندج- سیرجان مورد بررسی قرار داد [18].

ماگمازایی کرتاسه‌ی پیشین گسترش محدودی دارد، در حالیکه جنبش‌های کرتاسه‌ی پسین با دگرگونی و ماگماتیسم و به ویژه افیولیت‌زایی همراه بوده و مسایل جالبی در ارتباط با اقیانوس‌زایی مطرح می‌کند. افزون بر دگرگونی و ماگماتیسم، بسته شدن زمین‌درزهای کهن و فرارانش آمیزه‌های افیولیتی بر روی حاشیه‌ی ریزقاره‌ها، از ویژگی‌های کرتاسه‌ی ایران است که در اواخر کرتاسه رخ داده و در برخی از نواحی تا پالئوسن ادامه داشته است.

۲-۱ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پیشین در ایران

این گروه بیشتر مرتبط با فعالیت‌های آتشفشانی پس از کوهزایی بوده و اغلب شامل سنگ‌های بازیک آلکان است. در آمل و ساری بازالت‌های کرتاسه پیشین با مواد آذرآواری همراه است. جدا از بازالت، گاهی گدازه‌های کرتاسه پیشین از نوع آندزیتی -



تراکیتی (منطقه سنندج)، بازالتی - آندزیتی (منطقه خوی)، آندزیتی (منطقه انار) و آندزیتی همراه با توف (مناطق اقلید و نایین) است. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پیشین را بیشتر در زون سنندج - سیرجان، و پهنا البرز می‌توان دید.

مناطق از ایران که سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پیشین در آن گزارش شده است به این شرح است: (شکل ۱)

- **آمل:** تنوع سنگ‌شناسی در ۴۵ کیلومتری جنوب آمل در نزدیکی جنگل علمستان و بعد از سه راهی بلده شامل: بازالت‌های آلکالن (شامل بازالت و تفریت)، تراکی‌بازالت، تراکیت و موژه‌آریت، و دیاباز می‌باشد. براساس مطالعات پتروگرافی بافت غالب در نمونه‌ها بافت پورفیری با خمیره‌ی میکرولیتی جریان (بافت تراکیتی) می‌باشد. طول‌شدگی میکرولیت‌ها تقریباً در یک جهت‌اند که نشان می‌دهد گدازه‌ها در سطح جریان یافته‌اند [11]. این بازالت‌ها متعلق به سری آلکالن درون صفحات قاره‌ای هستند که نیازمند مطالعات بیشتری در آینده جهت شناسایی دقیق منشأ احتمالی آن‌ها که احتمالاً از پلوم‌های گوشته‌ای و یا در ارتباط با کافت‌های قاره‌ای هستند می‌باشد [11]. اما در مطالعات انجام شده در بخش جنوب غربی آمل سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه شامل بازالت، آندزیت، دیاباز و آذرآواری‌ها هستند که عمدتاً بافت تشکیل دهنده‌ی بازالت‌ها را بادامکی دانسته‌اند. وجود دو سری بازالت‌های کالک‌آلکالن و تولییتی در این منطقه می‌تواند هم شاخصه محیط‌هایی با حاشیه مخرب و هم کافت‌شدگی در اثر کشش و شکست‌ها در امتداد البرز باشند [16].

- **اقلید:** درمیان سنگ‌های کرتاسه پایین، گدازه‌های بازالتی همراه با برش آتشفشان و توف وجود دارد که دست‌خوش دگرسانی ثانویه شده‌اند [20].

- **ناین:** یک مجموعه رسوبی آتشفشانی در قاعده آهک‌های اربیتولین‌دار کرتاسه پایینی دیده می‌شود [1].

- **سرو بالا:** سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی کرتاسه پیشین با لایه‌های آهکی از یکدیگر تفکیک می‌شوند [1].

- **گلپایگان:** از نوع تراکیت‌های غنی از فلدسپار و بازالت است [10].

- **مه‌باد:** از نوع آندزیت، ریولیت و توف است [12].

- **حاجی‌آباد:** از نوع آندزیت به صورت پراکنده گزارش شده است.

- **کبودرآهنگ (شمال همدان):** از نوع آندزیت با ترکیب متنوع بازالت، توف‌های آندزیتی، کراتوفیر به ضخامت ۳۰۰ تا ۵۰۰ متر است.

- **ناحیه زنجان:** از نوع آندزیت میان لایه‌ای با سنگ آهک‌های اربیتولین دار است [8].

- **شرق دماوند:** از نوع گدازه‌های بازیک مخلوط با گچ (سازند گچ و ملافیر) است [18].

- **جنوب چالوس:** از نوع بازالت‌های آندزیتی و بازالت‌های الیوبین دار است.

- **بندرانزلی:** از نوع گدازه‌های زیردریایی و توف‌های آندزیتی همراه با آهک می‌باشد [3].

- **در دامنه شمالی البرز در محدوده دره دوهزار و جواهرده:** سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه بازالت‌های زیردریایی را تشکیل می‌دهند که گرایش آلکالن دارند که به سمت تولییت گرایش پیدا می‌کنند و ویژگی‌های تولییت و بازالت‌های آلکالن محیط-های قاره‌ای را نشان می‌دهند (حق نظر، ۱۳۸۸).



- **پل‌رود:** سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پایین حدود ۱۱۰۰ متر بازالت حفره‌دار همراه با لایه‌های نازک آگلومرای است [2].
- **البرز مرکزی:** گدازه‌های کرتاسه پایین شامل دیاباز الیوین و اوژیت‌دار و دیاباز هماتیتی (ملافیر) است که گاهی در قاعده سنگ آهک‌های اربیتولین‌دار سازند تیزکوه قرار دارند.
- دامنه شمالی البرز مرکزی در منطقه سیاه بیشه: الیوین بازالت، بازالت و آندزیت‌بازالت آلکالن هستند. ماگمای تشکیل‌دهنده‌ی این سنگ‌ها ماهیت آلکالن تا تحولی می‌باشند و بیانگر رخداد فرآیند ولکانیزم در یک محیط کافتی و کششی درون قاره‌ای در زمان کرتاسه است [15].
- **۲-۲ سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین در ایران**
- به طور عمده به صورت گستره‌های آتشفشانی بازیک تا حدواسط مانند سنگ‌های بازالتی - اسپیلیتی است. اثرات دگرسانی بر این مجموعه، موجب بروز پاراژنز ثانویه و تشکیل سنگ‌های ماگمایی دگرگونی و یا دگرسان گردیده است.
- سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پسین به ویژه در نواحی زیر گزارش شده‌اند: (شکل ۱)
- **اهر:** از نوع بازالت‌های زیردریایی، آندزیت، تفریت‌های آنالسیم‌دار همراه با مواد آذرآواری [5].
- **سنندج - مه‌آباد:** از نوع سنگ‌های آتشفشانی با خصلت متوسط تا بازیک.
- **در منطقه سنندج به خصوص پیرامون سد قشلاق سنندج در ناحیه قشلاق:** اغلب ترکیب آندزیتی دارند [18].
- **در ناحیه سقز مسیر جاده دیواندره به سقز ناحیه ایران شاه و همچنین باختر سقز:** سنگ‌های این ناحیه از بازالت و آندزیت‌بازالت در تغییر است و گاه استوک متوسط در آن‌ها تزریق شده است.
- **در ناحیه پیرانشهر - مه‌آباد:** آندزیت و ریولیت‌های کرتاسه برنزد دارند، به خصوص در پیرامون توده نفوذی پیرانشهر.
- **کمان ماگمایی ارومیه - بزمان:** به ویژه سورک نطنز و نایین از نوع ریولیت در قسمت‌های زیرین و آندزیت و داسیت در قسمت‌های بالایی، به ضخامت ۱۰۰ تا ۱۲۰۰ متر [1].
- **دامنه شمالی البرز مرکزی به ویژه علم کوه:** پل‌رود، چمرود، لاهیجان، آملش از نوع آتشفشان‌های اسیدی تا بازیک [2].
- **زنجان:** از نوع آندزیت‌های پیروکسن و هورنبلنددار [8].
- **البرز شرقی:** دایک‌هایی سازند لار را قطع کرده‌اند که سن پرتوسنجی آن‌ها $108 \pm 1/6$ و $100 \pm 1/6$ است که از نوع قلیایی گاهی سدیمی و گاهی پتاسیمی است [7].
- **خارتوران:** در مرز میان کرتاسه زیرین - بالایی تکاپوهای آتشفشانی همراه با رسوبات پلاژیک گزارش شده است [6].
- **مجیدآباد و شمال کلیبر در آذربایجان:** بازالت‌های آلکالن و فوئیداری وجود دارد که به صورت بازالت‌های اسپیلیتی شده، بازالت‌های بالشی و بازالت‌های حفره‌ای دیده می‌شوند که از نظر استراتیگرافی در بین سنگ‌های کرتاسه‌میانی تا پسین قرار دارند. از نظر ژئوشیمی این بازالت‌ها به سری‌های آلکالن پتاسیک تعلق دارند [18].
- **ناحیه ارسباران، جنوب ارس:** در دو طرف رودخانه ارس در ایران، آذربایجان و ارمنستان در میان سنگ‌های کرتاسه میانی تا پسین حجم بسیار قابل توجهی از بازالت و به خصوص آندزیت برنزد دارد که گاه ستبرای آن‌ها به بیش از ۱۰۰۰ متر می‌رسد این سنگ‌ها تا ناحیه قفقاز ادامه دارند [18].
- **شمال تبریز:** فلیش‌های کرتاسه پسین همراهانی از سنگ‌های آتشفشانی دارند [4].



- ماسوله: سنگ‌های آتشفشانی به صورت میان لایه‌ای همراه با سنگ‌های ماستریشتین است [3].
- باریکه‌های افیولیتی نواحی گوناگون ایران از جمله شمال سبزوار، شرق کاشمر، تربت حیدریه، ماکو، غرب ارومیه: گدازه‌های آندزیتی - بازالتی گسترده‌ای وجود دارد که اغلب با رسوبات پلاژیک کرتاسه پسین و یا سنگ‌های مجموعه‌های افیولیتی همراه است. این گدازه‌ها مربوط به آخرین تکاپوی ماگمایی کرتاسه پسین از توالی افیولیتی دانسته شده‌اند. ماهیت ماگماتیسم بازالتی وابسته به این مجموعه، از نوع تولییتی است.
- شمال زاهدان: گدازه‌های کرتاسه پسین به درون حوضه فلیشی راه یافته و مجموعه‌های آتشفشانی رسوبی کرتاسه پسین را به وجود آورده‌اند.
- درمنطقه سقز: سنگ‌های بازالتی تا آندزیت شامل آندزیت، هورنبلند آندزیت و پیروکسن آندزیت با بافت‌های پورفیریک با خمیره‌ای میکروولیتی و میکروگرانولار و شیشه‌ای نشان می‌دهد [13].

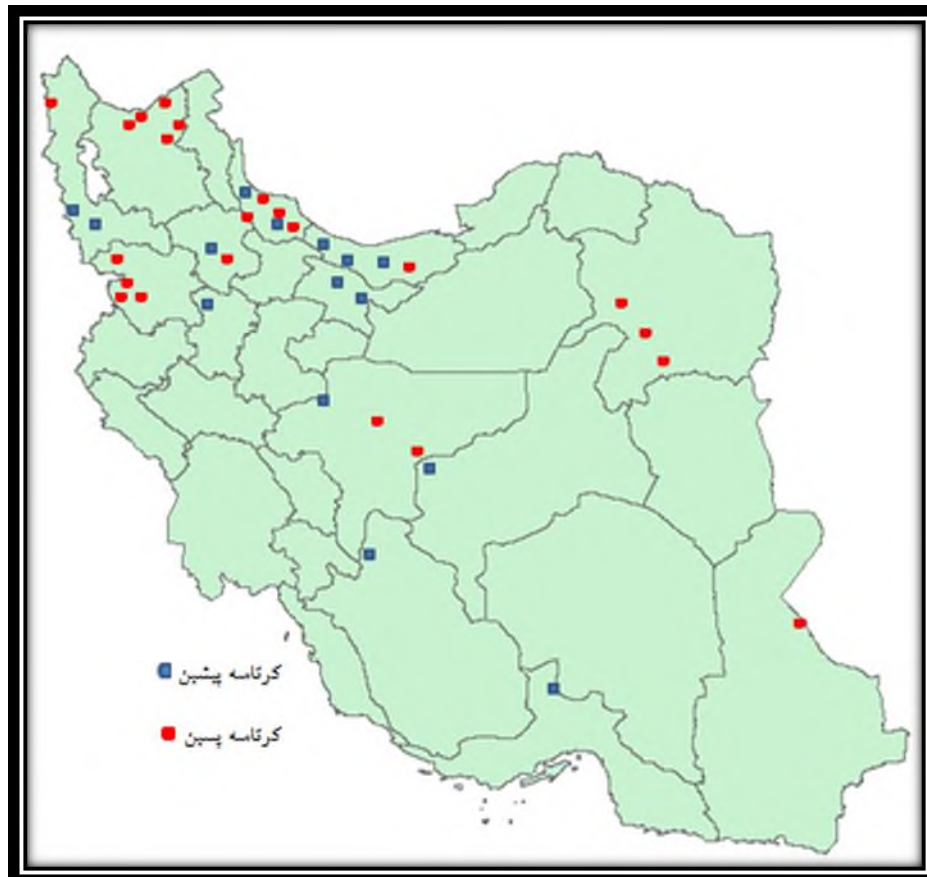
از ترکیب تکاپوهای آتشفشانی کرتاسه جز در موارد نادر ذکر شده اطلاعات دقیقی در دست نیست. در این مقاله براساس موقعیت جغرافیایی شهرهایی که سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در آن‌ها مشاهده شده است نقشه‌ای توسط نرم افزار GIS ترسیم شده است. این مجموعه براساس موقعیت جغرافیایی مکان شهرهای نامبرده که در آن‌ها برونزد سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پیشین و پسین مشاهده شده است بر روی نقشه ایران ترسیم شده است و تنها جهت داشتن یک دید کلی به مکان برونزد سنگ‌ها در ایران می‌باشد و از لحاظ زمین‌شناسی نیازمند تفسیرهای زیادی در مطالعات آینده می‌باشد [11].

۳. نتیجه‌گیری

بنابراین با توجه به دسته‌بندی ماگماتیسم کرتاسه در ایران می‌توان نتیجه گرفت: سنگ‌شناسی کرتاسه در ایران ترکیبی از دو حالت کششی و فشاری پوسته بوده است. براساس فاز فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته سنندج - سیرجان و حضور ماگمای کالک‌آلکان و فعالیت‌های کوهزایی و در نهایت تشکیل گدازه‌های آندزیتی تا ریولیتی در راستای بسته شدن نئوتتیس نظیر مهاباد و سقز در شمال غرب ایران رخ داده است. ولی فعالیت‌های کششی در کرتاسه به صورت پراکنده در ایران در حضور احتمالی کافت‌های قاره‌ای و یا فعالیت پلوم‌های گوشته‌ای رخ داده است و باعث تشکیل ماگمای تولییتی و آلکان شده است. به عنوان مثال تشکیل ماگمای آلکان در جنوب آمل و حضور سنگ‌های بازالت و تفریت و تراکیت در این منطقه، فعالیت پویای کرتاسه را ترسیم می‌کند. در رابطه با منشأ ماگمای آلکان شواهد احتمالی پترولوژیست‌ها به افزایش پلوم‌های گوشته‌ای در کرتاسه و یا تشدید کافت‌های قاره‌ای در این دوره اشاره داشته است. کرتاسه پسین در ایران به طور عمده به صورت تکاپوهای آتشفشانی پس از کوهزایی بوده و به طور اساسی شامل سنگ‌های بازیک است. در آمل و ساری بازالت‌های کرتاسه پیشین با مواد آذرآواری همراه است. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پیشین را بیشتر در زون سنندج - سیرجان می‌توان دید. کرتاسه پسین به طور عمده به صورت گسترده‌های آتشفشانی بازیک تا حدواسط مانند سنگ‌های بازالتی - اسپیلیتی است که اثرات دگرسانی بر این مجموعه، موجب بروز پاراژنز ثانویه و تشکیل سنگ‌های ماگمایی دگرگونی و یا دگرسان گردیده است.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۱. پراکندگی سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در ایران به کمک نرم افزار GIS (این نقشه تنها بر مبنای مختصات جغرافیایی شهرها برای داشتن یک دید کلی به محدوده مکان برونزد سنگ‌ها ترسیم شده است و نیازمند تفسیر بیشتری در مطالعات آینده است و ارزش زمین-شناسی چندانی ندارد).

تشکر و قدردانی

با تشکر از استاد ارجمند و گرانقدر جناب آقای دکتر منصور قربانی که همیشه مشوق و راهنمای دانشجویان بوده‌اند.

منابع

- [1]. Amidi, S. M. (1975): Contribution a l'etude stratigraphique et Petrochimique des roches magmatiques de la region Natanz- Nain- Surk (Iran Central). These, universite Scientifique et Medical de Grenoble, France, 316p.
- [2]. Clark, G. Davies, R. Hamzpour, G. Jones, C. (1975), Explanatory text of the Negaunee SW Quadrangle, Marquette Co, Michigan: US. Geol. Survey Geol. Quad Map G-Q-1206.
- [3]. Davies, R.G. Jones, C. Hamzpour, B. Clark, G. (1972), Geology of the Masuleh, Sheet 1:100,000: NorthWest Iran, Geological Survey of Iran, Rep No.24,P.110.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



- [4]. Eftekhari Nezhad, J. (1975), Brief history and Structural development of Azerbaijan, Geological Survey of Iran, Internal Rep. N. 8.P.9.
- [5]. Lescuyer, J. Riou, R. (1976), Geologie de La Région de Mianeh (Azerbaijan): Contribution a L etude Volcanism Tertiaire, I, Iran, Thesis 3EME, University of Grenoble, France, P 232.
- [6]. Reyer, D. Mohafez, S. (1972), A first Contribution to the NIOC-ERAP agreements to the Knowledge of Iranian Geology edition technim Paris:1-58.
- [7]. Stampfli, G. (1978), Etude Geologique general de I Elbourz Oriental au sud Gonbad-e-Qabus, Iran NE, These Geneve, P, 328.
- [8]. Stocklin, J. (1968), Structural history and tectonics of Iran: a review, American Association of Petroleum Geology Bulletin, V. 52 (7):1229-1258.
- [9]. Stöcklin, J., A. Ruttner. Nabavi, M. (1964), New data on the Lower Paleozoic and pre-Cambrian of North Iran: Geology Survey Iran Reprt, no. 1, 29.
- [10]. Thiele, O., Alavi, M., Assefi, R., Hushmand-zadeh, A., Seyed-Emami, K., Zahedi, M., (1968). Golpaygan quadrangle map 1:250000 with explanatory text. G. S. I. Geol quand E7: 24p.
- [11]. ارغائی، ر. (۱۳۹۵)، بررسی بازالت‌های کرتاسه جنوب آمل و ارتباط آن‌ها با بازالت‌های کرتاسه دکن، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- [12]. افتخارنژاد، ج. (۱۳۵۹)، تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه های رسوبی، نشریه انجمن نفت، شماره ۷۲، ص ۱۹-۲۸.
- [13]. ترخانی، م. (۱۳۸۳)، پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در محدوده سقز، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.
- [14]. حق‌نظر، ش. (۱۳۸۸) پترولوژی سنگ‌های ماگمایی مافیک محدوده جواهردشت در شرق گیلان (جنوب‌شرق شهرستان رودسر). رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
- [15]. دوروزی، ر. (۱۳۹۳)، پترولوژی و بررسی توالی ماگماتیسم سنگ‌های آذرین دامنه شمالی البرز مرکزی در منطقه سیاه‌بیشه، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی.
- [16]. عبدی، ع. خاکزاد، ا. وهاب زاده، ق. (۱۳۹۳)، بازالت‌های آتشفشانی کرتاسه البرز با بررسی سنگ‌های منطقه تیران (آمل)، مقاله کنفرانس ملی علوم معدنی، جهت اکتشاف.
- [17]. فردایی، م. (۱۳۸۸)، پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های ولکانیک کرتاسه فوقانی اطراف مجیدآباد اهر (شمال باختری ایران)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- [18]. قربانی، م. (۱۳۹۳)، ماگماتیسم_متامورفیسم ایران، انتشارات آراین زمین، ۳۲۵ صفحه.
- [19]. نبوی، م.ح. (۱۳۵۵)، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [20]. هوشمندزاده، ع.، نبوی، م.، حمدی، ب. (۱۳۶۷)، سنگ‌های پرکامبرین-کامبرین پایین در ایران، مجموعه مقالات سمینار بررسی ذخایر و توان معدنی استان یزد.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



ژئوشیمی کانی‌های ایلمنیت و مگنتیت با تأکید بر دماسنجی و تخمین فوگاسیته اکسیژن در سنگ‌های نفوذی شرق مرق، جنوب غرب کاشان

زهرا حبیبی*

دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

Habibzahra336@gmail.com

سید محسن طباطبایی منش

دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

Tabataba@Sci.ui.ac.ir

اکرم السادات میرلوحی

دکتری پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

Akrammirlohi@gmail.com

چکیده

سنگ‌های دیوریتی منطقه مرق، جنوب غرب کاشان، بخشی از ماگماتیسیم پهنه ارومیه دختر را شامل می‌گردد که دارای کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز به عنوان فراوان‌ترین کانی اصلی می‌باشند. بافت این سنگ‌ها پرفیروئید با زمینه گرانولار دانه‌ریز تا دانه‌متوسط است. کوارتز، زیرکن و اپک از کانی‌های فرعی سنگ می‌باشند. کانی‌های سریسیت، اپیدوت، زوئیزیت، کلریت از کانی‌های ثانویه بوده که از دگرسانی کانی‌هایی مثل پلاژیوکلاز و آمفیبول پدید آمده‌اند. کانه‌های اکسید آهن به عنوان بخشی از کانی‌های فرعی سنگ به صورت مگنتیت، ایلمنیت، تیتانومگنتیت، هماتیت و به طور جزئی لیمونیت در این سنگ‌ها حضور دارند. بررسی دقیق ترکیب این کانه‌ها بیانگر محتوی $\text{FeO}=38.1$ و $\text{TiO}_2=48.03$ در منگنز ایلمنیت‌ها و $\text{FeO}=34.1$ و $\text{TiO}_2=4.11$ در تیتانومگنتیت‌هاست. همچنین ایلمنیت با میانگین عضو انتهایی $X_{\text{ilm}}=90.81$ و میانگین عضو انتهایی مگنتیت $X_{\text{Usp}}=11.75$ می‌باشد. وجود کانی مگنتیت نشان دهنده محیط اکسیدان است. افزون بر این، زوج کانی‌های ایلمنیت و مگنتیت محدوده‌ی میانگین دمایی ۶۸۴ درجه سانتی‌گراد و فوگاسیته اکسیژن میانگین $f_{\text{O}_2}=-16$ را نشان می‌دهند.

کلمات کلیدی: ایلمنیت- مگنتیت، ژئوترموتری، فوگاسیته اکسیژن، توده نفوذی، مرق.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Geochemistry of ilmenite and magnetite minerals with emphasis on thermometry and estimation of oxygen fugacity in Maragh intermediate rocks, Southwest of kashan

Zahra Habibi*

Master student, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran
Habibizahra336@gmail.com

Seyed Mohsen Tabatabaei manesh

Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran
Tabataba@Sci.ui.ac.ir

Akramosadst Mirlohi

PhD in Petrology, Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran
Akrammirlohi@gmail.com

Abstract

Dioritic rocks in the Marq region, southwest of Kashan, as a part of Urmia- Dokhtar magmatic zone, include amphibole and plagioclase as the most abundant minerals. The texture of these rocks is fine-grained to medium-grained granular permeable poerphfyroid. Sericite , Epidote, Zoizit and Chlorite are the secondary minerals formed by alteration of minerals such as plagioclase and amphibole. Iron oxide ore minerals are present in these rocks as the minor including magnetite, ilmenite, titanomagnetite, hematite and partly limonite. Careful examination of the composition of these ores indicates the content of FeO =38.1and TiO₂=48.03 in the Mn-ilmenites from to and and FeO=34.1 and TiO₂=4.11 in the titanomagnetites. Ilmenite with average end member is xilm=90.81and average end member of magnetite X Usp = 11.75. The presence of the magnetite indicates an oxidant environment. In addition, the pairs of ilmenite-magnetite minerals have an average temperature range of 684 ° C and show an average oxygen fugacity of $f_{O_2}=-16$.

Keywords: ilmenite-magnetite, geothermometry, oxygen oxygenation, intrusive mass, ridge.



مقدمه

دمای تبلور سنگ‌های آذرین یا دمای تعادل سنگ‌های دگرگونی برای درک شرایط تشکیل سنگ از اهمیت زیادی برخوردار است. تعادل بین اکسید تیتانیوم، تیتانومگنتیت و ایلمنیت به‌طور گسترده‌ای مورد استفاده قرار گرفته است [2]. دمای تعادل را می‌توان از ترکیب مگنتیت همزیست و ایلمنیت به دست آورد. از زمان معرفی ژئوترموتری ایلمنیت-مگنتیت توسط [2] بیشتر افراد از نمودارهای TiO_2 برای بدست آوردن دمای تعادل استفاده کرده‌اند. افراد بعدی مانند پاول و پاول سال ۱۹۷۷، اندرسون و لیندزلی سال ۱۹۸۵ و اسینسر و لیندزلی سال ۱۹۸۱ داده‌های آزمایشی را در مدل‌های ترمودینامیکی قرار داده‌اند [3] [4] [5]. در کانسارهای Fe-Ti، کانی‌های مگنتیت و مگنتیت غنی از تیتانیوم (تیتانومگنتیت) و یا محلول جامد مگنتیت (Fe_3O_4) و اولواسپینل (Fe_2TiO_4) و محلول جامد ایلمنیت و هماتیت معمول هستند. از این رو، به دست آوردن دما و فوگاسیته اکسیژن بر اساس شیمی کانی‌های اکسیدی Fe-Ti میسر است [6]. محلول جامد مگنتیت - اولواسپینل در ذخایر اکسیدی و سنگ‌های ارتوماگمایی به عنوان فازهای مهم آهن-تیتان مطرح است [4]، ضمن اینکه تیتانومگنتیت می‌تواند اکسید یا احیا شود [7]. توده نفوذی مرق یکی از توده‌های نفوذی پهنه ماگمایی ارومیه-دختر در ۱۵۰ کیلومتری شمال غرب اصفهان و ۲۴ کیلومتری جنوب غرب کاشان (شکل ۱)، به طول جغرافیایی $51^{\circ}09'30''$ از نصف النهار گرینویچ و عرض $33^{\circ}56'30''$ از خط استوا قرار دارد. در نقشه یک‌صد هزارم کاشان این توده تحت عنوان گرانیت-گرانودیوریت با سن میوسین میانی معرفی شده است [1].



شکل ۱- موقعیت توده آذرین مرق در جنوب غرب کاشان (بدون مقیاس)

روش انجام مطالعه

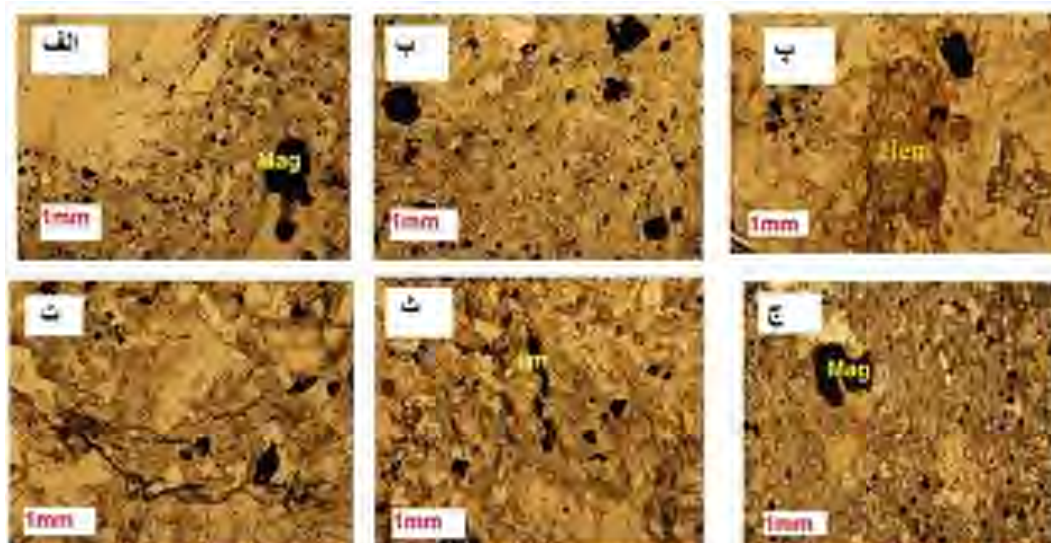
در این پژوهش برای بررسی ماهیت و شیمی کانی‌های کدر موجود در سنگ‌های مورد مطالعه از دستگاه آنالیز الکترون میکروپروب JEOL مدل JEOL JXA-8800R(WDS) در دانشگاه کانازاواوی ژاپن با ولتاژ شتاب دهنده 20 Kv و شدت جریان 20 nA استفاده شده است. برای بدست آوردن دما و فوگاسیته اکسیژن و هم‌چنین محاسبه Fe^{3+}/Fe^{2+} و تصحیحات آهن کل با استفاده از [8] و محاسبه مقدار مولی عناصر و هم‌چنین دما و فوگاسیته اکسیژن با استفاده از چهار مدل مختلف [8] [9] [10] [11] و به کمک نرم‌افزار ILMAT انجام شده است [12].



پتروگرافی

سنگ‌های نفوذی محدوده مورد بررسی با بافت پورفیروئید و زمینه گرانولار دانه‌ریز تا دانه‌متوسط و بلورهای نیمه شکل دار تا شکل دار مشاهده می‌گردند. پلاژیوکلاز و آمفیبول از کانی‌های اصلی و مهم تشکیل دهنده سنگ هستند. پلاژیوکلازها شکل دار تا نیمه شکل دار بوده و منطقه بندی از خود نشان می‌دهند. آمفیبول‌ها با اندازه‌های ریز تا درشت بوده و گاهی توسط اپیدوت و کلریت جایگزین شده‌اند. کوارتز، تیتانیت، زیرکن، آپاتیت و اپک از کانی‌های فرعی سنگ می‌باشند. سربیسیت، اپیدوت، زوئیزیت، هماتیت و کلریت از جمله کانی‌های ثانویه بوده که از دگرسانی کانی‌هایی مثل پلاژیوکلاز و آمفیبول پدید آمده‌اند. اکسیدهای Fe و Ti در این سنگ‌ها به صورت ایلمنیت، مگنتیت و تیتانومگنتیت حضور دارند. با افزایش تیتانیوم درجه حرارت محلول‌های جامد نیز افزایش پیدا می‌کند.

بر اساس شواهد پتروگرافی و بررسی‌های میکروسکوپی انواع اپک‌ها (کانه‌های اکسید آهن) به شکل‌های مختلف قابل مشاهده است (شکل ۲). اپک‌ها به صورت دانه‌ریز در متن سنگ (شکل ۲- الف) و یا به صورت شکل دار (مگنتیت) تا بی‌شکل دیده می‌شوند (شکل ۲- الف و ب). افزون بر این هماتیت که حاصل دگرسانی در این سنگ‌هاست با رنگ قرمز قابل مشاهده است (شکل ۲- پ). از دیگر رخدادهای اکسید آهن در این سنگ‌ها، تجمع در امتداد درز و شکاف و شکستگی‌های سنگ می‌باشد (شکل ۲- ت). ایلمنیت به صورت یک کانی دارای کشیدگی و نسبت طول به عرض بیشتر، در متن سنگ دیده می‌شود (شکل ۲- ث). همچنین، کانی‌های اپک به همراه کانی‌های حاصل از دگرسانی و آلتراسیون کانی‌های اولیه به صورت بی‌شکل و یا ریزدانه و پراکنده در زمینه سنگ مشاهده می‌گردند (شکل ۲- ج).



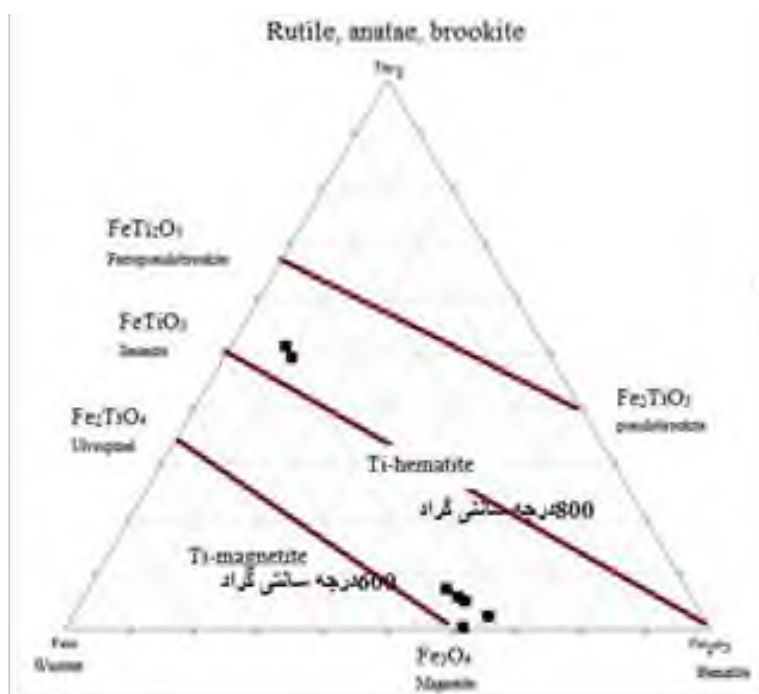
شکل ۲- الف) در این تصویر اکسید آهن به صورت دانه ریز در متن سنگ و به صورت بی‌شکل دیده می‌شود، ب) مگنتیت‌های مربعی شکل، پ) اکسید آهن هماتیت در حاشیه کانی اپک و جداگانه در کانی پلاژیوکلاز، ت) تجمع اکسید آهن در شکاف و شکستگی‌ها، ث) کانی کشیده ایلمنیت در متن سنگ و ج) کانی مگنتیت به صورت بی‌شکل و ریزدانه و پراکنده در زمینه سنگ.

شیمی کانی مگنتیت- ایلمنیت



نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌های ایلمنیت، مگنتیت و تیتانومگنتیت (تعداد ۸ نقطه) به همراه محاسبه فرمول ساختاری و تعیین مقدار مول ایلمنیت و اولواسپینل در جدول شماره ۱ ارائه شده است. مقدار مول اولواسپینل (Fe_2TiO_4) در ترکیب تیتانومگنتیت بین ۶,۴۷ تا ۱۹,۹۵ درصد و مقدار مول ایلمنیت در ترکیب ایلمنیت بین ۸۹,۵۶ تا ۹۲,۳۵ درصد است. مقدار اکسید تیتانیوم در ایلمنیت‌ها ۰,۹۲ درصد و در مگنتیت‌ها ۰,۰۶ درصد می‌باشد که نشان می‌دهد مقدار تیتانیوم در ایلمنیت‌ها بیشتر از مگنتیت‌ها می‌باشد. مقدار عنصر Al در نمونه‌ها بسیار ناچیز است که بیانگر مقدار اسپینل محدود و اندک است.

در نمودار سه‌تایی $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ (شکل ۳) نمونه‌های مورد بررسی در محدوده خط اتصال مگنتیت- اولواسپینل با تمایل به خط اتصال مگنتیت- ایلمنیت قرار گرفته‌اند. در اثر اکسیداسیون و دگرسانی مگنتیت- اولواسپینل به ایلمنیت- هماتیت متمایل می‌گردند [2]. تعادل اکسید تیتانیوم و آهن دو و سه‌ظرفیتی در درجه حرارت‌های مختلف نشان می‌دهد که تیتانیوم با درجه حرارت رابطه مستقیم دارد و با افزایش تیتانیوم درجه حرارت محلول جامد افزایش می‌یابد. ایلمنیت‌های آنالیز شده بر روی خط هماتیت و ایلمنیت و نزدیک خط Ferranilmenite با دمای بیش از ۷۰۰ درجه وجود دارد ولی مگنتیت‌ها در محدوده خط هماتیت- وستیت قرار گرفته و دمای بالاتر از ۶۰۰ درجه را نشان می‌دهند. در درجه حرارت بالا تیتان بیشتر در مگنتیت جای می‌گیرد اما در درجه حرارت کم به دلیل کاهش قابلیت انحلال مقدار تیتان در مگنتیت‌ها کاهش می‌یابد.

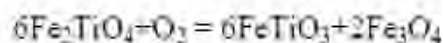
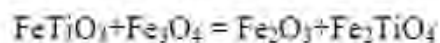


شکل ۳- نمودار سه‌تایی $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ که خطوط اتصال انحلال جامد بین کانی‌های مگنتیت- اولواسپینل و ایلمنیت- هماتیت و فروپزودوبراکیت و فروپزودوبراکیت را نشان می‌دهد. این نمودار موقعیت ایلمنیت و مگنتیت‌های محدوده مورد بررسی را نشان می‌دهد [2].

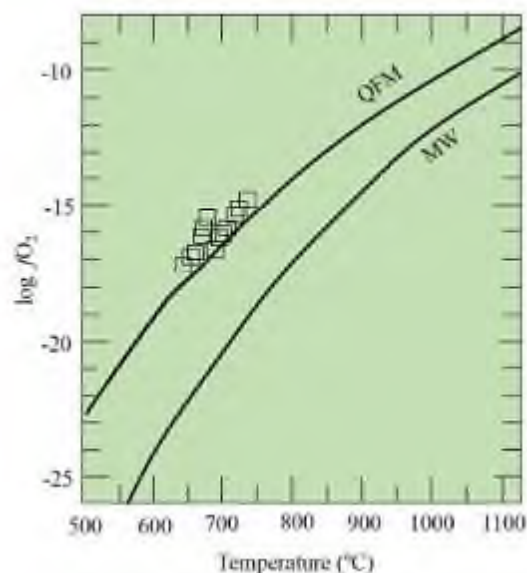


دما و فوگاسیته اکسیژن

برای محاسبه ژئوترمومتری و فوگاسیته اکسیژن برای کانی‌های اکسیدی هم‌زیست از جمله زوج کانی‌های ایلمنیت-هماتیت، تیتانومگنتیت-ایلمنیت و یا مگنتیت-اولواسپینل دو واکنش اصلی وجود دارد که به شرح زیر است:



اگر سیستم کانی‌سازی اکسیدی به صورت ترکیب Fe-Ti-O باشد از رابطه [3] برای ژئوترمومتری و فوگاسیته اکسیژن استفاده می‌شود. اما در نمونه‌های بررسی‌شده در سنگ‌های حدواسط مقادیری از Al, Cr, Mn, Mg وجود دارد که از رابطه‌های [8] [9] [10] ([11]) بر اساس معادله [4] استفاده می‌کنیم. برای مرجع از منحنی بافر QFM (کوارتز-مگنتیت - فایالیت) [13] و MW (وستیت-مگنتیت) [14] برای فشارهای کمتر از ۱٫۵ کیلو بار استفاده شده است (شکل ۴).



شکل ۴- تخمین دما و فوگاسیته اکسیژن با استفاده از کانی‌های ایلمنیت و مگنتیت در منطقه مرق

به علت اختلاف دما در رفرنس‌های مختلف از میانگین اعداد بدست آمده استفاده شد. [15] نشان داد که کانی ایلمنیت و تیتانومگنتیت ریزبلور غنی از تیتان هم رشد با هم، دمای بیش از ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد و هم رشدی درشت بلور ایلمنیت و تیتانومگنتیت دمایی حدود ۵۰۰-۶۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. هم رشدی ایلمنیت و تیتانومگنتیت که در بالای منحنی بافر قرار گرفته‌اند دمای تعادل بیشتری از جمله ۷۹۴ تا ۸۳۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد و به عبارتی در منحنی اولواسپینل قرار می‌گیرند [16].



نتیجه‌گیری

اکسیدهای Fe-Ti در سنگ‌های نفوذی محدوده مورد مطالعه به صورت مگنتیت و ایلمنیت به عنوان کانی فرعی حضور دارند. ایلمنیت‌های به صورت بلورهای کشیده و شکل دار تا نیمه شکل دار و مگنتیت به صورت بلورهای ریز تا متوسط بلور و شکل دار تا نیمه شکل در زمینه یا همراه کانی‌های دیگر قابل مشاهده است. بر اساس مقادیر $\text{FeO-TiO}_2\text{-Fe}_2\text{O}_3$ در طی تبلور ماگما، ماده مذاب باقی‌مانده در درجه حرارت بالا ابتدا کانی ایلمنیت را در دمای ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل داده که با کاهش دما و پیشرفت عمل تفریق در دمای حدود ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد، کانی مگنتیت با محتوی تیتانیوم پایین‌تر تشکیل شده است. نمونه‌های محدوده مورد بررسی دمای تعادل ۶۴۳ تا ۷۳۰ و فوگاسیته ۱۶- را نشان می‌دهد و در خط محلول جامد اولواسپینل-مگنتیت قرار می‌گیرند.

تشکر و قدردانی

از جناب آقای دکتر ترابی و بخش الکترون میکروپروپ دانشگاه کانازاواوی ژاپن صمیمانه تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- [۱]. رادفر، ج.، علایی مهابادی، س.، ۱۳۸۲، نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ کاشان، شماره E6، سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران.
- [2]. Buddington, A.F., Lindsley D.H., 1964, "Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalent Journal of Petrology, 5, 310-357.
- [3]. Powell, R., Powell, M., 1977, "Geothermometry and oxygen barometry using coexisting iron-titanium oxides: a reappraisal", Mineralogical Magazine, 41, 257-263.
- [4]. Spencer, K.J., Lindsley, D.H., 1981, "A solution model For coexisting iron-titanium oxide American Mineralogist, 66, 1189-1201.
- [5]. Andersen D.J., and Lindsley, D.H., 1985, New (and final) models for the Ti-magnetite/ilmenite geothermometer and oxygen barometer (abs.). EOS, 66, 416.
- [6]. Saito, T., Ishikawa, N., Kamata, H., 2004, "Iron-titanium oxide minerals in block-and-ash-flow deposits: implications for lava dome oxidation processes", Journal of Volcanology and Geothermal Research, 138, 283-294.
- [7]. O'Reilly, W., 1984, "Rock and mineral magnetism", Blackie, Glasgow and London, Chapman and Hall, New York, 220 p.
- [8]. Carmichael, I.S.E., 1967, "The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates", Contributions to Mineralogy and Petrology, 14, 36-64.
- [9]. Lindsley, d. H., 1982, "Fe-Ti oxid geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm)", abstract AGU 1982 Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union, 7, 493- 477.
- [10]. Anderson, A.T., 1968, "Oxidation of the LaBlanche Lake titaniferous magnetite deposit, Quebec", Journal of Geology, 76, 528-547.
- [11]. Stormer, J.C., 1983, "The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides", American Mineralogist, 68, 586-594.
- [12]. Lepage, L.D., 2003, "ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry", Computers and Geosciences, 29, 673-678.
- [13]. Chou I-Ming., 1978, "Calibration of oxygen buffers at elevated P and T using the hydrogen fugacity sensor", American Mineralogist, 63, 690-703.



- [14]. Eugster, H. P., Wones D. R., 1962, "Stability relations of the ferruginous biotite, annite", *Petrology*, 3, 82-125.
 [15]. Oliver G. J. H., 1978, "Ilmenite-magnetite geothermometry and oxygen barometry in granulite and amphibollite facies gneisses from Doubtful Sound Fiordland, New Zealand", *Lithos*, 71, 147-153.
 [16]. Pasteris J. D., 1985, "Relationships between temperature and oxygen fugacity among Fe-Ti oxides in two regions of the Duluth complex", *Canadian Mineralogist*, 23, 111-127.

پیوست

جدول ۱- فرمول ساختاری و درصد اکسید توسط روش (Carmichael, 1967) محاسبه شده است. برای محاسبه درصد اکسید، آهن دوظرفیتی و سه‌ظرفیتی از هم تفکیک شده است.

درصد اکسید (Carmichael, 1967)					فرمول ساختاری (Carmichael, 1967)				
	تیتانومگنتیت	منگروزیمینیت	منگروزیمینیت	تیتانومگنتیت		تیتانومگنتیت	منگروزیمینیت	منگروزیمینیت	تیتانومگنتیت
SiO ₂	0.03	0.025	0.017	0.06	si	0.0023	0.006	0.004	0.0023
Al ₂ O ₃	0.505	0.057	0.002	0.298	Ti	0.0696	0.9229	0.904	0.0696
TiO ₂	5.835	48.356	47.705	2.403	Al	0.0135	0.0017	0.0001	0.0135
Cr ₂ O ₃	0.033	0	0.062	0.101	Fe ²⁺	1.8392	0.1508	0.1896	1.8392
FeO	35.3	37.6	38.6	32.9	Fe ³⁺	1.0592	0.7968	0.8125	1.0592
Fe ₂ O ₃	56.4	7.9	10	63.5	Mn	0.0114	0.1246	0.891	0.0114
MnO	0.907	5.798	4.176	0.351	Mg	0.001	0.0007	0.0019	0.001
MgO	0.063	0.018	0.077	0.018	Ca	0	0.0015	0	0
CaO	0	0.054	0	0	Na	0.0013	0.0015	0	0.0013
Na ₂ O	0	0.03	0	0.018	K	0.0006	0	0.0003	0.0006
K ₂ O	0	0	0.008	0.013	Cr	0.0031	0	0.0012	0.0031
NiO	0	0	0.012	0	Ni	0	0	0.0002	0
Total	93.369	99	99.626	93.324	Total	3.0012	2.001	3.8012	3.0012

جدول ۲- مقدار مول اولواسپینل و ایلمنیت به ترتیب با استفاده از روش‌های (Carmichael, 1967; Anderson, 1968; Lindsly, 1982; Stomer, 1983) می‌باشد.

	شماره مقطع	137	137	136	136
X _{ilm}	Carmichael, 1967	90.44	90.44	91.35	92.55
	Stomer, 1983	90.04	90.04	91.52	91.91
	Lindsley, 1982	89.56	89.56	91.42	91.42
	Anderson, 1968	89.53	89.53	91.41	91.41
X _{usp}	شماره مقطع	141	142	145	142
	Carmichael, 1967	7.19	17.04	7.19	17.04
	Anderson, 1968	6.47	15.84	6.47	15.84
	Lindsley, 1982	7.03	17.24	7.03	17.24
	Stomer, 1983	7.01	18.95	7.01	18.95



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



جدول ۳- محاسبات دما و اکسیژن با استفاده از (Spencer and Lindsly, 1981)

نوع سنگ	مقدار اکسیژن (atm)	مقدار دما (°C)	مقدار اکسیژن (atm)	مقدار دما (°C)
Granitoid 1967	668	718	643	689
Andersson 1962	669	724	639	689
Lindsley 1962	673	730	634	704
Stoner 1963	662	722	648	699
میانگین	میانگین	میانگین	میانگین	میانگین
Granitoid 1967	16.03	15.23	17.11	16.67
Andersson 1962	15.45	14.83	16.66	15.89
Lindsley 1962	15.8	14.76	16.01	15.8
Stoner 1963	15.84	15.01	16.93	16.16



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



بررسی و مقایسه پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی قدیمی و جوان سبلان

زهرآ کتابی*

دانشجوی دکتری پترولوژی دانشگاه صنعتی شاهرود

Z.ketabi1410@gmail.com

جلیل قلمقاش

دانشیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

ghalamghash@yahoo.com

چکیده

آتشفشان سبلان از آتشفشان‌های پلیوسن - کواترنری واقع در شمال غرب ایران می‌باشد. فعالیت آن در دو مرحله شامل: (۱) فوران‌های قبل از تشکیل کالدرآ، و (۲) فوران‌های بعد از تشکیل کالدرآ که به ترتیب موجب تشکیل سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی و سبلان جوان شده است. سنگ‌های گدازه‌ای سبلان قدیمی با ترکیب تراکی‌آندزیتی تا آندزیت و سنگ‌های گدازه‌ای و پیروکلاستیک سبلان جوان دارای ترکیب تراکی-آندزیت، تراکی‌داسیت تا داسیت هستند. تغییرات منظم و پیوسته اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر فرعی در برابر SiO_2 نشانگر هم منشأ و هم ماگمای بودن سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی و جوان است. بر پایه تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در برابر SiO_2 به نظر می‌رسد که ماگمای سنگ‌های آتشفشانی جوان سبلان تفریق یافته‌تر از سنگ‌های آتشفشانی قدیمی سبلان است. در الگوی توزیع عناصر نادرخاکی عادی‌سازی شده با ترکیب کندریت سنگ‌های آتشفشانی سبلان دارای غنی‌شدگی نسبی از LREE نسبت به HREE هستند. نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی و جوان دارای ویژگی‌های مشابه شامل غنی‌شدگی نسبی آنها از عناصر LILE نسبت به عناصر HFSE هستند. در نمودارهای عنکبوتی عناصر Ba, Nb, Ta, Pr، انومالی منفی و عناصر U, Th, La, Sr، انومالی مثبت نشان می‌دهند. رفتار ژئوشیمیایی مشابه سنگ‌های آتشفشانی سبلان در الگوی توزیع عناصر نادرخاکی و کمیاب نمودارهای عنکبوتی فرضیه هم منشأ و هم ماگمای بودن آنها را تأیید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: سبلان جوان، سبلان قدیمی، عناصر اصلی، فرعی و کمیاب و نادر خاکی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Study and comparison of petrography and geochemistry of Sabalan old and young volcanic rocks

Zahra ketabi*

PhD student in Petrology, Shahroud University of Technology

Z.ketabi1410@gmail.com

Jalil ghalamghash

Assistant Professor Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran.

ghalamghash@yahoo.com

Abstract

Sabalan Volcano is one of the Pliocene-Quaternary volcanoes that is located in northwestern Iran. Its activity in two stages includes: 1) before and after caldera formation, which caused to form old and young Sabalan volcanic rocks, respectively. Old Sabalan lava flows have trachy-andesitic to andesitic composition and young Sabalan lava and pyroclastic rocks with Trachite-andesitic, trachy-dacitic to dacitic composition. Regular and continuous changes of major elements oxides and trace elements versus SiO₂ indicate same origin magma for old and young Sabalan volcanic rocks. Based on the major and trace elements versus SiO₂ variation diagrams, it seems that the magma of Sabalan young volcanic rocks are more fractionated than the old volcanic rocks. Base on chondrite normalized REE distribution pattern Sabalan volcanic rocks have an enrichment of LREE relative to HREE. Spider diagrams of trace elements of old and young Sabalan volcanic rocks have similar characteristics including their relative enrichment of LILE elements compared to HFSE elements. In spider diagrams, the elements Ba, Nb, Ta, Pr show negative anomalies and the elements U, Th, La, Sr show positive anomalies. The similar geochemical behavior on the REE distribution pattern and spider diagrams confirm the hypothesis that Sabalan volcanic rocks have of same origin and magmas.

Keywords: young Sabalan, old Sabalan, main, minor and trace and rare earth elements



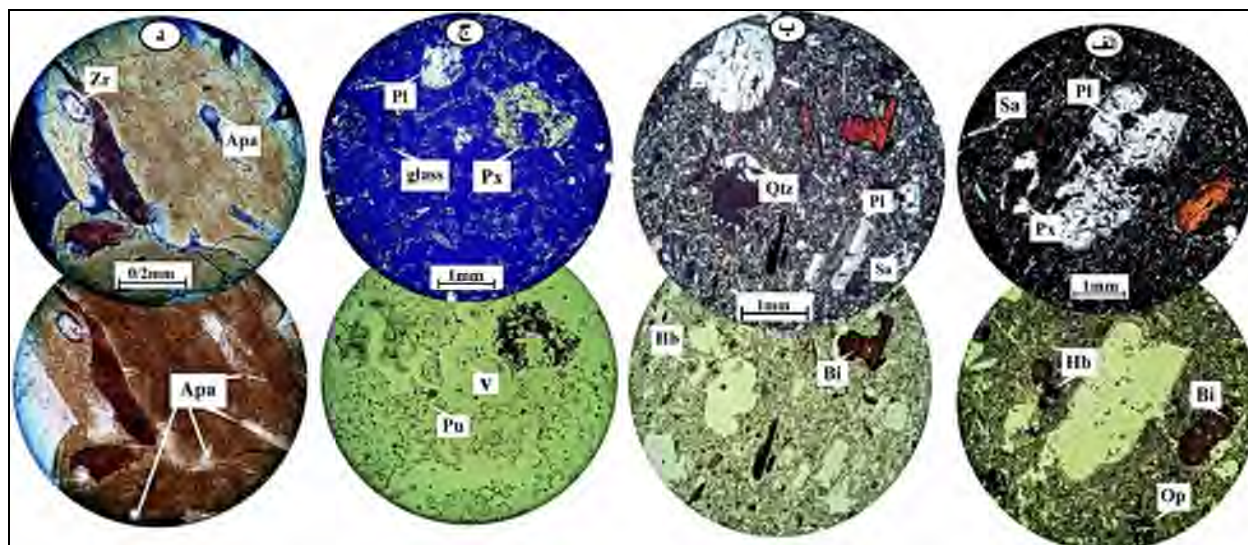
۱. مقدمه

آتشفشان سبلان از آتشفشان‌های پلیوسن - کواترنری واقع در شمال غرب ایران می‌باشد که در دو مرحله فوران نموده است: - فوران‌های قبل از تشکیل کالدرای سنگ‌های گدازه‌ای سبلان قدیمی و فوران‌های بعد از تشکیل کالدرای سنگ‌های گدازه‌ای و پیروکلاستیک سبلان جوان را ایجاد کرده است. سنگ‌های سبلان قدیمی سن ۱,۳-۴,۵ Ma و سنگ‌های سبلان جوان ۰,۱۸۸-۰,۴۸۱ به روش U/Pb با طیف‌سنجی جرمی توسط کریستال‌های زیرکن دارند [۷]. براساس مطالعات ژئوشیمی پیشین انجام گرفته از جمله [۱]، [۲]، [۳]، [۴]، [۵]، [۶]، [۷]، [۸]، ترکیب شیمیایی سنگ‌های گدازه‌ای و پیروکلاستیک آتشفشانی سبلان جوان دارای ترکیب تراکی‌اندزیت، تراکی‌داسیت تا داسیت و سنگ‌های گدازه‌ای آتشفشانی سبلان قدیمی با ترکیب تراکی-اندزیتی تا اندزیت هستند. هدف از این تحقیق بررسی رفتار عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان و قدیم همراه با مقایسه و ارتباط این عناصر با یکدیگر می‌باشد.

۲. بررسی ترکیب سنگی عناصر اصلی و فرعی

بر اساس ترکیب سنگی، بافت اصلی سنگ‌های سبلان قدیم پورفیریتیک و هیالوپورفیریتیک با خمیره‌ای جریان‌ی، میکرولیتی و شیشه است. درشت‌بلورهای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول (هورنبلند) و کلینوپیروکسن (اوپت) و آلکالی-فلدسپار می‌باشند. پلاژیوکلاز فراوان‌ترین درشت‌بلور موجود در سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیم است و نسبت به سبلان جوان فراوانی بیشتری دارد. خمیره سنگ از میکرولیت‌های آلکالی‌فلدسپار (سانیدین)، آمفیبول، پیروکسن، بیوتیت و شیشه تشکیل شده است (شکل ۱ الف). کانی‌های اپک، آپاتیت و زیرکن به‌عنوان کانی‌های فرعی می‌باشند.

سنگ‌های سبلان جوان دارای بافت پورفیریتیک و هیالوپورفیریتیک هستند و درشت‌بلورهای این گدازه‌ها پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول (هورنبلند) و کوارتز در خمیره شیشه‌ای، میکرولیتی و جریان‌ی حضور دارند. خمیره از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (آلبیت)، آلکالی‌فلدسپار (سانیدین)، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول (هورنبلند)، پیروکسن و شیشه تشکیل شده است (شکل ۱ ب). کانی‌های اپک، آپاتیت و زیرکن به‌عنوان کانی‌های فرعی می‌باشد (شکل ۱ د). بافت سنگ‌های پیروکلاستیک سبلان جوان به‌خصوص ایگنیمبریت‌ها، هیالوپورفیروکلاستیک با خمیره شیشه‌ای می‌باشد. در متن آنها درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، شیشه و قطعات سنگی پومیس وجود دارد. بیشتر درشت‌بلورها به‌صورت شکسته یا نیمه شکل‌دار در متن سنگ حضور دارند (شکل ۱ ج).



شکل ۱. تصاویر میکروسکوپی سنگ گدازه‌ای سبلان قدیمی و سنگ گدازه‌ای و پیروکلاستیک سبلان جوان

در شکل ۱ قسمت (الف) سنگ گدازه‌ای سبلان قدیمی. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیک همراه با بلورهای پیروکسن، بیوتیت، آمفیبول (هورنبلند) و آلکالی‌فلدسپار (سانیدین). بعضی از کانی‌های مافیک به اپک تبدیل شده‌اند. در قسمت (ب) سنگ گدازه‌ای سبلان جوان. پلاژیوکلاز با ماکل دوتایی و غربالی، هورنبلند و بیوتیت‌هایی که به صورت درشت‌بلور و ریزبلور در خمیره هستند. در قسمت (ج) سنگ پیروکلاستیک سبلان جوان. دارای بلور، حفره و شیشه که بلورها شکسته شده است و از حاشیه خورده شده و بهم جوش خورده‌اند. در خمیره شیشه حدود ۶۰ تا ۷۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. در قسمت (د) تصویر کانی-های جزئی در سنگ‌های سبلان جوان. بلورهای آپاتیت و زیرکن در کانی بیوتیت را نشان می‌دهد. علائم: Pl- پلاژیوکلاز، Sa- سانیدین، Hb- هورنبلند (آمفیبول)، Bi- بیوتیت، Px- پیروکسن، Qtz- کوارتز، Glass- شیشه Op- اپک، Apa- آپاتیت، Sph- اسفن، Zr- زیرکن. عکس‌برداری در دو نور عادی (Plane-Polarized Light) (PPL) و پلاریزه (Cross-Polarized Light) (XPL) انجام شده است.

۳. بررسی ژئوشیمی عناصر

۳-۱. بررسی ژئوشیمی عناصر اصلی

در نمودار تغییرات MgO در برابر SiO₂، مقدار اکسید MgO، با افزایش SiO₂ کاهش می‌یابد. در این نمودار سنگ‌های پیروکلاستیک میزان SiO₂ بالاتر و MgO پایین‌تری نسبت به گدازه‌های جوان سبلان دارند در صورتی که گدازه‌های قدیمی با SiO₂ پایین‌تر و MgO بالاتری نسبت به سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان متمایز هستند. روند کاهشی اکسیدهای یادشده نشان‌دهنده روند تفریق ماگمای اولیه سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان نسبت از ماگمای اولیه سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی می‌باشد. به همین دلیل کانی‌های فرومنیزین از جمله البوین، پیروکسن، تیتانیت و مگنتیت در سنگ‌های جوان سبلان نسبت به سنگ‌های



قدیمی سبلان کمتر متبلور شده‌اند (شکل ۲ الف). نمودار تغییرات Al_2O_3 در برابر SiO_2 ، با افزایش SiO_2 ، مقدار Al_2O_3 کاهش یافته است. در این نمودار سنگ‌های سبلان جوان به‌خصوص سنگ‌های پیروکلاستیک سبلان جوان، SiO_2 بالا و Al_2O_3 پایین‌تری نسبت به گدازه‌های قدیمی دارند و سنگ‌های پیروکلاستیک جوان SiO_2 بالا و Al_2O_3 پایین‌تری نسبت به گدازه‌های جوان دارند (شکل ۲ ب).

در نمودار تغییرات CaO در برابر SiO_2 ، با افزایش SiO_2 ، مقدار CaO کاهش می‌یابد. در این نمودار سنگ‌های پیروکلاستیک سبلان جوان SiO_2 بیشتری نسبت به گدازه‌های سبلان جوان دارند در صورتی که در گدازه‌های قدیمی سبلان میزان SiO_2 پایین‌تر و CaO بالاتری نسبت به سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان دارند. لذا با توجه به این روند، می‌توان گفت که تبلور پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار در مسیر صعود ماگما کاهش پیدا کرده است و نشان‌دهنده روند تفریق در ماگما است و همچنین تبلور پلاژیوکلاز کلسیک در سنگ‌های جوان کمتر از سنگ‌های قدیمی بوده است (شکل ۲ پ) که با مطالعات پتروگرافی هماهنگی خوبی دارد (شکل ۱ الف). نمودار تغییرات K_2O در برابر SiO_2 ، گدازه‌ها و سنگ‌های پیروکلاستیک جوان سبلان با افزایش SiO_2 مقدار K_2O بیشتری دارند. در ضمن سنگ‌های پیروکلاستیک K_2O بالاتری نسبت به گدازه‌های جوان سبلان دارند. در حالی که در گدازه‌های قدیمی سبلان تغییرات K_2O نامنظم می‌باشد (شکل ۲ ت). نمودار تغییرات FeO_t در برابر MgO ، مقدار FeO_t با افزایش MgO بیشتر شده است. سنگ‌های جوان (گدازه و پیروکلاستیک) FeO_t و MgO پایینی دارند. براساس شواهد تغییرات می‌توان اظهار کرد که تبلور کانی‌های فرومنیزین در سنگ‌های سبلان جوان کمتر از سنگ‌های گدازه‌ای سبلان قدیمی بوده است (شکل ۲ ث). در نمودار تغییرات P_2O_5 در برابر MgO ، با افزایش MgO مقدار P_2O_5 افزایش یافته است، در صورتی که سنگ‌های جوان به‌خصوص سنگ‌های پیروکلاستیک P_2O_5 کمتری نسبت به سنگ‌های قدیمی سبلان دارند. از آنجایی که تمرکز عنصر فسفر در کانی‌هایی از جمله آپاتیت است. بنابراین تبلور کانی آپاتیت در سنگ‌های جوان کمتر می‌باشد (شکل ۲ ج).

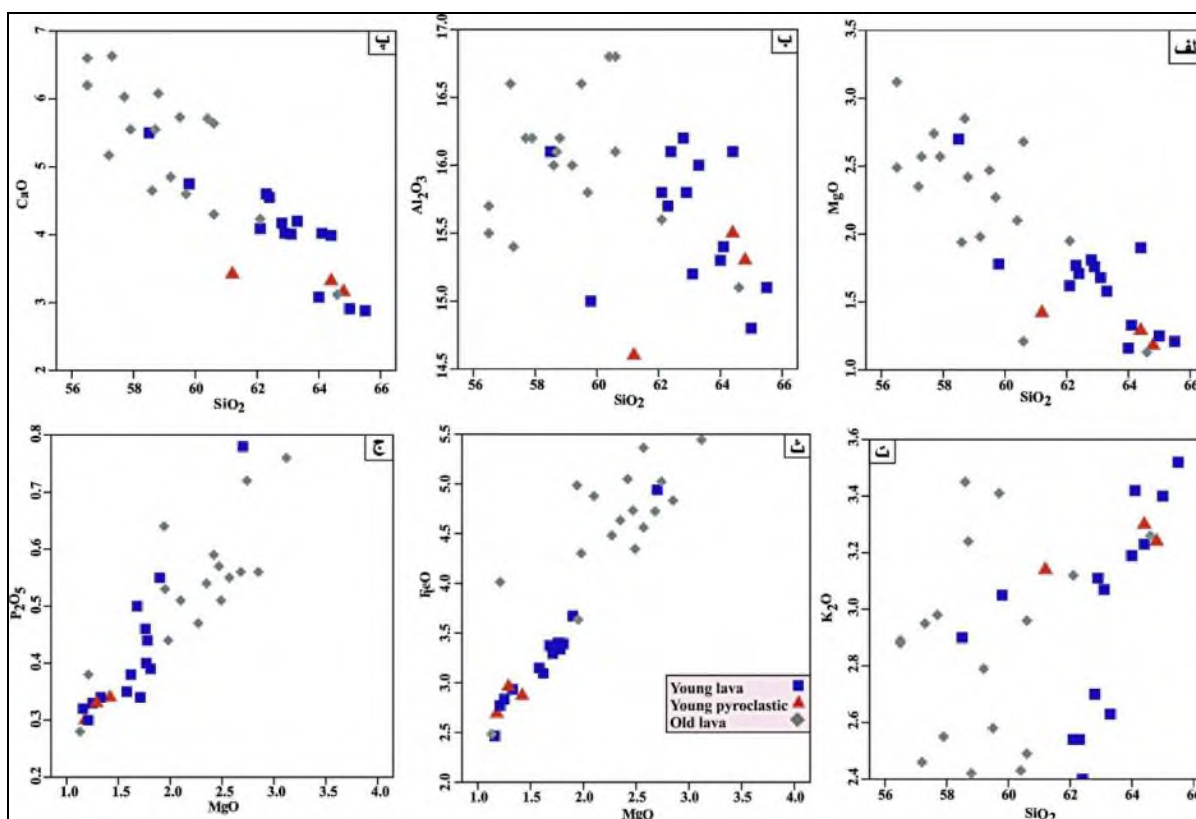
۲-۳. بررسی ژئوشیمی عناصر جزئی

نمودارهای تغییرات عنصر Yb و Y ، Sr ، Nb در برابر SiO_2 روند مشابهی دارند، با افزایش SiO_2 میزان عنصر Yb و Y ، Sr ، Nb کاهش یافته است. سنگ‌های جوان (گدازه و پیروکلاستیک) SiO_2 بیشتر همچنین، Yb و Y ، Sr ، Nb کمتری نسبت به سنگ‌های گدازه قدیمی دارند. تمرکز عنصر Nb در کانی‌هایی از جمله اسفن و هورنبلند است همچنین میزان تمرکز عنصر Sr در کانی‌های پلاژیوکلاز و ارتوز می‌باشد [۱] بنابراین کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند و اسفن در سنگ‌های جوان کمتر متبلور شده‌اند. تمرکز عنصر Y ، Yb در کانی گارنت می‌باشد به‌همین دلیل سنگ‌های سبلان جوان (گدازه و پیروکلاستیک) نشان می‌دهد که کانی گارنت در سنگ منشأ باقی مانده است و در طی ذوب‌بخشی این کانی ذوب نشده است (شکل ۳ الف، ب، پ، ت) [۱]، [۲].

نمودارهای تغییرات Rb و U در برابر MgO مشابه هم می‌باشد. با افزایش MgO مقدار Rb و U کاهش می‌یابد. در این دو نمودار سنگ‌های پیروکلاستیک جوان نسبت به سنگ‌های گدازه‌ای جوان و قدیمی سبلان مقدار Rb و U بیشتری دارد. تمرکز عنصر Rb در کانی بیوتیت می‌باشد، تمرکز عنصر U در کانی‌های زیرکن و آلانیت می‌باشد [۹]، بنابراین تبلور کانی‌های بیوتیت، زیرکن و آلانیت در سنگ‌های گدازه‌ای و پیروکلاستیک سبلان جوان بیشتر بوده است (شکل ۳ ج و د). در نمودار تغییرات Ba در برابر MgO با افزایش MgO مقدار Ba بیشتر شده است. در این نمودار سنگ‌های گدازه‌ای جوان به‌خصوص سنگ‌های پیروکلاستیک، مقدار Ba



کمتری نسبت به سنگ‌های گدازه‌ای قدیمی سبلان دارد. تمرکز عنصر Ba در کانی‌های مانند بیوتیت و هورنبلند می‌باشد [۹۱] بنابراین تبلور کانی‌های فرومیزین در سنگ‌های جوان کمتر بوده است (شکل د).



شکل ۲. نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به تغییرات SiO_2 و MgO (مربع آبی: گدازه‌های سبلان جوان، مثلث قرمز: سنگ‌های پیروکلاستیک سبلان جوان و لوزی خاکستری: گدازه‌های سبلان قدیمی).

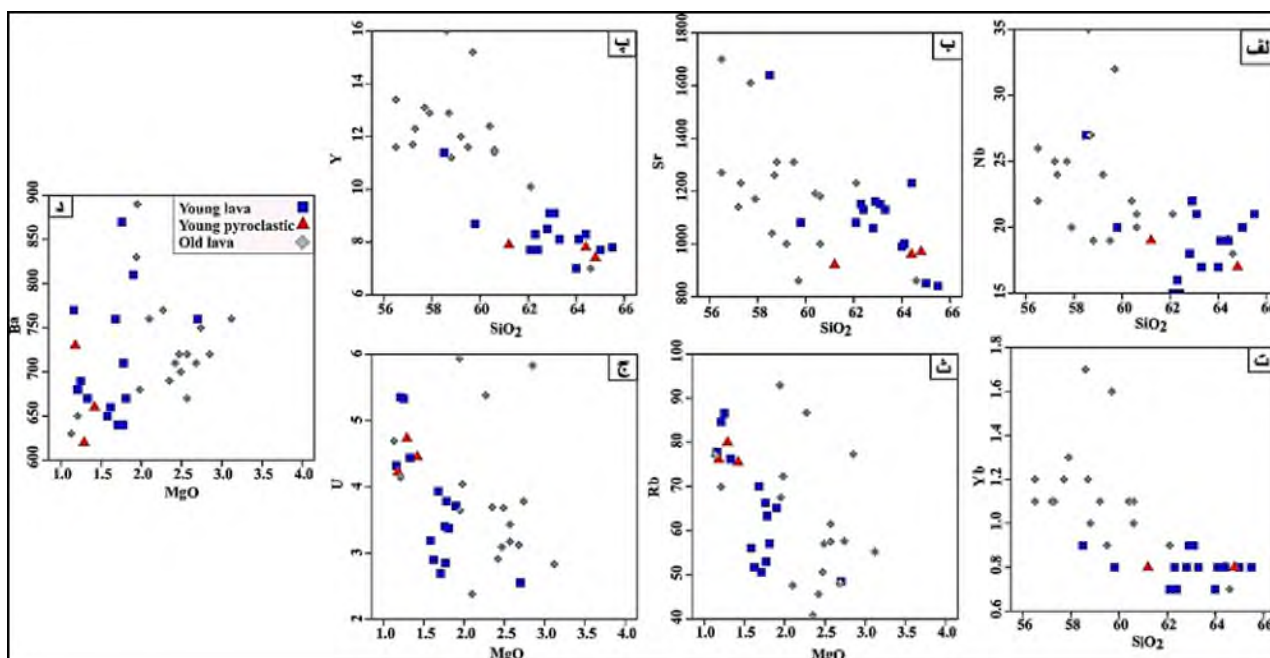
۳-۳. بررسی ژئوشیمی عناصر کمیاب و نادرخاکی

۳-۳-۱. بررسی الگوی توزیع عناصر نادرخاکی عادی‌سازی شده با کندریت

برای ترسیم الگوی توزیع عناصر نادرخاکی، ترکیب شیمیایی سنگ‌های گدازه‌ای و پیروکلاستیک سبلان جوان بر اساس ترکیب کندریت با استفاده از داده‌های [۱] عادی‌سازی شده‌اند (شکل ۴ الف). همان‌طور که در این نمودار مشاهده می‌شود عناصر نادرخاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب‌خاکی سنگین غنی‌شدگی بیشتری دارند. آنومالی خفیف مثبت از عنصر Nd مشاهده می‌شود که بیشتر بوسیله کانی هورنبلند در سنگ‌های داسیتی تا ربولیتی کنترل می‌شود [۱]. مقادیر بالای نسبت La/Yb سنگ‌ها و شیب زیاد در این نمودار نشان‌دهنده‌ی این است که گارنت در سنگ منشأ باقی مانده است. در الگوی توزیع عناصر نادرخاکی



گدازه‌های سبلان قدیمی که بر اساس ترکیب کندریت عادی‌سازی شده‌اند دارای ویژگی‌های مشابه سنگ‌های سبلان جوان هستند و هم منشأ و هم ماگما بودن آنها را تأیید می‌کند (شکل ۴ الف).



شکل ۳. نمودارهای تغییرات عناصر فرعی نسبت به تغییرات SiO_2 و MgO (مربع آبی: گدازه‌های سبلان جوان، مثلث قرمز: سنگ‌های پیروکلاستیک سبلان جوان و لوزی خاکستری: گدازه‌های سبلان قدیمی).

۳-۲-۳. بررسی نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب عادی‌سازی شده با گوشته اولیه

برای ترسیم نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب سنگ‌های گدازه‌ای و پیروکلاستیک سبلان جوان ترکیب آنها را بر پایه داده‌های گوشته اولیه [۱۲] عادی‌سازی شده‌اند (شکل ۴ ب). نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان و قدیمی دارای ویژگی‌های مشابه شامل غنی‌شدگی نسبی آنها از عناصر LILE نسبت به عناصر HFSE و وجود غنی‌شدگی مثبت و تهی‌شدگی نسبی در عناصر مشابه هستند. در این نمودارهای عنکبوتی عناصر Ba, Nb, Ta, Pr تهی‌شدگی نسبی را نشان می‌دهند و بیشترین تهی‌شدگی نسبی مربوط به عنصر Nb می‌باشد. وجود تهی‌شدگی نسبی Nb, Ta در نمودارهای عنکبوتی نشانگر شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی است و یا نشانگر نقش فرورانش در محیط تشکیل سنگ‌های آتشفشانی سبلان است. با این حال عناصر U, Th, La, Sr آنومالی مثبت و غنی‌شدگی نسبت به گوشته اولیه نشان می‌دهند. غنی‌شدگی از این عناصر احتمالاً نشان‌دهنده‌ی تحولات ماگمایی و نقش پوسته در سنگ‌های آتشفشانی می‌باشد. U, Th بوسیله آلانیت و زیرکن کنترل می‌شود. La به وسیله آلانیت، زیرکن و بیوتیت کنترل می‌شود. Sr نیز توسط کانی پلاژیوکلاز کنترل می‌شود. براساس تشابه نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب



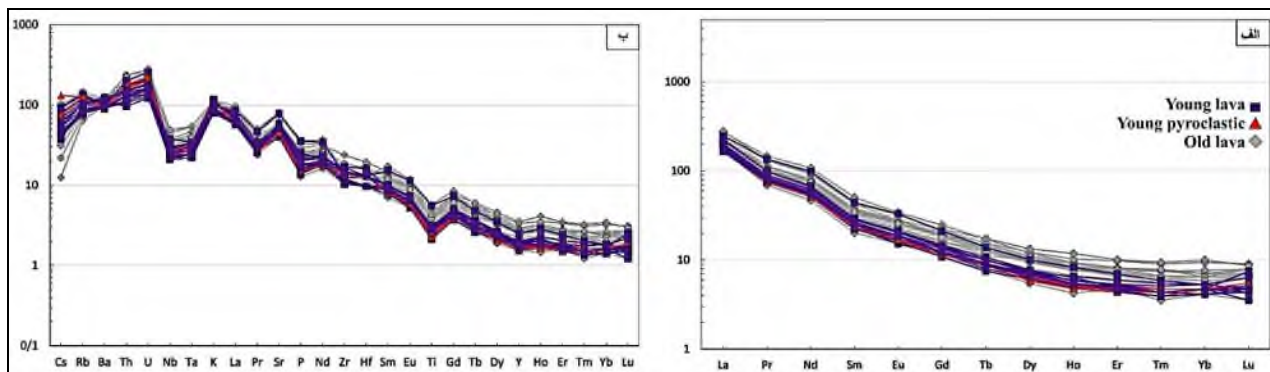
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



سنگ‌های آتشفشانی سبلان عادی‌سازی با گوشته اولیه فرضیه هم منشأ و هم ماگما بودن سنگ‌های قدیمی و جوان را تأیید می‌کند (شکل ۴ ب).



شکل ۴. نمودار الگوی عناصر نادرخاکی عادی‌سازی شده نسبت به کاندیریت [۱۲]، (الف) گدازه‌های سبلان قدیمی و سنگ‌های گدازه‌ای و پیروکلاستیک سبلان جوان (ب) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب عادی‌سازی شده نسبت به گوشته اولیه [۱۲]: گدازه‌های سبلان قدیمی و سنگ‌های گدازه‌ای و پیروکلاستیک سبلان جوان. (مربع آبی: گدازه‌های سبلان جوان، مثلث قرمز: سنگ‌های پیروکلاستیک سبلان جوان و لوزی خاکستری: گدازه‌های سبلان قدیم).

۴. نتیجه‌گیری

بیشتر مقاطع سنگ‌های گدازه‌ای و پیروکلاستیک سبلان جوان با افزایش SiO_2 بلورهای پلاژیوکلاز در ابعاد کوچکتر دیده شدند. کانی‌های مافیک کمتری در سنگ وجود دارد. در مقاطع سنگ‌های قدیمی سبلان میزان SiO_2 کمتر بوده و در خمیره آنها شیشه کمتری نسبت به سنگ‌های جوان می‌باشد. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در ابعاد بزرگتر از سنگ‌های سبلان جوان هستند. کانی‌های مافیک به خصوص پیروکسن بیشتری در سنگ‌های قدیم حضور دارد.

بیشتر اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی به صورت منظم و پیوسته با افزایش SiO_2 و MgO تغییر می‌کنند که نشانگر هم منشأ و هم ماگما بودن سنگ‌های آتشفشانی سبلان قدیمی و جوان است. بر پایه تغییرات عناصر اصلی در برابر SiO_2 و MgO به نظر می‌رسد که ماگمای سنگ‌های آتشفشانی جوان سبلان تفریق یافته‌تر از سنگ‌های آتشفشانی قدیمی سبلان است. در الگوی توزیع عناصر نادرخاکی عادی‌سازی شده با ترکیب کاندیریت سنگ‌های آتشفشانی سبلان دارای غنی‌شدگی نسبی از LREE نسبت به HREE هستند. نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان و قدیمی دارای ویژگی‌های مشابه شامل غنی‌شدگی نسبی آنها از عناصر LILE نسبت به عناصر HFSE هستند. در این نمودارهای عنکبوتی عناصر Ba, Nb, Ta, Pr تهی‌شدگی نسبی را نشان می‌دهند. عناصر U, Th, La, Sr آنومالی مثبت و غنی‌شدگی نسبت به گوشته اولیه نشان می‌دهند. رفتار ژئوشیمیایی مشابه سنگ‌های آتشفشانی سبلان در الگوی توزیع عناصر نادرخاکی و کمیاب نمودارهای عنکبوتی فرضیه هم منشأ و هم ماگما بودن آنها را تأیید می‌کند.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



جدول ۱. نتایج آنالیز ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان و قدیم. (SUL) سنگ‌های گدازه‌ای سبلان جوان، (SUP) سنگ‌های پیروکلاستیک سبلان جوان، (SOL) سنگ‌های گدازه‌ای سبلان قدیمی.

Name	SUL 10	SUL 11	SUP 23	SUL 24	SUL 25	SUL 26	SUL 27	SUL 28	SUL 29	SUL 30	SUP 31	SUL 32	SUP 33	SUL 35	SUL 36	SUL 37	SUL 38
SiO ₂	65	62.8	61.2	59.8	64	62.3	63.1	62.4	64.1	58.5	64.8	65.5	64.4	63.3	64.4	62.1	62.9
TiO ₂	0.5	0.61	0.53	0.65	0.46	0.61	0.65	0.63	0.56	1.21	0.49	0.53	0.55	0.61	0.68	0.6	0.6
Al ₂ O ₃	14.8	16.2	14.6	15	15.3	15.7	15.2	16.1	15.4	16.1	15.3	15.1	15.5	16	16.1	15.8	15.8
CaO	2.91	4.17	3.42	4.75	3.08	4.6	4.01	4.55	4.02	5.5	3.16	2.88	3.32	4.2	3.99	4.09	4.02
Fe ₂ O ₃	3.15	3.77	3.19	3.71	2.74	3.78	3.75	3.66	3.26	5.49	2.99	3.08	3.29	3.5	4.08	3.44	3.78
K ₂ O	3.4	2.7	3.14	3.05	3.19	2.54	3.07	2.4	3.42	2.9	3.24	3.52	3.3	2.63	3.23	2.54	3.11
MgO	1.25	1.81	1.42	1.78	1.16	1.77	1.68	1.71	1.33	2.7	1.18	1.21	1.29	1.58	1.9	1.62	1.76
MnO	0.06	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.08	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07
Na ₂ O	4.6	4.8	4.3	4.4	4.6	4.9	5	4.9	4.7	5	4.7	4.7	4/6	5	5.3	4.8	5
P ₂ O ₅	0.33	0.39	0.34	0.44	0.32	0.4	0.5	0.34	0.34	0.78	0.3	0.3	0.33	0.35	0.55	0.38	0.46
LOI	0.97	0.42	4.15	2.4	1.83	0.23	0.57	0.73	1.9	0.93	1.3	0.96	1.89	0.49	1.08	0.78	0.19
Total	96.97	97.73	96.35	96.05	96.73	96.89	97.59	97.48	99.09	99.19	97.51	97.84	98.52	97.72	101.37	96.21	97.69
Ba	690	670	660	710	770	640	760	640	670	760	730	680	620	650	810	660	870
Sr	850	1060	920	1080	990	1150	1150	1130	1000	1640	970	840	960	1130	1230	1080	1160
Zn	52	62	56	58	44	58	61	60	56	85	50	50	48	57	62	56	63
Co	7.9	10.6	8.9	10.5	7.2	10.8	10.2	10.2	8.6	15.6	7.7	7.5	8.7	9.8	10.6	8.9	9.8
Cs	3	1.2	2.5	2	2.5	1.4	2.2	1.4	2.6	1.3	2.4	2.9	4.2	1.7	1.9	1.5	1.7
Cu	20	30	36	32	12	36	30	32	16	21	57	21	24	31	17	28	30
Dy	1.58	1.85	1.62	1.95	1.55	1.81	1.95	1.66	1.76	2.56	1.47	1.63	1.66	1.71	1.8	1.71	1.87
Er	0.77	0.87	0.75	0.81	0.72	0.83	0.89	0.79	0.8	1.15	0.73	0.82	0.81	0.82	0.86	0.75	0.98
Eu	0.88	1.09	1.01	1.19	0.94	1.1	1.22	1.01	0.98	1.91	0.95	0.96	0.99	1.1	1.17	1.07	1.17
Ga	18	19	18	18	18	19	20	19	18	20	18	18	19	19	20	17	18
Gd	2.43	2.75	2.49	2.87	2.22	2.73	3.01	2.5	2.51	4.34	2.36	2.57	2.34	2.54	2.85	2.46	2.95
Hf	4	3	3	3	3	5	4	3	3	4	4	4	4	4	4	3	4
Ho	0.28	0.33	0.29	0.36	0.27	0.31	0.33	0.29	0.3	0.47	0.27	0.31	0.29	0.3	0.34	0.31	0.37
La	44.9	45.4	44.9	46.9	44.9	43.2	52.6	39.2	45.2	59	41.4	44.8	42.3	42.1	48.1	40.6	54.4
Lu	0.14	0.13	0.12	0.19	0.11	0.11	0.12	0.11	0.12	0.12	0.14	0.12	0.11	0.11	0.09	0.12	0.16
Nb	20	18	19	20	17	16	21	15	19	27	17	21	19	17	19	15	22
Nd	24.7	27.2	25.9	29.4	23.9	26	31.7	24.5	26.2	46.2	24.3	24.8	24.1	26.2	28.6	25.3	31.1
Ni	21	31	17	24	12	25	17	20	15	23	84	14	45	16	24	15	21
Pr	7.41	8.07	7.59	8.48	7.28	7.6	9.38	7.04	7.73	12.9	7.14	7.55	7.01	7.62	8.47	7.32	9.38
Rb	86.6	57.1	75.5	63.3	77.8	53	70	50.6	76.2	48.5	76.1	84.7	80	56.1	65.1	51.7	66.3
Sm	3.5	4.1	3.9	4.4	3.4	4	4.4	3.8	3.8	6.8	3.5	3.5	3.6	3.8	4.3	3.8	4.5
Ta	1.3	1.1	1.3	1.2	1.1	1	1.2	0.9	1.2	1.4	1.1	1.4	1.3	1	1.1	1	1.3
Tb	0.3	0.37	0.33	0.37	0.28	0.34	0.4	0.32	0.33	0.52	0.33	0.33	0.34	0.34	0.38	0.32	0.37
Th	16.9	11.2	14.2	12.5	13.3	10.8	12.5	9.1	14.7	8.2	13.4	17.1	15.1	10.8	13.1	9.6	12.2
Tm	0.11	0.12	0.1	0.12	0.1	0.12	0.13	0.11	0.11	0.15	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.1	0.14
U	5.33	3.37	4.45	3.78	4.32	2.85	3.93	2.69	4.44	2.55	4.22	5.35	4.73	3.19	3.71	2.9	3.4
V	55	85	57	70	48	64	68	71	58	114	51	51	58	61	69	58	47
W	2	2	2	2	2	1	2	1	2	1	2	2	2	1	1	1	1
Y	7.7	8.5	7.9	8.7	7	8.3	9.1	7.7	8.1	11.4	7.4	7.8	7.8	8.1	8.3	7.7	9.1



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Yb	0.8	0.8	0.8	0.8	0.7	0.8	0.9	0.7	0.8	0.9	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.7	0.9
Zr	139	132	136	127	121	190	166	125	134	154	158	154	153	164	187	116	159

Name	SOL 18	SOL 19	SOL 21	SOL 22	SOL 39	SOL 40	SOL 41	SOL 42	SOL 01	SOL 02	SOL 03	SOL 04	SOL 12	SOL 14	SOL 15	SOL 16	SOL 17
SiO2	58.6	57.3	56.5	60.6	62.1	60.6	59.5	58.8	64.6	58.7	57.7	56.5	57.9	60.4	59.7	57.2	59.2
TiO2	0.9	0.89	0.84	0.74	0.68	0.84	0.93	0.93	0.46	1.04	1	1.24	0.9	0.91	0.79	0.88	0.81
Al2O3	16	15.4	15.5	16.1	15.6	16.8	16.6	16.2	15.1	16.1	16.2	15.7	16.2	16.8	15.8	16.6	16
CaO	4.65	6.63	6.6	4.3	4.23	5.64	5.73	6.08	3.12	5.55	6.03	6.2	5.55	5.71	4.6	5.17	4.85
Fe2O3	5.54	5.07	4.83	4.46	4.04	5.25	5.26	5.61	2.76	5.37	5.58	6.05	5.96	5.42	4.98	5.15	4.78
K2O	3.45	2.95	2.88	2.96	3.12	2.49	2.58	2.42	3.26	3.24	2.98	2.89	2.55	2.43	3.41	2.46	2.79
MgO	1.94	2.57	2.49	1.21	1.95	2.68	2.47	2.42	1.13	2.85	2.74	3.12	2.57	2.1	2.27	2.35	1.98
MnO	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08	0.05	0.08	0.08	0.09	0.1	0.08	0.09	0.08	0.06
Na2O	4.6	4.5	4.4	4.6	5.2	5.1	5.1	5	4.6	4.7	5	4.9	4.7	5.1	4.4	4.7	4.5
P2O5	0.64	0.55	0.51	0.38	0.53	0.56	0.57	0.59	0.28	0.56	0.72	0.76	0.55	0.51	0.47	0.54	0.44
LOI	1.11	1.99	2.17	0.71	0.34	0.07	0.3	0.41	1.7	0.48	0.3	0.48	0.7	0.69	0.78	1.03	0.87
Total	97.51	97.93	96.8	96.13	97.86	100.11	99.12	98.54	97.06	98.67	98.33	97.93	97.68	100.15	97.29	96.16	96.28
Ba	830	720	700	650	890	710	720	710	630	720	750	760	670	760	770	690	680
Sr	1040	1230	1270	1000	1230	1180	1310	1310	860	1260	1610	1700	1170	1190	860	1140	1000
Zn	90	73	67	64	62	74	76	77	48	72	81	82	72	88	72	82	78
Co	17.4	16.3	15.9	14.3	11.4	15.7	15.1	15	7.1	17.7	17.1	20.2	19	15.1	14.6	16.6	13.4
Cs	2.2	2.2	2.1	2.1	2	1	1	0.7	2.6	2.3	1.4	1.4	1.2	1	3.3	0.4	1.5
Cu	60	57	45	53	33	29	42	51	13	56	56	62	51	42	42	59	45
Dy	3.39	2.73	2.39	2.38	2.03	2.53	2.51	2.5	1.39	2.84	2.83	3.03	2.67	2.54	3.11	2.56	2.46
Er	1.67	1.3	1.08	1.16	1	1.19	1.12	1.15	0.78	1.34	1.35	1.36	1.31	1.23	1.62	1.21	1.22
Eu	1.61	1.49	1.46	1.26	1.27	1.29	1.52	1.49	0.88	1.59	1.87	1.98	1.5	1.49	1.47	1.45	1.34
Ga	19	19	19	19	19	19	19	19	18	19	19	19	19	20	20	21	19
Gd	4.58	4.03	3.77	3.22	3.13	3.41	3.75	3.69	2.28	4.04	4.48	5.07	3.85	3.87	4.23	3.76	3.3
Hf	6	4	4	3	4	4	4	3	3	5	4	4	4	4	5	4	4
Ho	0.67	0.48	0.45	0.43	0.38	0.45	0.45	0.43	0.24	0.53	0.51	0.53	0.51	0.47	0.58	0.48	0.44
La	66.2	51.5	50.8	44.7	53.8	45.6	47.8	47.6	40.9	53.5	59.9	64.6	45.6	51.7	59	51.2	48.1
Lu	0.22	0.16	0.16	0.17	0.18	0.16	0.16	0.12	0.09	0.2	0.17	0.18	0.2	0.16	0.23	0.2	0.17
Nb	35	24	22	21	21	20	19	19	18	27	25	26	20	22	32	25	24
Nd	42.9	37.1	35.3	28.7	32.5	31	35.2	34.8	21.9	38.2	44.6	50.2	32.4	34.4	35.9	34.6	31.7
Ni	33	41	40	47	21	38	27	27	12	35	39	45	50	30	30	46	34
Pr	12.5	10.4	9.9	8.19	9.46	8.75	9.73	9.62	6.57	10.7	12.4	13.9	8.99	9.65	10.8	9.95	8.96
Rb	92.9	61.5	57	69.9	67.5	48.1	50.6	45.6	77.1	77.3	57.6	55.2	57.5	47.6	86.7	40.8	72.3
Sm	6.5	5.6	5.3	4.3	4.5	4.7	5.6	5.3	3.1	5.8	6.6	7.7	5.1	5.2	5.6	5.4	5
Ta	2.2	1.6	1.5	1.6	1.3	1.3	1.2	1.1	1.3	1.9	1.7	1.7	1.4	1.3	2.2	1.6	1.6
Tb	0.65	0.51	0.48	0.46	0.4	0.42	0.49	0.47	0.29	0.54	0.57	0.64	0.51	0.5	0.58	0.5	0.49
Th	19.4	14.9	14.2	16.2	13.7	11.3	11.5	10.9	14.5	19.9	13.6	13	11.9	10.1	20.2	14.2	15.8
Tm	0.24	0.17	0.17	0.2	0.14	0.16	0.14	0.15	0.09	0.2	0.19	0.19	0.19	0.17	0.23	0.16	0.17
U	5.94	3.43	3.68	4.14	3.64	3.12	3.09	2.91	4.69	5.83	3.78	2.83	3.17	2.38	5.38	3.69	4.04
V	101	92	101	70	55	104	92	105	49	109	120	127	114	106	91	81	73
W	2	1	1	3	<1	1	1	<1	2	2	2	1	2	1	2	3	2
Y	16	12.3	11.6	11.4	10.1	11.5	11.6	11.2	7	12.9	13.1	13.4	12.9	12.4	15.2	11.7	12



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Yb	1.7	1.1	1.1	1.1	0.9	1	0.9	1	0.7	1.2	1.2	1.2	1.3	1.1	1.6	1.1	1.1
Zr	266	155	131	131	159	145	142	135	117	187	154	164	146	169	210	171	158

منابع

- [1] موسوی، س.، قلمقاش، ج.، درویش‌زاده، ع.، وثوقی عابدینی م.، ۱۳۹۱. مقاله ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آداکیتی آتشفشان سبلان، چکیده سی و یکمین گردهمایی علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صفحه ۸۸.
- [2] کتابی، ز.، قلمقاش، ج.، موسوی، س.، ۱۳۹۵. رساله پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی سبلان جوان، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷ صفحه.
- [3] . Alberti, A., Stolfa, D., 1973, First data on the Sabalan volcano, the upper series. Rend. Sco. Ita. mineral. petrol., 29: 369-385.
- [4]. Alberti, A., CHiaramonti, P. C., Battistini, G. D., Sinigoi, S., Zerbi, M., 1975. On The Magmatism Of The Savalan Volcano, (North-West Iran), p.337-350.
- [5]. Didon, J., Gemain, Y. M., 1976. Le Sabalan, volcan Plio- quaternaire de l, Azarbyjan oriental, Iran, These de 3eme cycle, univ. Geroble, 304p.
- [6] . Dostal, J., Zerbi, M., 1978, "Geochemistry of the Savalan volcano (northwestern Iran)," Chemical Geology. p. 31-42.
- [7] . Ghalamghash, J., Mousavi, Z., Hassanzadeh, J., and Schmitt, A. K., 2013. Sabalan volcano, northwest Iran: Geochemistry and U-Pb zircon geochronology, GSA Annual Meeting in Denver: 125th Anniversary of GSA.
- [8] . Shahbazi Shiran, H., Shafaii Moghadam, H., 2014. Geochemistry and petrogenesis of the Sabalan Plio-Quaternary volcanic rocks: implication for post-collisional magmatism. IRANIAN SOCIETY OF CRYSTALLOGRAPHY and MINERALOGY vol. 22, 57-68.
- [9] . Rollinson, H. R., 1993. Using geological data, evolution, presentation, interpretation, Longman Ltd. Publication, 357 pp.
- [10] . Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R., Wijbrans, J., 2010. Generation of the Early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, Eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. Lithos, v. 114, 109-120. doi:10.1016/j.lithos.2009.08.003.
- [11] . Guo, Z., Wilson, M., Liu, J., 2007. Post-collision adakites in south Tibet: Products of partial melting of subductin0modified lower crust. Lithos, v. 96, 205-224, doi:10.1016/j.lithos.2006.09.011.
- [12] . Sun, S. S., McDonough W. E., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean Basins. Ed. Sunders A.D., Norry M.J. Geological Society of London Special Publication, v. 42, 313-345.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



ریزساختارهای دگرشکلی متا گرانیت و متا ولکانیک‌های اسیدی کرتاسه جنوب سقز

سمیه قلی‌پور*

دکتری، پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

gholipoursomayeh1@gmail.com

فریبرز مسعودی

استاد، ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

drfmasoodi@gmail.com

حسین عزیزی

استاد، پترولوژی، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان

azizi1345@gmail.com

چکیده

سنگ‌های اسیدی کرتاسه جنوب سقز در شمال زون سنندج-سیرجان واقع شده‌اند. این سنگ‌ها تحت تأثیر دگرشکلی قرار گرفته‌اند، تغییرات تدریجی از ساختارهای کاتاکلاسیت تا میلیونیت از جنوب‌غرب منطقه به سمت شمال‌شرق این منطقه کاملاً مشهود می‌باشد. ساختارهایی مانند نوارهای برشی، پورفیروکلاست‌های سیگموئیدال، روبان‌های کوارتز و بودیناژ در سنگ‌های اسیدی دیده می‌شود، این ساختارهای دگرشکلی در قسمت شرقی سنگ‌های اسیدی کرتاسه منطقه نسبت به غرب بیشتر وجود دارند. این مقاله ریزساختارهای توده نفوذی اسیدی کرتاسه و هم‌ارزهای خروجی آن‌ها را مورد بررسی قرار داده تا حوادث رخ داده بر روی این سنگ‌ها مشخص شوند. از لحاظ ترکیب سنگ‌شناسی این سنگ‌ها گرانیت، گرانودیوریت، داسیت و ریولیت هستند. این سنگ‌ها تنوع ریزساختاری زیادی دارند شامل خاموشی موجی، کانی‌های ماهی‌گون، پورفیروکلاست، میکروبودیناژ، دوقلوسازی دگرریختی و شکن‌شدگی، باز تبلور با مهاجرت مرز دانه‌ها، روبان، کلیواژهای برشی C و C'، کلیواژ کنگره‌ای و باندشدگی. سنگ‌های اسیدی کرتاسه جنوب سقز به دو قسمت دگرشکل و دگرگون شده در شرق منطقه و بدون دگرشکلی و دگرگونی در غرب منطقه تقسیم می‌شوند. در این منطقه حداقل یک فاز دگرگونی و دو فاز دگرشکلی رخ داده است و ساختارهای دگرشکلی در یک زون برشی شکن-شکل‌پذیر بوجود آمده‌اند.

کلمات کلیدی: ریزساختار، دگرشکلی، زون برشی، شکن - شکن‌پذیر، سنگ‌های اسیدی، زون سنندج - سیرجان.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Deformation microstructures of Cretaceous metagranite and acidic metavolcanics in the south Saqqez

Somayeh Gholipour*

Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.
gholipoursomayeh1@gmail.com

Fariborz Masoudi

Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.
drfmasoodi@gmail.com

Hossein Azizi

Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran.
azizi1345@gmail.com

Abstract

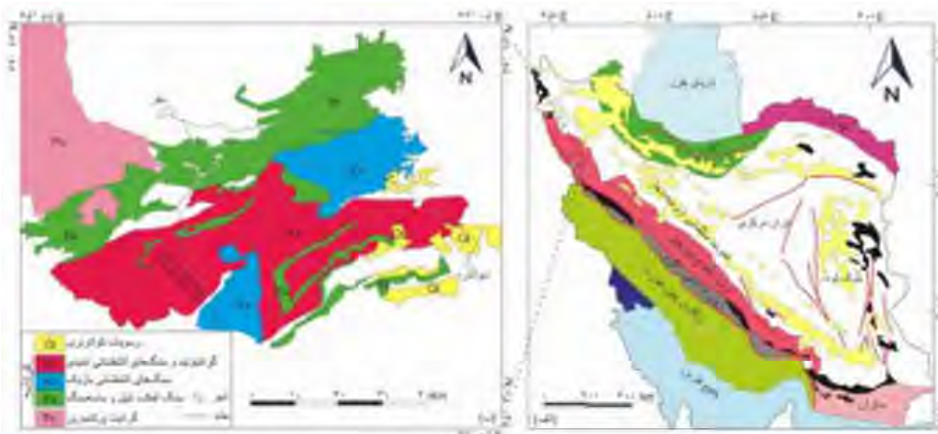
Cretaceous acidic rocks of the south Saqqez are located in north of the Sanandaj – Sirjan Zone. The effect of deformation could be trace on most of the acidic rocks, gradual changes from cataclastic to mylonitic structures recorded from the southwest to the northeast of the area. Deformation structures such as shear bands, sigmoidal porphyroclasts, quartz ribbons and swell boudinag are observed in the acidic rocks. Deformation structures are more abundant in the eastern part of the area on Cretaceous acidic rocks than in the western part of the region. This paper examines the microstructures of the Cretaceous granitic bodies and their volcanic equivalent to determine the events effected the area. The main rock types are granite, granodiorite, rhyolite, and dacite. The rocks show a variety of microstructurs such as undulose extinction, fish shaped minerals, porphyroclasts, micro-boudinages, deformation twining, kinking, grain boundary migration, ribbon, C and C' shear bands cleavage, crenulation cleavage, and lithological banding. Cretaceous acidic rocks of the south Saqqez categorize as two groups; metamorphosed and deformed rocks in the east of the area and fresh rocks with no sign of metamorphism or deformation in the west of the area. At least one metamorphic phase and two deformation events occurred in the area and structures related to deformation developed in a brittle- ductile shear zone.

Keywords: microstructure, deformation, shear zone, brittle- ductile, acidic rocks, Sanandaj – Sirjan Zone.



۱. مقدمه

آثار دگرشکلی ثبت شده در سنگ‌ها یکی از منابع با ارزش برای درک حوادث رخ داده در طی زمان‌های زمین‌شناسی می‌باشد که در سال‌های اخیر بسیار مورد توجه محققان علوم زمین قرار گرفته است [1,2]، همچنین بررسی دقیق این آثار که تحت عنوان فابریک شناخته می‌شود می‌تواند بسیار کمک کننده برای تعیین تقدم و تأخر فازهای متوالی دگرگونی و دگرشکلی که سنگ‌ها متحمل شده‌اند، باشد. زون ساختاری سنندج - سیرجان که یکی از پویاترین زون‌های ایران می‌باشد طی دوره‌های زمین‌شناسی حوادث مختلفی را تجربه کرده است برای شناخت و تفسیر حوادث رخ داده بررسی‌های ریزساختاری سنگ‌های موجود در این زون می‌تواند کمکی بزرگی در جهت تکوین مطالعات این زون داشته باشد. سنگ‌های اسیدی کرتاسه جنوب سقز با مختصات جغرافیایی $47^{\circ} 05'$ تا $45^{\circ} 55'$ شرقی و $35^{\circ} 38'$ تا $36^{\circ} 26'$ شمالی در شمال زون سنندج-سیرجان واقع شده‌اند، واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه شامل سنگ‌های آهکی، توده‌های نفوذی اسیدی و هم‌ارزهای خروجی آن‌ها و سنگ‌های بازیک با سن کرتاسه و گرانیب پركامبرین می‌باشند که عمده‌ترین فعالیت ماگمایی این منطقه مربوط به دوره کرتاسه می‌باشد [3] (شکل ۱)، بررسی‌های میدانی حاکی از دگرشکلی این واحدها به‌ویژه سنگ‌های اسیدی می‌باشد (شکل ۲)، که در این مقاله آثار دگرشکلی میکروسکوپی توده نفوذی اسیدی کرتاسه و هم‌ارزهای خروجی آن‌ها مورد بررسی قرار گرفته تا حوادث رخ داده بر روی این سنگ‌ها مشخص شوند.



شکل ۱: الف) نقشه زون‌های ساختاری ایران [4]. ب) نقشه منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه‌های تکاب، مهاباد، مریوان-بانه، سنندج با مقیاس ۲۵۰۰۰۰، [۸-۵].

۲. سنگ‌های اسیدی کرتاسه غرب منطقه دیواندره

۲-۱. مشاهدات صحرایی

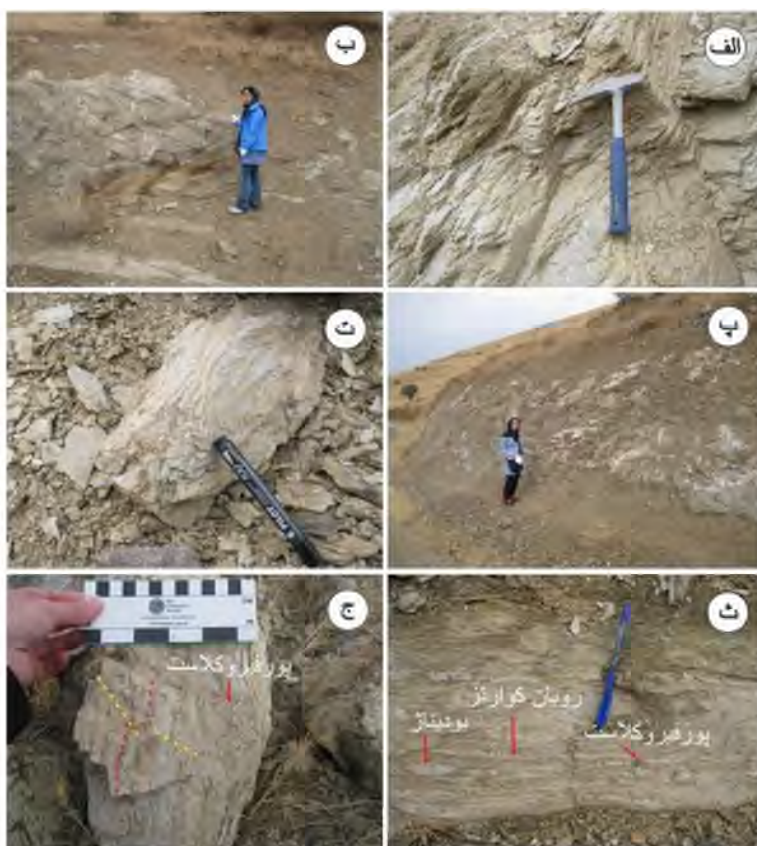
بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که کل واحدهای سنگی منطقه تحت تأثیر دگرشکلی قرار گرفته‌اند ولی شدت آن در قسمت‌های مختلف این منطقه فرق می‌کند به این شکل که تغییرات تدریجی از ساختارهای کاتاکلاست تا میلونیت از جنوب غرب منطقه به سمت شمال شرق این منطقه کاملاً مشهود می‌باشد و آثار آن‌ها در سنگ‌های اسیدی بیشتر دیده می‌شود به طوری که دگرشکل بودن این سنگ‌ها به راحتی در صحرا قابل تشخیص بوده و ساختارهایی مانند نوارهای برشی، پورفایر و کلاست‌های



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



سیگموئیدال، روبان‌های کوارتز و بودیناز در سنگ‌های اسیدی دیده می‌شود (شکل ۲) این ساختارهای دگرشکلی در قسمت شرقی سنگ‌های اسیدی کرتاسه منطقه نسبت به غرب بیشتر دیده می‌شود، با توجه به شواهد صحرایی این سنگ‌ها به داخل گرانیت‌های پرکامبرین نفوذ کرده‌اند (شکل ۱) و این ساختارهای دگرشکلی به خوبی در سنگ‌های پرکامبرین منطقه نیز توسعه یافته‌اند.



شکل ۲: الف) گرانیت میلونیتی، ب) ریولیت میلونیتی، پ) رگه‌های کوارتزی بودین شده داخل کمپلکس اسیدی کرتاسه، ت) نمونه‌ای از ریولیت میلونیتی دارای ریز چین، ث) پورفیروکلاست‌ها و روبان‌های کوارتز و بودین شدگی روبان‌ها در ریولیت میلونیت‌های منطقه، ج) نمونه‌ای از ریولیت میلونیت‌ها با نمایشی از پورفیروکلاست‌های کوارتز، ریز چین‌ها و ریز گسل‌ها.

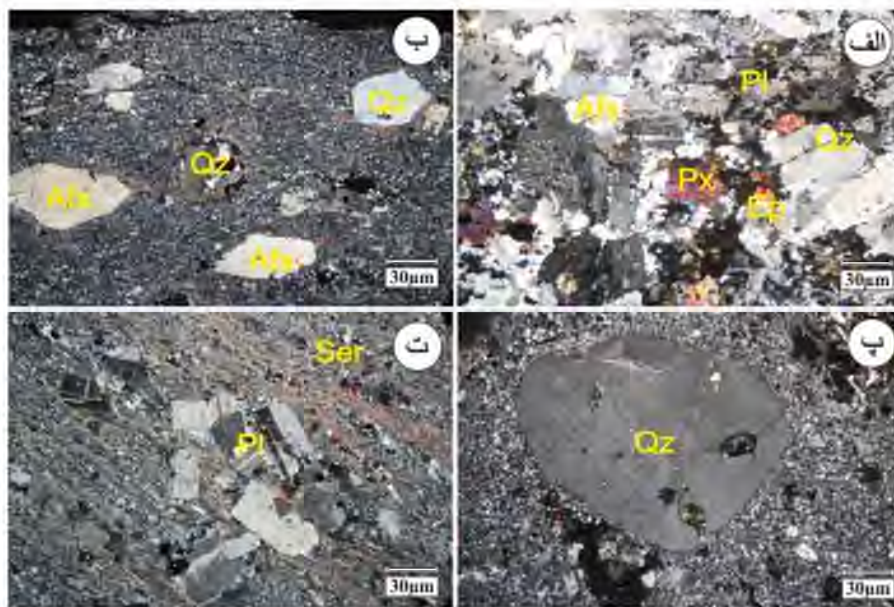
۲-۲. پتروگرافی

به لحاظ ترکیب سنگ‌شناسی سنگ‌های اسیدی کرتاسه جنوب سقز شامل سنگ‌های گرانیت، گرانودیوریت، داسیت و ریولیت می‌باشد. این سنگ‌ها از نظر ترکیب کانی‌شناسی به ترتیب زیر هستند:

سنگ‌های نفوذی دارای بافت اصلی گرانولار و بافت‌های فرعی گرانوفیری و پرتیتی می‌باشند و کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها کوارتز (۲۵-۳۵ درصد)، آلکالی فلدسپار (۳۰-۴۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۲۵-۳۵ درصد)، پیروکسن و هورنبلند (۱۵-۱۰



درصد) و کانی‌های فرعی اسفن، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های اپک است و کانی‌های ثانویه شامل سریسیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت و اکسید آهن می‌باشند (شکل ۳). بلورهای پلاژیوکلاز خودشکل، ماکل آلبیتی و پلی سنتتیک را نشان می‌دهند و تا حدودی سریستی شده‌اند، فنوکریست‌های آلکالی فلدسپار بی‌شکل بوده اغلب بافت پرتیتی را نشان می‌دهند کانی‌های پیروکسن شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده که برخی از آن‌ها در حال اپیدوتی و آمفیبولی شدن هستند. (شکل ۳). بافت اصلی ولکانیک‌های اسیدی منطقه پورفیری و ویتروفیری و بافت فرعی قابل مشاهده آن‌ها گلومروپورفیری می‌باشد. با توجه به زمینه شیشه‌ای برخی از این سنگ‌ها می‌توان نام پیچستون را بر آن‌ها گذاشت که زمینه شیشه به‌صورت شعاعی در آمده است و فنوکریست‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار در این زمینه شیشه‌ای قرار گرفته‌اند. ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های ولکانیک اسیدی منطقه شامل کانی‌های اصلی کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز و کانی‌های فرعی زیرکن، آپاتیت و اپک و کانی‌های ثانویه سریسیت، اپیدوت، کلریت، اسفن، آپاتیت، اکسید آهن و کلسیت است. فنوکریست‌ها شامل (۴۰-۲۰ درصد) بلورهای کوارتز که اکثر آن‌ها خوردگی خلیجی دارند، (۴۰-۲۵ درصد) آلکالی فلدسپار، (۵۰-۳۰ درصد) پلاژیوکلاز، (۲۰-۱۵ درصد) آمفیبول می‌باشند (شکل ۳). بررسی دقیق میکروسکوپی مقاطع نشان می‌دهد که این سنگ‌ها یک دگرگونی درجه ضعیفی را متحمل شده‌اند و این دگرگونی در سنگ‌های برداشت شده از شرق منطقه نسبت به غرب بیشتر شایع می‌باشد.



شکل ۳: الف) نمونه‌ای از گرانیت با کانی‌های کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز که کمی آثار سریستی شدن دارند و پیروکسن که در حال اپیدوتی شده است. ب) ریولیت با بافت پورفیری همراه با فنوکریست‌های آلکالی فلدسپار و کوارتز، پ) نمونه‌ای از کوارتز با خوردگی خلیجی در ریولیت‌ها، ت) نمونه‌ای از داسیت منطقه دارای درشت بلورهای پلاژیوکلاز که بافت گلومروپورفیری را نشان می‌دهند. حروف اختصاری:

آلکالی فلدسپار=Afs، اپیدوت=Ep، سریسیت=Ser، پلاژیوکلاز=Pl، پیروکسن=Px، کوارتز=Qz، [9].

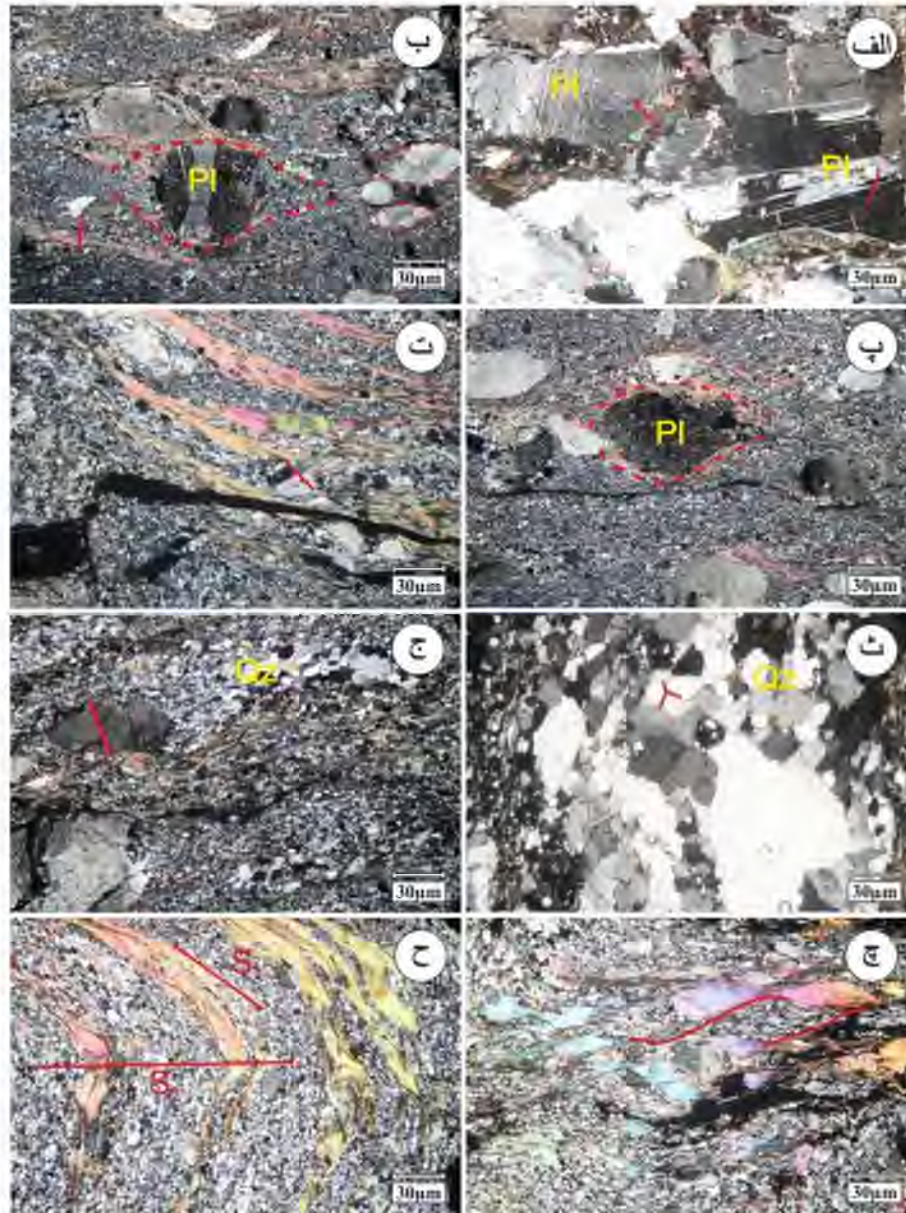


۲-۳. ریزساختار

مطالعه ریزساختاری سنگ‌های اسیدی نشان از تنوع فابریک در این سنگ‌ها می‌باشد، که با توجه به شدت تنش‌ها در برخی نمونه‌ها بیشتر و در برخی کمتر دیده می‌شوند. در نمونه‌های مورد مطالعه خاموشی موجی در بیشتر بلورهای سنگ‌های منطقه دیده می‌شود، از جمله این بلورها کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز می‌باشد (شکل ۴). فابریک ماهی‌گون هم در کانی‌هایی نظیر کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، مسکوویت که هم به شکل لوزی و هم عدسی کشیده هستند زیاد در مقاطع نازک دیده می‌شوند این کانی‌ها معمولاً زاویه‌دار می‌باشند نسبت به برگوارگی و در امتداد آن‌ها اجزای ریزی از آن‌ها وجود دارد [۱۰]. پورفیروکلاست‌هایی از کوارتز، آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز نیز در بررسی میکروسکوپی به وفور به چشم می‌خورد که اغلب که هم با پوشش و هم بدون پوشش هستند، پورفیروکلاست‌های پوششی به این شکل می‌باشند که بلورهای منفرد بزرگی در اطراف خود پوششی از بلورهای ریز دارند، این بلورهای ریز اکثراً غیرهمجنس بلور بزرگ می‌باشند و تحت عنوان سایه کرنشی می‌توان از آن‌ها نام برد و اختلاف ارتفاعی در این سایه‌های کرنشی یا همان بال‌های پورفیروکلاست‌ها دیده نمی‌شود. گاهی برخی از این پورفیروکلاست‌ها چرخش نیز نشان می‌دهند که بدون سایه کرنشی می‌باشند، برخی از این پورفیروکلاست‌ها در اثر تنش، کشیدگی پیدا کرده و ریزساختار میکروبودیناژ در آن‌ها تشکیل شده است که گاهی در محل گردن این میکروبودیناژها کانی‌های دگرگونی ریزی نیز دیده می‌شود. از دیگر ریزساختاری رؤیت شده پورفیروکلاست‌های تکه پاره شده است که در اطراف آن‌ها کاتاکلاست هم دیده می‌شود. دوقلوسازی دگرریختی و شکن‌شدگی از فابریک‌هایی هستند که در پلاژیوکلازهای این سنگ‌ها رایج است دوقلوسازی به این شکل می‌باشد که تیغه‌های نوک‌تیز به طرف داخل بلور کشیده شده است و کاملاً متفاوت از ماکل‌های موجود در این بلورها هستند، ولی شکن‌شدگی به صورت تاب‌خوردگی در این بلورها دیده می‌شود (شکل ۴). باز تبلور در بلورهای کوارتز به خوبی قابل تشخیص است گاهی این بلورهای باز تبلور یافته در بعضی نمونه‌ها به حال تعادل رسیده‌اند و زاویه ۱۲۰ درجه در مرز تماس آن‌ها تشکیل شده ولی در برخی دیگر از نمونه‌ها این مرز تماس به صورت منحنی است که از نوع باز تبلور با مهاجرت مرز دانه‌ها می‌توان محسوب کرد (شکل ۴). روبان‌های کوارتز هم به صورت تک بلور و جمعی در این سنگ‌ها به وفور دیده می‌شود. یکی از مهم‌ترین فابریک‌های مشاهده شده در نمونه‌های اسیدی منطقه کلیواژهای برشی و کنگره‌ای است، لایه‌بندی ترکیبی با زاویه کمی توسط زون‌های برشی کوچک موازی قطع شده‌اند این زون‌های برشی کوچک نوارهای برشی و کل فابریک کلیواژ، نوار برشی نامیده می‌شود [11-12]، هر دو نوع کلیواژ نوار برشی C و C'، در سنگ‌های اسیدی کربتاسه منطقه وجود دارند. کلیواژ کنگره‌ای در اثر چین‌خوردگی کوچک مقیاس فولیاسیونی که از پیش وجود داشت به وجود می‌آید در سنگ‌های منطقه دیده می‌شود (شکل ۴). باندشدگی نیز یکی از فابریک‌های رایج در این سنگ‌ها است که از تناوب لایه‌هایی با ترکیب کانی‌شناسی کوارتز و فلدسپار و مسکوویت بوجود آمده‌اند. (شکل ۴).



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
 ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
 The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
 10-11 November, 2020



شکل ۴: الف) ساختار دوقلوی دگر یختی، ب) پلاژیوکلازهای پورفیروکلاستی و پورفیروکلاست کوارتزی تکه پاره شده، پ) پورفیروکلاست پلاژیوکلاز و خاموشی موجی، ت) پورفیروکلاست تکه پاره شده، ث) باز تبلور کوارتز، ج) باز تبلور با مهاجرت مرز دانه‌ها در بلورهای کوارتز و پورفیروکلاست تکه پاره شده، چ) کلیواژ برشی و میکاهای ماهی‌گون، ح) باند شدگی و کلیواژ کنگره‌ای. حروف اختصاری: پلاژیوکلاز=PI، کوارتز=Qz، [9].

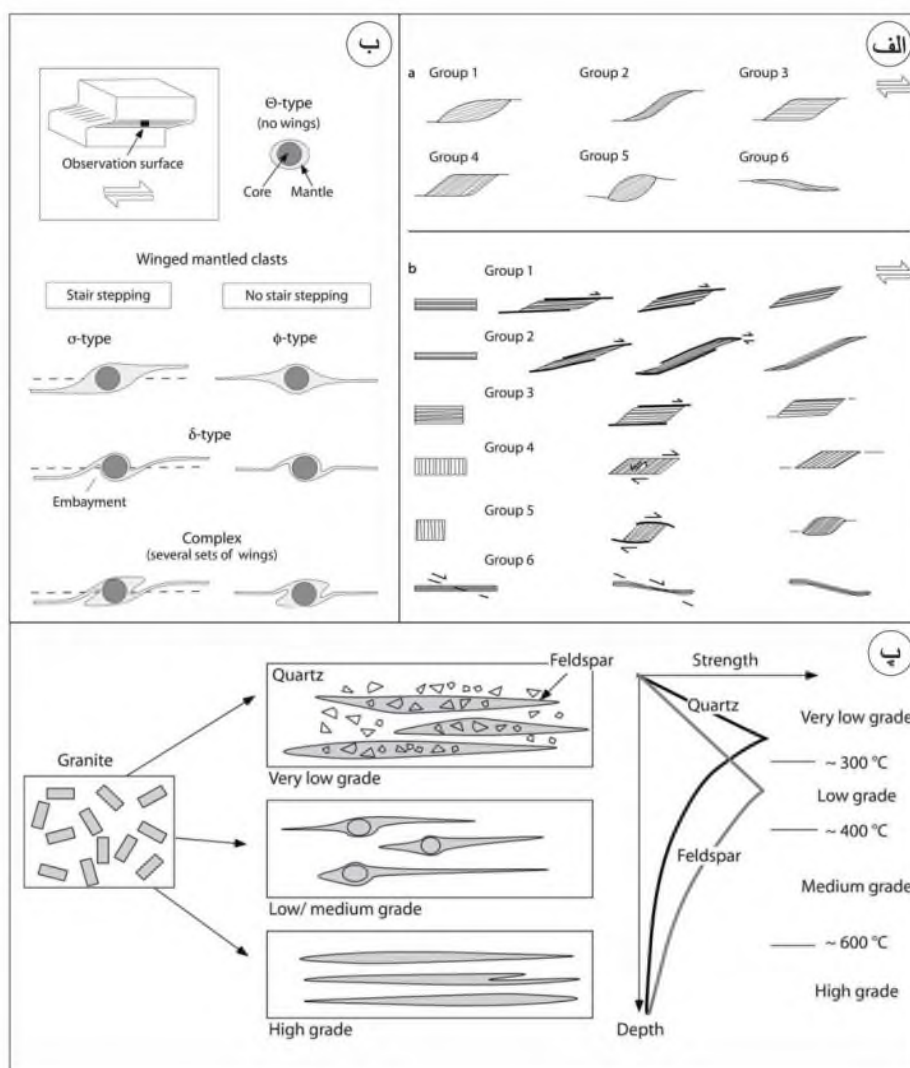


۲-۴. نتایج و بحث روی نتایج

ریزساختارهای قابل مشاهده در این سنگ‌ها هر یک گویای شرایط خاصی برای تشکیل شدن آن‌ها می‌باشد، وجود خاموشی موجی در بلورهای سنگ‌های منطقه نشان از دگرشکلی درون بلوری آن‌ها است، به طوری که بلورها از داخل، بدون به‌وجود آمدن گسستگی شکنا دگرریخته می‌شوند که با جابجایی نقاط ضعف در بلور صورت می‌گیرد این پدیده دگرریختی درون بلوری است که در نتیجه آن بلور تحت مطالعه با نور پلاریزه به صورت یکسان و همگن خاموش نمی‌شود [1] (شکل ۴)، این نوع ریزساختار معمولاً در درجه حرارت پایین رخ می‌دهد، فابریک‌هایی دوقلوسازی دگرریختی و شکن‌شدگی نیز در حرارت‌های پایین بوجد می‌آیند [1، 13-14] این فابریک‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌هایی دارای این فابریک نمی‌توانستند درجه حرارت بالایی داشته باشند در نتیجه شرایط برای دگرگونی درجه بالا در محل این سنگ‌ها (غرب منطقه) مهیا نبوده است که مطالعات پتروگرافی نیز تأیید کننده این مطلب می‌باشد. میکا ماهی‌های موجود در این سنگ‌ها بر اساس تقسیم‌بندی [2] (شکل ۵الف) در گروه ۶ قرار می‌گیرند که این نوع میکا ماهی‌ها از چین‌های فرعی در امتداد باندهای برشی C' بوجد می‌آیند [۱۰]. و پورفیروکلاست‌هایی پوششی این سنگ‌ها بر اساس تقسیم‌بندی [1] (شکل ۵ب) از نوع Φ با قرینگی متقارن هستند، این نوع پورفیروکلاست‌ها در کرنش و بازتبلور بالا در پهنه برشی بوجد می‌آیند [۱۰]. با توجه به وجود پورفیروکلاست‌های نوع Φ ، استرین در محل این نمونه‌ها که در شرق منطقه می‌باشد بالا بوده است، همچنین وجود حواشی مضرسی بین بلورها نشان می‌دهد که مهاجرت مرز دانه در اثر دگرریختی وجود داشته است و این نوع فابریک معمولاً در درجه حرارت بالا رخ می‌دهد که نشان‌دهنده غالب بودن شرایط دگرشکلی شکل‌پذیر و دگرگونی بالا در محل این سنگ‌ها بوده است. کلیواژهای کنگره‌ای و نوار برشی هم به ترتیب گویای وجود تنش فشارشی و کششی در این سنگ‌ها هست [15]. یکی از مهم‌ترین مواردی که برای تفسیر مناطق دگرشکلی بخصوص سنگ‌های اسیدی می‌توان استفاده کرد وابستگی ساختاری بلورهای فلدسپار و کوارتز به درجه دگرگونی می‌باشد به‌صورتی که در شرایط دگرگونی یکسان فلدسپار به دلیل داشتن کلیواژ نسبت به کوارتز ضعیف‌تر عمل می‌کند [1] در شرایط دگرگونی خیلی پایین کوارتز و فلدسپار هر دو با شکستگی شکنا دگرریخته می‌شوند، در دگرگونی پایین فلدسپار رفتار شکننده دارد و کوارتز به‌صورت شکل‌پذیر با خزش و لغزش جابجایی در شبکه بلوری دگرریخته می‌شود [16] و ساختارهای پورفیروکلاست پوشش‌دار بوجد می‌آیند که بال‌های آن‌ها لایه‌بندی ترکیبی را تعیین می‌کنند، کوارتزها طویل شده و روبان می‌سازند. در شرایط متوسط تا بالا، هر دو کانی ممکن است به‌صورت روبان‌های تک بلور و چند بلور سیمای نواری به سنگ بدهند [17] این روبان‌ها محصول درجه حرارت بالا می‌باشند. در شرایط دگرگونی بالا دیواره دانه‌ها بین کوارتز و فلدسپار به‌شدت منحنی و به شکل عدسی، کپسولی و آمیبی در می‌آیند [1] (شکل ۵پ)، با توجه به این وابستگی وجود فابریک‌های دگرریختی درون بلوری و پورفیروکلاست‌های پوششی و سپس روبان‌های کوارتز در سنگ‌های منطقه از غرب به شرق نشان می‌دهد شرایط دگرگونی سنگ‌های منطقه از خیلی پایین در غرب تا متوسط در شرق منطقه بوده است، در نتیجه مشاهدات صحرائی و مطالعات پتروفابریکی بخصوص بررسی وابستگی ساختاری بلورهای فلدسپار و کوارتز به درجه دگرگونی همگی نشان می‌دهند که سنگ‌های غرب منطقه درجه دگرگونی و دگرشکلی کمتری نسبت به سنگ‌های شرق منطقه دارند و بررسی برگوارگی سنگ‌های اسیدی منطقه نشان می‌دهد که علاوه بر لایه‌بندی اولیه S_0 دو نسل برگوارگی S_1 و S_2 در این سنگ‌ها وجود دارد، لایه‌بندی اولیه S_0 و برگوارگی نسل اول S_1 تقریباً به موازات هم قرار دارند و از چین‌خوردگی برگوارگی نسل اول S_1



برگوارگی نسل دوم S₂ بوجود آمده است (شکل ۴ح). در نقشه‌های زمین‌شناسی این سنگ‌ها با توجه به دارا بودن ساختارهای دگرشکلی مشابه گزارش شده از سنگ‌های پرکامبرین (مه‌باد) و شاید مشخص نبودن مرز سنگ‌های گرانیتی پرکامبرین و کرتاسه به سن پرکامبرین نسبت داده شده بودند که مطالعات اخیر [3] نشان می‌دهد که این سنگ‌ها به سن کرتاسه می‌باشند و فقط از لحاظ ریزساختاری گزارش شده از سنگ‌های پرکامبرین نزدیک این منطقه مشابه آن‌ها می‌باشند که شاید به دلیل تحمل فازه‌ای دگرشکلی هم‌زمان سنگ‌های کرتاسه و پرکامبرین بوده باشد.



شکل ۵: الف) طبقه‌بندی انواع میکا ماهی‌ها [2]، ب) تقسیم‌بندی پورفیروکلاست‌های پوششی [1]، پ) تغییر رفتار ساختاری بلورهای کوارتز و فلدسپار نسبت به شرایط دگرگونی، [1].



۳. نتیجه‌گیری

سنگ‌های اسیدی کرتاسه جنوب سقز به دو قسمت دگرشکل و دگرگون شده در شرق منطقه و بدون دگرشکلی و دگرگونی در غرب منطقه تقسیم می‌شوند. در این منطقه حداقل یک فاز دگرگونی و دو فاز دگرشکلی رخ داده است و همچنین این مطالعه نشان می‌دهد که ساختارهای دگرشکلی در یک زون برشی شکنا-شکل‌پذیر بوجود آمده‌اند.

منابع

- [1] Passchier, C.W., Trouw, R. A. J., 2005. "Microtectonic", Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 289 p.
- [2] Ten Grotenhuis, S. M., Trouw, R. A. J. and Passchier, C. W., 2003. Evolution of mica fish in mylonitic rocks. *Tectonophysics*, 372:1–21.
- [3] Gholipour, S., Azizi, H., Masoudi, F., Asahara, Y., Tsuboi, M. (in press), Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd isotope ratios for Early Cretaceous magmatic rocks, southern Saqqez, northwestern Iran. *Chemie der Erde-Geochemistry*.
- [4] Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 52, 1229–1258.
- [۵] علوی نائینی، م.، حاجیان، ج.، عمیدی، م.، بلورچی، ح.، ۱۹۸۲. نقشه زمین‌شناسی تکاب (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰) ش: C4، سازمان زمین‌شناسی، تهران.
- [۶] افتخارنژاد، ج.، ۱۹۷۳. نقشه زمین‌شناسی مهاباد (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰) ش: B4، سازمان زمین‌شناسی، تهران.
- [۷] نوگل سادات، م.ع.ا.، هوشمندزاده، ع.، ۱۹۹۳. نقشه زمین‌شناسی مریوان-بانه (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰) ش: B5، سازمان زمین‌شناسی، تهران.
- [۸] زاهدی، م.، حاجیان، ج.، بلورچی، ح.، ۱۹۸۵. نقشه زمین‌شناسی سنندج (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰) ش: C5، سازمان زمین‌شناسی، تهران.
- [9] Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 95, 185–187.
- [۱۰] پاشیر، س.، ترو، ر.، ۱۳۸۸. "میکروتکتونیک"، مجل، م.، مرکز نشر آثار علمی، دانشگاه تربیت مدرس، ۷۴۲ صفحه.
- [11] Roper, P. J., 1972. Structural significance of "button" or "fish scale" texture in the phyllonitic schist of the Brevard zone. *Geol Soc Am Bull*, 83:853–860.
- [12] Gapais, D. and White, S. H., 1982. Ductile shear bands in a naturally deformed quartzite. *Text Microstruct*, 5:1–17.
- [13] Bell, I. A., Wilson, C. J. L., McLaren, A. C. and Etheridge, M. A., 1986. Kinks in mica: role of dislocations and (001) cleavage. *Tectonophysics*, 127:49–65.
- [14] Nishikawa, O., Takeshita, T., 1999. Dynamic analysis and two types of kink bands in quartz veins deformed under subgreenschist conditions. *Tectonophysics*, 301:21–34.
- [15] Platt, J. P. and Vissers, R. L. M., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. Struct Geol*, 2:397–410.
- [16] Gapais, D. and White, S. H., 1982. Ductile shear bands in a naturally deformed quartzite. *Text Microstruct*, 5:1–17.
- [17] Hippertt, J., Rocha, A., Lana, C., Egydio-Silva, M., Takeshita, T., 2001. Quartz plastic segregation and ribbon development in high-grade striped gneisses. *J Struct Geol* 23:67–80.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شواهد اختلاط ماگمایی در گرانیتوئید کرتاسه جنوب سقز

سمیه قلی‌پور*

دکتری، پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
gholipoursomayeh1@gmail.com

حسین عزیزی

استاد، پترولوژی، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان
azizi1345@gmail.com

فریبرز مسعودی

استاد، ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
drfmasoodi@gmail.com

چکیده

توده گرانیتی کرتاسه جنوب سقز در ۲۰ کیلومتری شهر سقز با روندی از غرب به شرق مساحتی به وسعت ۸۰ کیلومتر مربع را پوشش می‌دهد و به لحاظ تقسیمات ساختاری زمین‌شناسی این منطقه در بخش شمالی زون سنندج- سیرجان واقع شده است. این توده گرانیتی حاوی تعداد زیادی انکلاوهای مافیک گرد شده است که در اندازه‌های مختلف از ۱ سانتی‌متر تا ۲۵ سانتی‌متر می‌باشند. این انکلاوها در کل حجم توده نفوذی پراکنده هستند ولی توزیع آن‌ها به صورت یکنواخت نمی‌باشد. علاوه بر انکلاوها در این توده گرانیتی زون هیبریدی نیز مشاهده می‌شود به این صورت که رنگ روشن توده گرانیتی به تدریج تیره می‌شود. در این مقاله با استفاده از مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی، تحولات ماگمایی توده گرانیتی کرتاسه جنوب سقز مورد بررسی قرار گرفته است. انکلاوهای کمپلکس گرانیتی کرتاسه جنوب سقز از نوع انکلاوهای مافیک میکروگرانولار ماگمایی MME هستند. به لحاظ سنگ‌شناسی این مجموعه شامل گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و گابرو دیوریت است. ترکیب کانیایی این انکلاوها تفاوت چندانی با توده اصلی ندارد و تنها از لحاظ نسبت کانی‌ها با یکدیگر فرق دارند. وجود بافت‌هایی در هم رشدی مختلف مثل گرانوفیری، پرتیت و آنتی‌پرتیت، زون اسپایک، حواشی گرد شده در پلاژیوکلازها و بیوتیت و آمفیبول دارای خوردگی همگی شواهدی از اختلاط ماگمایی است. مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی نشان می‌دهد که اختلاط ماگمایی به‌عنوان یک تحول ماگمایی اساسی بین یک ماگمای مافیک با ماگمای فلسیک تشکیل دهنده سنگ‌های گرانیتوئیدی کرتاسه جنوب سقز رخ داده است.

کلمات کلیدی: گرانیت، انکلاو، زون هیبریدی، بافت‌های در هم رشدی، اختلاط ماگمایی.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Evidence of magma mixing from the south Saqqez Cretaceous granitoid

Somayeh Gholipour*

Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.
gholipoursomayeh1@gmail.com

Hossein Azizi

Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran.
azizi1345@gmail.com

Fariborz Masoudi

Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.
drfmasoodi@gmail.com

Abstract

The Saqqez granitoid is located in the Northern Sanandaj-Sirjan Zone in a large area of 80 km². The granitoids present abundant rounded enclaves, varies in size from 1 cm to 25 cm. The enclaves are scattered in entire bulk of intrusion but their distribution is not uniform. A hybrid zone that shows gradual change in color from whit to dark is also present the granitoid body. In this paper, the magmatic evolution of the Saqqez Cretaceous granitoid has been investigated, using field observations and petrographic studies. enclaves in the Saqqez Cretaceous granitoid are mafic microgranular-magmatic enclave (MME). Intrusive rocks are mainly granite, granodiorite, quartz diorite, and gabbro diorite. The mineralogy of the enclaves is mostly similar with granitoid but differs only in the mineral percentages. The presence of various intergrowth textures such as granophyre, perthite, antiperthite and spike zone, rounded margins in plagioclase, and corroded biotite and amphibole are all evidences of magmatic mixing. Field observations and petrographic studies reveal that magma mixing was a main magma process during the evolution between a mafic magma and the felsic magma which formed the Saqqez Cretaceous granitoid.

Keywords: granite, enclave, hybrid zone, magma mixing.



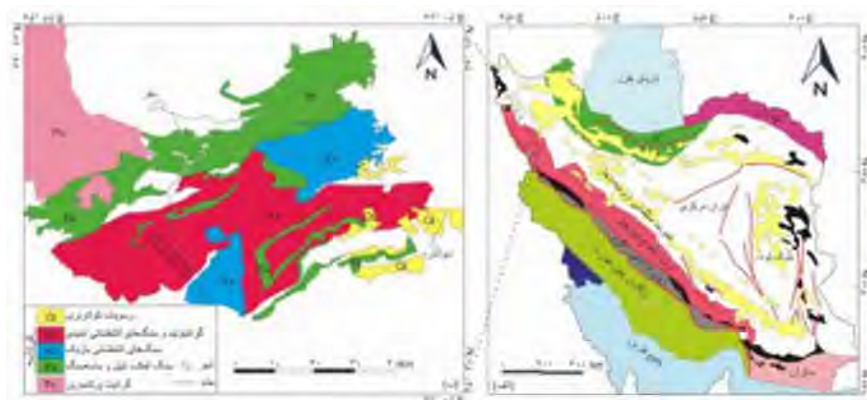
۱. مقدمه

تحولات ماگما طی بالا آمدن آن از جمله موارد مهمی است که پترولوژیست‌ها همواره از طرق مختلف به بررسی و مطالعه آن پرداخته‌اند، از جمله روش‌های بررسی و مطالعه تحولات ماگمایی، شواهد صحرایی، کانی‌شناسی، مشخصات بافتی، ژئوشیمیایی و ایزوتوپی است. انکلاوها یا بیگانه سنگ‌های محصور در سنگ‌های آذرین یکی از شواهد باارزشی هستند که اطلاعات زیادی از نحوه استقرار ماگمای توده‌های گرانیتی، فعل و انفعالات، منشأ ماگما، اتاق ماگمایی و غیره در اختیار سنگ‌شناسان قرار می‌دهند [1]. مطالعات زیادی در جاهای مختلف بر روی توده‌های دارای انکلاو جهت کسب اطلاعات درباره تحولات ماگمایی انجام شده است [6-1]. با توجه به ویژگی‌های ظاهری سنگ‌های اسیدی انکلاوها در آن‌ها راحت‌تر تشخیص داده می‌شود و به همین علت کسب اطلاعات از انکلاوهای آن‌ها در صحرا نسبت به سنگ‌های مافیک می‌تواند دقیق‌تر باشد و نمونه‌برداری جهت گام‌های بعدی پژوهش با درصد اطمینان بیشتری از سنگ‌ها و انکلاوهای آن‌ها انجام شود، از طرفی دیگر بررسی دقیق پتروگرافی انکلاوها و سنگ میزبان آن‌ها با تعیین بافت‌ها و مجموعه کانی‌های سنگ‌ها می‌تواند مکملی برای اطلاعات به‌دست آمده از این انکلاوها در صحرا باشد. توده گرانیتوئیدی کرتاسه جنوب سقز حاوی انکلاوهای زیادی می‌باشد که لازم است ارتباط این انکلاوها با توده گرانیتوئیدی جهت تعیین تحولات ماگمایی مشخص شود، در این مقاله با استفاده از مشاهدات صحرایی و مطالعات پتروگرافی این مسئله مورد بررسی قرار گرفته است.

۲. توده گرانیتوئیدی کرتاسه جنوب سقز

۲-۱. زمین‌شناسی عمومی و مشاهدات صحرایی

توده گرانیتوئیدی کرتاسه جنوب سقز در ۲۰ کیلومتری شهر سقز با روندی از غرب به شرق مساحتی به وسعت ۸۰ کیلومتر مربع را پوشش می‌دهد (شکل ۱). به لحاظ تقسیمات ساختاری زمین‌شناسی این توده در شمال زون سنندج- سیرجان واقع شده است [7]. این توده نفوذی سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی بازیک کرتاسه زیرین و پی‌سنگ پرکامبرین را قطع کرده است [8] (شکل ۱)، با توجه به مشاهدات صحرایی گاهی این سنگ‌ها به ویژه ریولیت‌های هم‌ارز آن‌ها در تناوب با سنگ‌های بازیک و رسوبی کرتاسه زیرین می‌باشند. این توده گرانیتی با رنگی روشن حاوی انکلاوهای مافیک گرد شده تا نیمه گرد شده‌ای هستند که در اندازه‌های مختلف از ۱ سانتی‌متر تا ۲۵ سانتی‌متر دیده می‌شوند. این انکلاوها تیره رنگ و ریز دانه‌تر از توده اصلی می‌باشند و مرز تماس آن‌ها کاملاً واضح و آشکار می‌باشد ولی گاهی انکلاوهای درشت‌تر زون تدریجی با توده میزبان نشان می‌دهند و تا حدودی گردشگری کمتری نسبت به انکلاوهای ریزتر دارند، به لحاظ رنگ انکلاوهای درشت، تیره‌تر از انکلاوهای ریز می‌باشند و دارای کانی‌های روشن کمی نسبت به انکلاوهای ریز می‌باشند، انکلاوها تا حدودی کشیدگی نیز نشان می‌دهند (شکل ۲). این انکلاوها در کل حجم توده نفوذی پراکنده هستند ولی توزیع آن‌ها به صورت یکنواخت نمی‌باشد و در حاشیه توده بیشتر قابل مشاهده هستند. علاوه بر انکلاوها در این توده گرانیتی زون هیبریدی نیز مشاهده می‌شود به این صورت که رنگ روشن توده گرانیتی به تدریج تیره می‌شود (شکل ۲).



شکل ۴: الف) نقشه زون‌های ساختاری ایران [7]. ب) نقشه منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه‌های تکاب، مهاباد، مریوان-بانه، سنندج با مقیاس ۲۵۰۰۰۰، [۱۲-۹].



شکل ۵: الف) توده گرانیتوئیدی کرتاسه جنوب سقز (دید به سمت شمال غرب). ب) انکلاوهای داخل توده گرانیتوئیدی، انکلاوهای بزرگتر از ۲۰ سانتی‌متر زون تدریجی با توده میزبان دارند و رنگ تیره‌تری نسبت به انکلاوهای کوچکتر دارند. پ) توده گرانیتی حاوی انکلاوهایی کشیده که جهت جریان ماگما را نشان می‌دهند، زون هیبریدی در گوشه بالای سمت دیده می‌شود. ت) انکلاوهای کوچکتر از لحاظ اندازه دانه و رنگ شبیه توده اصلی هستند. ث) تغییر رنگ تدریجی توده گرانیتوئیدی به علت اختلاط با یک ماگمای مافیک. ج) نمونه دستی از گرانیت حاوی انکلاو که قسمت وسط آن نسبت به حاشیه روشن‌تر می‌باشد.

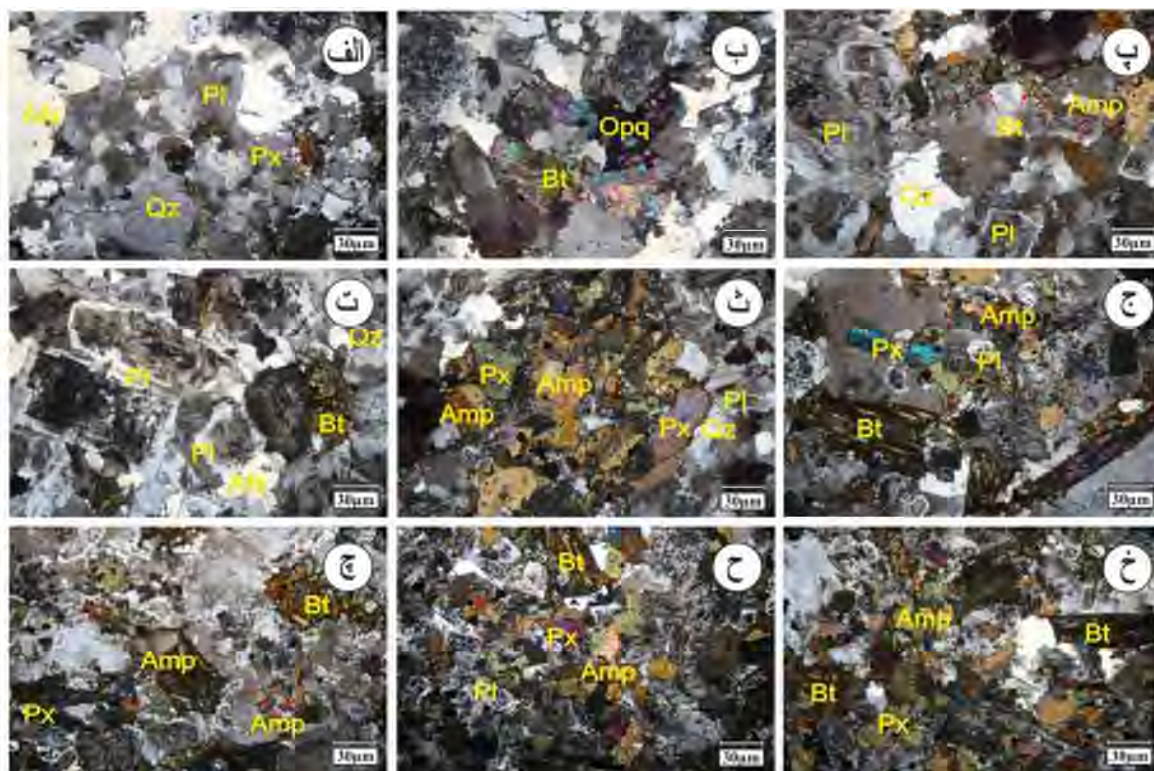


۲-۲. پتروگرافی

به لحاظ سنگ‌شناسی این مجموعه شامل گرانیت، گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و گابرویدیوریت است که ترکیب بافتی و کانیایی آن‌ها به صورت زیر می‌باشد:

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها کوارتز (۲۵-۳۵ درصد حجمی)، آلکالی فلدسپار (۴۰-۲۵ درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (۳۵-۲۰ درصد حجمی)، بیوتیت، آمفیبول و پیروکسن (۱۵-۱۰ درصد حجمی) و کانی‌های فرعی اسفن، زیرکن، آپاتیت سوزنی و کانی‌های اپک (۳ درصد حجمی) است. بافت اصلی این سنگ‌ها گرانولار می‌باشد و از بافت‌های دیگر قابل مشاهده در آن‌ها بافت پرتیتی، گرانوفیری و پوئی کیلیتیک می‌باشد. بلورهای پلاژیوکلاز خودشکل، ماکل آلبیتی و پلی سنتتیک را نشان می‌دهند و از ویژگی‌های مشخص دیگر نمایش زون اسپایک و سرستی شدن برخی از این بلورها می‌باشد. آلکالی فلدسپارهای بی شکل درشت بلور در اکثر موارد بافت پرتیتی نشان می‌دهند. کانی‌های کشیده و شکل‌دار پیروکسن که در برخی قسمت‌ها در حال تبدیل شدن به آمفیبول می‌باشند و برخی از آن‌ها تا حدودی اپیدوتی شده‌اند. بیوتیت‌ها نیز گاهی اپکی شدن را نشان می‌دهند. در مقاطع گرانیت‌ها، انکلاوهایی که اندازه آن‌ها کوچکتر از ۱ سانتی‌متر هست و به‌عنوان میکروانکلاو شناخته می‌شوند به‌طوری که در نمونه دستی قابل تشخیص نیستند و تنها در زیر میکروسکوپ به‌صورت لخته‌هایی از کانی‌های مافیک قابل مشاهده می‌باشند [13] دیده می‌شود (شکل ۳).

انکلاوهای منطقه و زون هیبریدی توده گرانیتوئیدی به ترتیب ترکیب گابرویدیوریت و کوارتز دیوریت را نشان می‌دهند. که بافت آن‌ها گرانولار است و بافت‌های فرعی پوئی کیلیتیک و آنتی پرتیت نیز در آن‌ها دیده می‌شود. ترکیب کانیایی آن‌ها شامل پلاژیوکلاز (۵۰-۴۰ درصد حجمی)، آلکالی فلدسپار (۲۰-۱۰ درصد حجمی)، کوارتز (۱۰-۵ درصد حجمی)، پیروکسن و آمفیبول (۳۰-۴۰ درصد حجمی)، بیوتیت (۳ درصد حجمی) و کانی‌های فرعی آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های اپک می‌باشد درشت بلورهای پلاژیوکلاز دارای حواشی گرد شده‌اند و زون اسپایک در آن‌ها کاملاً مشخص می‌باشد، گاهی پلاژیوکلازها و آلکالی فلدسپارها در هم آمیخته شده و بافت آنتی پرتیت را به نمایش گذاشته‌اند. کانی‌های آمفیبول هم به‌صورت اولیه و هم ثانویه که از تبدیل پیروکسن بوجود آمده‌اند در آن‌ها دیده می‌شود، کانی‌های اولیه آمفیبول به همراه بیوتیت به صورت محلی خوردگی نیز نشان می‌دهند (شکل ۳).



شکل ۶: الف) گرانیت، آلکالی فلدسپارهایی که بافت پرتیت را نشان می‌دهد. ب) کانی بیوتیت اپکی شده. پ) گرانودیوریتی که حاوی پلاژیوکلازهای با زون اسپایک و بیوتیت‌های دارای خوردگی است. ت) پلاژیوکلازهای با حواشی گرد شده و زون اسپایک. ث) میکروانکلاو داخل گرانیت. ج) نمونه‌ی دیوریتی از زون تدریجی بین انکلاو و گرانیت با کانی‌های مافیک بیوتیت، پیروکسن و آمفیبول با بافت آنتی پرتیت. چ) بافت آنتی پرتیت، بیوتیت و آمفیبول اولیه دارای خوردگی همراه با آمفیبول‌های ثانویه که از تبدیل پیروکسن بوجود آمده‌اند. ح) نمونه‌ای از انکلاوها با ترکیب گابرویدیوریتی. خ) کانی‌های مافیک بیوتیت، آمفیبول، پیروکسن و بافت آنتی پرتیت در انکلاوهای گابرویدیوریتی. حروف اختصاری: آلکالی فلدسپار=Afs، آمفیبول=Amp، اپک=Opq، بیوتیت=Bt، پلاژیوکلاز=Pl، پیروکسن=Px، کوارتز=Qtz، [14].

۳-۲. نتایج و بحث روی نتایج

شواهد اختلاط ماگمایی در سنگ‌های فلسیک کرتاسه سقز شامل ۱- شواهد صحرایی ۲- شواهد بافتی و ۳- شواهد کانیایی می‌باشد.

شواهد صحرایی این سنگ‌ها انکلاوها و زون هیبریدی هستند، انکلاوها بر اساس منشأ به چهار گروه تقسیم می‌شوند [2-6,13]:
۱- زینولیت‌ها قطعات سنگی هستند که در حین جایگیری ماگمای گرانیتی محصور شده‌اند، ۲- MMEs (انکلاوهای مافیک میکروگرانولار ماگمایی) گلوله‌های کروی از ماگمای مافیک هستند که به داخل ماگمای گرانیتی تزریق شده‌اند [15]؛ ۳- اتولیت‌ها که به‌عنوان قطعات تجمع یافته از مراحل اولیه تبلور ماگمای گرانیتی در نظر گرفته می‌شوند [16,17] ۴- باقی‌مانده‌ها، بقایای جامد ذوب نشده از سنگ‌های پوسته‌ای هستند [2,3]. با توجه به شواهد صحرایی انکلاوهای توده کمپلکس گرانیتی کرتاسه جنوب سقز



از نوع انکلاوهای مافیک میکروگرانولار ماگمایی MME با اندازه‌های مختلف می‌باشند، زون تدریجی انکلاوهای مافیک میکروگرانولار ماگمایی MME با توده اصلی نشان می‌دهد که این انکلاوها به داخل ماگمای فلسیک تزریق شده بودن و با آن در واکنش بوده‌اند که طی بالا آمدگی و جایگیری ماگمای فلسیک گرد شده‌اند [1] که گردشگری آن‌ها حاکی اقامت طولانی آن‌ها داخل ماگمای فلسیک و تعامل با آن بوده است. زون هیبریدی مشاهده شده در این توده گرانیتی (شکل ۲) نشانگر این هست که ماگمای فلسیک تشکیل دهنده سنگ‌های گرانیتی با یک ماگمای مافیک اختلاط داشته است [13] و توزیع انکلاوها در کل توده نشان می‌دهد که اختلاط محدود نبوده است.

از سویی دیگر با توجه به مشخصات پتروگرافی ترکیب کانیایی این انکلاوها تفاوت چندانی با توده اصلی ندارد و تنها از لحاظ نسبت کانی‌ها با یکدیگر فرق دارند و همچنین ترکیب کانیایی میکرو انکلاوهای موجود در توده نفوذی که بقایایی از تزریق ماگمای مافیک به داخل ماگمای فلسیک هستند کاملاً شبیه انکلاوهای بزرگ می‌باشد که نشان دهنده قرابت آن‌ها است، این شباهت‌ها در ترکیب کانیایی می‌تواند بیانگر اختلاط ماگمایی باشد [18]. وجود بافت‌هایی مختلف مثل گرانوفیری، پرتیت و آنتی‌پرتیت که هم در زون تدریجی انکلاوها با گرانیت و هم در خود توده گرانیتی دیده می‌شود و تشکیل زون اسپایک در پلاژیوکلازها و نمایش حواشی گرد شده در این کانی‌ها نمی‌تواند در حالت تعادل یک ماگما ایجاد شده باشد و نشانگر یک شرایط غیرتعادلی است که شاید به علت تغییر ترکیب ناشی از اختلاط ماگمایی بوده باشد [19]. وجود خوردگی‌های محلی در کانی‌های مافیک نظیر بیوتیت و آمفیبول و اپکی شدن بیوتیت‌ها در اثر تغییر دما و فشار و تغییر ترکیب ناشی از اختلاط ماگمایی می‌باشد [20].

۳. نتیجه‌گیری

تلفیق نتایج مشاهدات صحرایی با مطالعات پتروگرافی در این تحقیق نشان می‌دهد که اختلاط ماگمایی به‌عنوان یک تحول ماگمایی اساسی بین یک ماگمای مافیک با ماگمای فلسیک تشکیل دهنده سنگ‌های اسیدی کرتاسه جنوب سقز رخ داده است و با توجه به پراکندگی انکلاوها در کل توده گرانیتی و همچنین مشاهده شواهد پتروگرافی در اکثر مقاطع نازک تهیه شده از نقاط مختلف توده گرانیتی، این اختلاط محدود نبوده و در کل توده صورت گرفته است.

منابع

- [1] Didier, J., 1973. Granites and their enclaves: The bearing of Enclaves on the Origin of Granites. Development in Petrology, 3. Elsevier, Amsterdam, 393 p.
- [2] Chappell, B.W., White, A.J.R. and Wyborn, D., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. Journal of Petrology, 28, 1111-1138.
- [3] Chen, Y.D., Price, R.C. and White, A.J.R., 1989. Inclusion in three S-type granites from Southeastern Australia. Journal of Petrology, 30, 1181-1218.
- [4] Dodge, F.C.W. and Kistler, R.W., 1990. Some additional observations on inclusions in the granitic rocks of the Sierra Nevada. Journal of Geophysical Research, 95, 17841-17848.
- [5] Didier, J. and Barbarin, B., 1991. Enclaves and Granite Petrology. Elsevier, Amsterdam, 625 p.
- [6] Barbarin, B. and Didier, J., 1992. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 83, 145-153.
- [7] Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 52, 1229-1258.



[8] Gholipour, S., Azizi, H., Masoudi, F., Asahara, Y., Tsuboi, M. (in press), Zircon U-Pb ages, geochemistry, and Sr-Nd isotope ratios for Early Cretaceous magmatic rocks, southern Saqqez, northwestern Iran. *Chemie der Erde-Geochemistry*.

[۹] علوی نائینی، م.، حاجیان، ج.، عمیدی، م.، بلورچی، ح.، ۱۹۸۲. نقشه زمین‌شناسی تکاب (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰) ش: C4، سازمان زمین‌شناسی، تهران.

[۱۰] افتخارنژاد، ج.، ۱۹۷۳. نقشه زمین‌شناسی مهاباد (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰) ش: B4، سازمان زمین‌شناسی، تهران.

[۱۱] نوگل سادات، م.ع.ا.، هوشمندزاده، ع.، ۱۹۹۳. نقشه زمین‌شناسی مریوان-بانه (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰) ش: B5، سازمان زمین‌شناسی، تهران.

[۱۲] زاهدی، م.، حاجیان، ج.، بلورچی، ح.، ۱۹۸۵. نقشه زمین‌شناسی سنندج (مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰) ش: C5، سازمان زمین‌شناسی، تهران.

[13] Kim, J.S., Shin, K.C. and Lee, J.D., 2002. Petrographical study on the Yucheon granite and its enclaves. *Geosciences Journal*, 6(4), p.289.

[14] Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am. Mineral.* 95, 185–187.

[15] Didier, J., 1991. The various types of enclaves in the Hercynian granitics of the Massif Central, France. In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, p. 47-62.

[16] Phillips, G.N., Wall, V.J. and Clemens, J.D., 1981. Petrology of the Strathbogie Batholith: a cordierite-bearing granite. *Canadian Mineralogist*, 19, 47-63.

[17] Clemens, J.D. and Wall, V.J., 1988. Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. *Lithos*, 21, 53-66.

[18] Barbarin B., Bateman P.C. 1986. Origin and evolution of mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada. 14th International Mineralogical Association Meeting, Stanford, California, 1986, Abstracts with Programs. 50.

[19] Raymond, L.A., 2002. *The study of Igneous, Sedimentary and Metamorphic Rocks*. McGraw Hill, p: 720.

[20] Bateman, R., Martín, M.P. and Castro, A., 1992. Mixing of cordierite granitoid and pyroxene gabbro, and fractionation, in the Santa Olalla tonalite (Andalucia). *Lithos*, 28(2), pp.111-131.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



مطالعه پترولوژی سنگ های آندزیتی الیگومیوسن غرب تربت حیدریه

سهیلا ساکی*

دانشجوی دکترا پترولوژی، دانشگاه خوارزمی

s.saki1390@gmail.com

محمود صادقیان

دانشیار پترولوژی، دانشگاه صنعتی شاهرود

m.sadeghian1392@gmail.com

امیر علی طبخ شعبانی

استادیار پترولوژی، دانشگاه خوارزمی

aatshabani@gmail.com

محسن حمیدی

دانشجوی دکترا پترولوژی، دانشگاه صنعتی شاهرود

Hamidimohsen1988@gmail.com

چکیده

سنگهای ولکانیک الیگومیوسن غرب تربت حیدریه عمدتاً ترکیب آندزیت داشته و با ساخت منشوری بر روی واحدهای آذر آواری ائوسن منطقه قرار گرفته اند. مطالعات دقیق صحرایی و پتروگرافی انجام گرفته بر روی منطقه نشان داد این سنگها عمدتاً بافت پورفیری و گلوموپورفیری را نشان می دهند و کانیهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و اپک کانی های اصلی این سنگها را تشکیل می دهند. برای تعیین سری ماگمای سنگ های آذرین از نمودار $FeO^*-(Na_2O+K_2O)-MgO$ استفاده شد که بر اساس این طبقه بندی تمام نمونه ها همگی در محدوده کالک آلکالن قرار گرفتند. مطالعه ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی سبک LREE ها نسبت به سنگین HREE ها غنی شدگی قابل توجهی نشان می دهند که می تواند نشان دهنده ی میزان ذوب بخشی باشد.

کلمات کلیدی: پترولوژی- ژئوشیمی- الیگومیوسن- آندزیت- تربت حیدریه.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Petrological study of Oligomiocene andesitic rocks, west of Torbat-e Heydariyeh

Soheila saki*

Ph.D student in Petrology, Kharazmi University

s.saki1390@gmail.com

Mahmoud Sadeghian

Associate Professor of Petrology, Shahrood University of Technology

m.sadeghian1392@gmail.com

Amir Ali Tabakh Shabani

Assistant Professor of Petrology, Kharazmi University

aatshabani@gmail.com

Mohsen Hamidi

Ph.D student in Petrology, Shahrood University of Technology

Hamidimohsen1988@gmail.com

Abstract

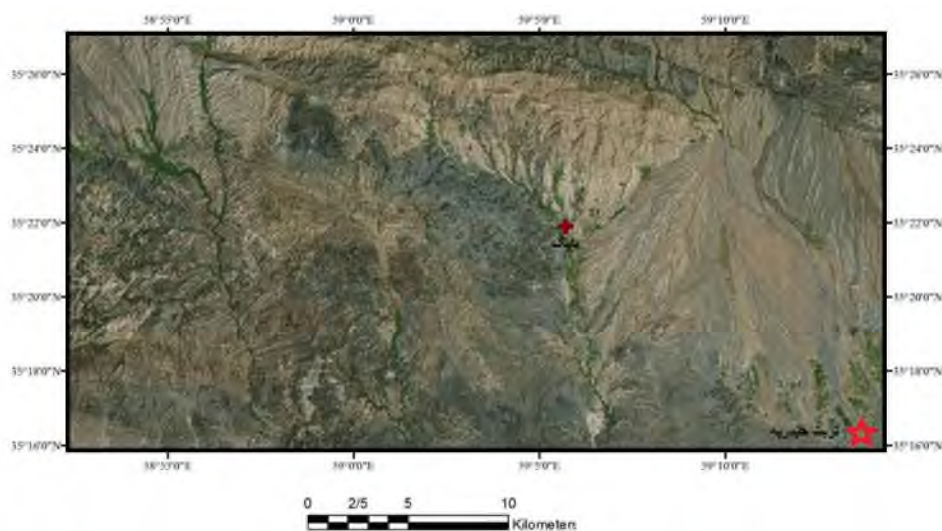
The Oligomiocene volcanic rocks west of Torbat-e Heydariyeh are mainly composed of andesite and are located on the Eocene pyroclastic units by columnar Structure. Detailed field and petrographic studies performed on the area showed that these rocks mainly show porphyry and glomoporphyre texture and plagioclase, pyroxene and opaque mineral are the main minerals of these rocks. $FeO^* - (Na_2O + K_2O) - MgO$ diagrams were used to determine the series of igneous rock magmas. Based on this classification, all samples were in the calc-alkaline field. Geochemical study of Light Rare Earth Element (LREE)s show significant enrichment compared to Heavy Rare Earth Element (HREE)s, which can indicate the rate of melting.

Keywords: Petrology, Geochemistry, Oligomiocene, Andesite, Torbat-e Heydariyeh.



۱. مقدمه

منطقه مورد مطالعه در ۲۰ کیلومتری غرب شهرستان تربت حیدریه در استان خراسان رضوی، بین طول‌های جغرافیایی ۵۲'، ۵۸' تا ۱۲'، ۵۹' و عرض‌های جغرافیایی ۱۶'، ۳۵' تا ۲۶'، ۳۵' واقع شده و بخشی از واحد ساختمانی ایران مرکزی می‌باشد. این منطقه در محدوده نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰۰ تربت حیدریه و ۱:۱۰۰۰۰۰۰ فیض آباد قرار می‌گیرد. شکل ۱ تصویر ماهواره لندست منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



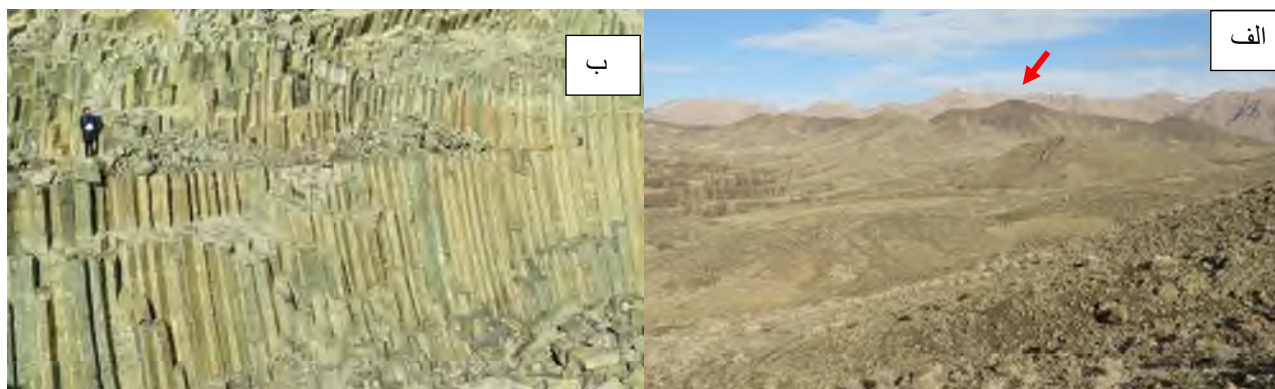
شکل ۱ تصویر ماهواره ای منطقه مورد مطالعه برگرفته از ماهواره Bing نرم افزار Sas Planet.

در زمان آلیگوسن - میوسن حرکات زمین‌ساختی، شکستگی‌های ژرف سنگ‌کره و فعالیت‌های کششی محدود سبب شد تا بخشی از سنگ‌های آذرین این زمان از نوع روانه‌های گدازه‌ای باشد. این سنگ‌ها بر روی واحدهای آذر آواری ائوسن منطقه قرار گرفته‌اند و با رنگ تیره خود در ارتفاعات و راس تپه‌ها مشخص می‌باشند (شکل ۲-الف). دبی منشوری یا ساخت ستونی از شاخصه‌ها و ویژگی‌های این سنگ‌ها بوده بطوری که یک مجموعه کم نظیری را در منطقه شمال شرق و حتی ایران تشکیل داده است (شکل ۲-ب). ارتفاع این منشورها با توجه به ضخامت گدازه در نقاط مختلف متفاوت بوده بطوری که در بایگ به ۷ تا ۸ متر و در معادن غرب بخش بایگ و شمال روستای فدیهه ارتفاع آنها به ۱۰ متر می‌رسد و ظاهراً تا اعماق بیشتری نیز ادامه دارد.

مطالعات جدید از [1] نشان می‌دهد مناطقی که دارای وضعیت مشابه با ولکانیک‌های منطقه غرب تربت حیدریه می‌باشند، در محدوده زمانی الیگوسن- میوسن از طریق مجاری دایکی تغذیه‌کننده به درون حوضه‌های رسوبی- دریاچه‌ای کم عمق یا محیط-های کم عمق تبخیری- تخریبی راه یافته‌اند و در ضمن برخی از آنها نیز بر روی محیط‌های خشکی جاری شده‌اند. در نتیجه روانه‌های بازالتی و آندزیتی تشکیل شده در این مناطق، از ویژگی‌های جالب توجه و منحصر به فرد خاص خود برخوردار می‌باشند. در این مقاله ما به بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی این آندزیت‌ها می‌پردازیم.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۲- الف- رخنمون تیره رنگ ولکانیک های الیگومیوسن بر روی واحدهای ائوسن- ب- نمای نزدیک از رخنمون ساختار منشوری منحصر به فرد در آندزیت های غرب تربت حیدریه نشان می دهد.

۲- بحث

۲-۱- روش ها و مواد

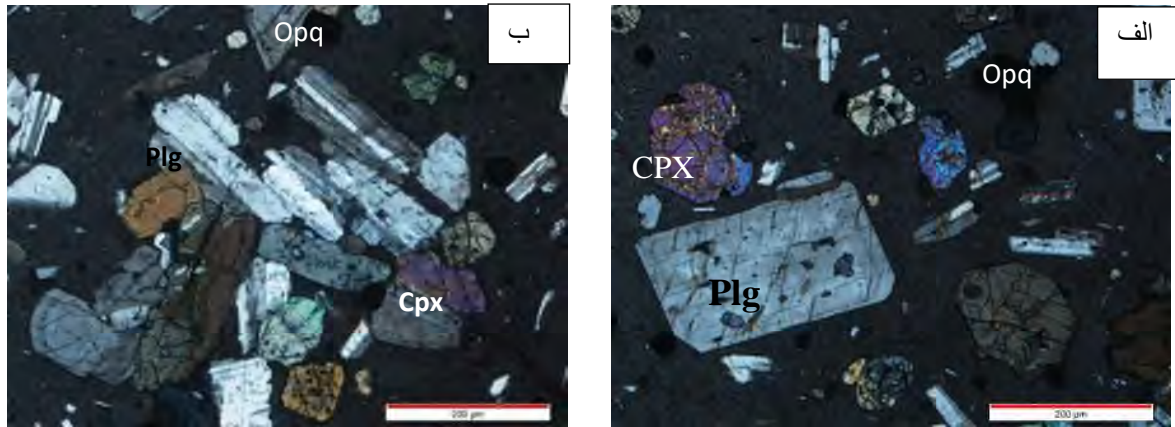
بررسی های صحرائی با انتخاب رخنمون های مناسب و برداشت ۱۰۰ نمونه انجام شده است. پس از انتخاب نمونه های مناسب و تهیه ۶۰ عدد مقطع نازک میکروسکوپی (در دانشکده علوم زمین دانشگاه خوارزمی) و بررسی سنگ نگاری با میکروسکوپ پلاریزان، برای شناخت و بررسی دقیق سنگها و کانی ها و نیز مشخص کردن ترکیب شیمیایی آنها، ۸ نمونه که حداقل شواهد دگرسانی را داشتند انتخاب و برای آنالیز سنگ کل به روش XRF و ICP-MS به آکادمی علوم چین ارسال شدند.

۲-۲ پتروگرافی

سنگهای ولکانیک غرب تربت حیدریه از آندزیت تشکیل شده اند. نمونه های مورد مطالعه دارای بافت پورفیری و گلوموپورفیری می باشند و کانی های پلاژیوکلاز، پیروکسن و اپک کانیهای اصلی این سنگها می باشند (شکل ۲). فراوانترین فنوکریست نمونه های سنگی منطقه، پلاژیوکلاز می باشد این بلورها عمدتاً سالم و خود شکل بوده و به ندرت دگرسانی در آنها دیده می شود. پلاژیوکلازها عمدتاً دارای ماکل تکراری (پلی سنتتیک) هستند. فنوکریست های کلینوپیروکسن به صورت بلورهای اوژیت به رنگ سبز روشن، تقریباً خودشکل با زاویه خاموشی مایل و ۲ جهت رخ عمود بر هم شناخته می شود. کانی های اپک بیشتر شامل اکسیدهای آهن هستند که به صورت شکل دار و نیمه شکل دار در زمینه و ندرتاً در متن فنوکریستها یافت می شوند (شکل ۲).



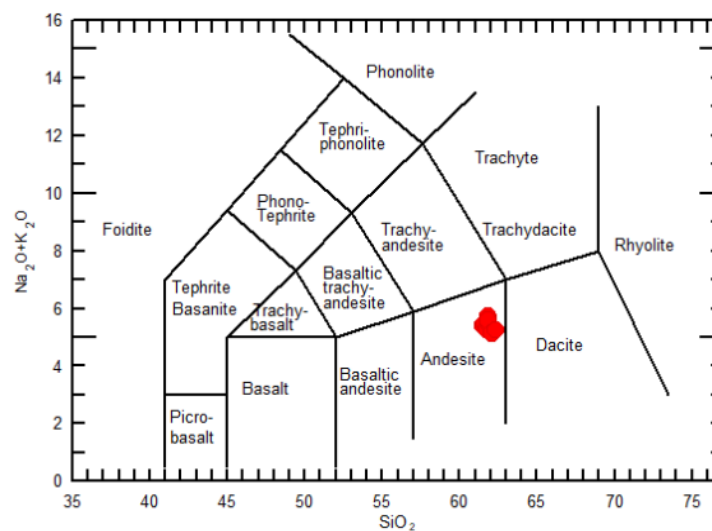
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
 ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
 The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
 10-11 November, 2020



شکل ۲- بافت های اصلی آندزیت های مورد مطالعه - الف - پورفیری - ب گلوموپورفیری. علائم اختصاری: Plg - پلاژیوکلاز، Cpx - کلینوپیروکسن و Opq کانی اپک.

۲-۳ ژئوشیمی

درصد سیلیس نمونه های تجزیه شده غرب تربت حیدریه در حدود ۶۰-۶۵ درصد تغییر می کند و در دیاگرام طبقه بندی [5] که بر اساس مجموع $(Na_2O + K_2O)$ در مقابل SiO_2 بوده نمونه های مورد مطالعه در این نمودار در محدوده آندزیت قرار می گیرند (شکل ۳).



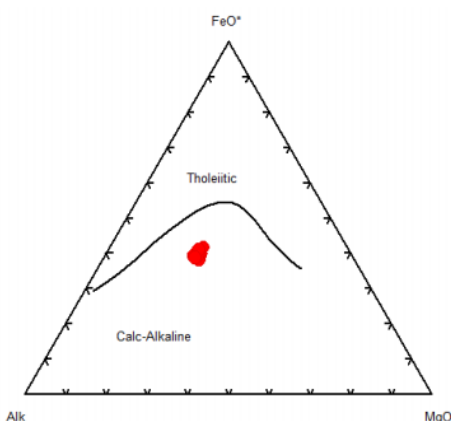
شکل ۳- موقعیت نمونه های منطقه مورد مطالعه در نمودار طبقه بندی [5].



۲-۴ سری ماگمایی

به طور کلی سنگهای آذرین به سریهای ماگمایی مختلفی تعلق دارند و مولفین مختلف بر اساس ویژگی های ژئوشیمیایی نامهای متفاوتی را به آنها اختصاص داده اند.

[3] برای تعیین سری ماگمای سنگ های آذرین بر اساس نمودار $FeO^*-(Na_2O+K_2O)-MgO$ را پیشنهاد نمودند که بر اساس این طبقه بندی تمام نمونه ها همگی در محدوده کالک آلکالن قرار گرفتند (شکل ۴). این نمودار تغییرات درصد آهن ماگماهای مختلف را در طول روند تفریق نشان می دهد. سری های تولییتی نسبت به کالک آلکالن بویژه در ترم های حدواسط غنی شدگی از آهن را نشان می دهند. به عقیده [4] علت این امر پایین بودن فشار بخشی اکسیژن در هنگام تفریق ماگمای تولییتی است. ولی در مورد سریهای کالک آلکالن به دلیل بالا بودن فشار بخشی اکسیژن، تبلور زود رس اکسیدهای آهن و تیتان مانع از غنی شدگی آهن شده و با پیشرفت تبلور روند تفریق به طرف فراوانی آلکالن می شوند.



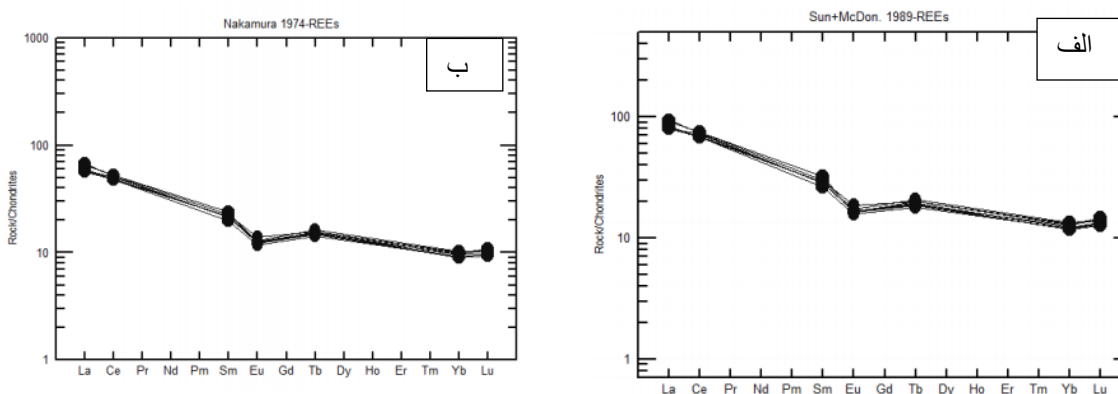
شکل ۴- نمودار سه تایی [3] جهت تفکیک محدوده های تولییتی و کالک آلکالن و موقعیت نمونه های منطقه بر روی آن.

۲-۵- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی

عناصر کمیاب خاکی کاربرد فراوانی بخصوص در پترولوژی آذرین دارند. شامل عناصر نادر خاکی (REE) یا لانتانیدها شامل پانزده عنصر با اعداد اتمی ۵۷ تا ۷۱ را هم جزو آن ها محسوب می نمایند. عناصر نادر خاکی به دو گروه تقسیم می شوند، عناصر نادر خاکی سبک (LREE) که شامل La تا Sm می باشد و عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) که شامل Gd تا Lu می باشد. البته گروه سوم نیز برای این عناصر تعریف می شود، عناصر نادر خاکی متوسط (MREE) که شامل Sm تا Ho می باشد، این عناصر بیشتر جایگزین عناصر اصلی در ساختار کانی ها می شوند و معمولاً به تنهایی قادر به ساختن کانی مخصوص به خود نیستند. با توجه به فراوانی کمتر نسبت به عناصر اصلی، بیشتر در تفسیر و تحلیل فرآیندهای پترولوژیکی مثل ذوب بخشی در گوشته، تبلور تفریقی و همچنین خصوصیات ژئوشیمیایی گوشته و به طور کمی تشخیص عمق تشکیل ماگماها بهره برد [9]. در این مطالعه



عناصر خاکی کمیاب موجود را نسبت به یک استاندارد خاص که معمولاً متئوریت کندریتی می باشد نرمالایز نمودیم (شکل ۵). نرمالایز کردن نسبت به کندریت ها از دو جنبه دارای اهمیت است، اولاً تغییرات فراوانی عناصر با عدد اتمی زوج و فرد برطرف می شود و ثانیاً هرگونه جدایش و تفکیکی که از عناصر REE نسبت به کندریت صورت گرفته باشد به آسانی قابل تشخیص است [9].



شکل ۵- نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی نمونه های سنگی مورد مطالعه بهنجار شده نسبت به کندریت. الف- [11] و ب- [6].

همانطور که در شکل ۵ مشخص شده است عناصر کمیاب خاکی سبک LREE ها نسبت به سنگین HREE ها غنی شدگی قابل توجهی نشان می دهند. به اعتقاد [10] با افزایش درجه ذوب بخشی تا حدود ۳۰ درصد از تمرکز REE به سرعت کاسته شده و پس از آن مذاب نمی‌تواند تغییرات مهمی در تمرکز عناصر کمیاب خاکی ایجاد کند. با توجه به این بررسی‌ها می‌توان استنباط کرد که شیب الگوی عناصر کمیاب خاکی (REE) می‌تواند نشان دهنده‌ی میزان ذوب‌بخشی باشد، به این صورت که در درجه‌های بسیار پایین ذوب‌بخشی، شیب این منحنی‌ها زیاد بوده و عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی بسیار بیشتری را نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهند. ولی با افزایش درجه‌ی ذوب‌بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) کاسته می‌شود [7]. بنابراین، می‌توان گفت که درجه‌های پایین ذوب‌بخشی گوشته در اعماق زیاد، به همراه وجود گارنت، زیرکن و روتیل در محل منبع و تفریق بعدی مذاب، از مهم‌ترین عوامل غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE بوده‌اند [1].

از دیگر ویژگی‌های نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در این نمودار آنومالی منفی Eu می باشد. به عقیده [9] جدا شدن فلدسپات از مذاب فلسیک چه توسط تفریق بلوری و چه بعلت ذوب بخشی که در آن فلدسپات در تفریق باقی می ماند باعث پیدایش آنومالی منفی Eu در مذاب می شود. شواهد پتروگرافی حاکی از وفور کانی پلاژیوکلاز در سنگهای منطقه بوده که با مطالب فوق ناسازگار است. [12] در مطالعه آزمایشی لوسیت، هرگز پلاژیوکلاز مشاهده نکرد از اینرو [8] و [2] پیشنهاد کردند که احتمالاً آنومالی منفی Eu در بیشتر سنگهای اولیه بازتاب درگیر شدن منشا با یک ترکیب مشتق شده پوسته ای نظیر رسوبات پوسته اقیانوسی فرورانده شده می باشد. همچنین به عقیده [9] در شرایطی که اکتیویته اکسیژن زیاد باشد ضریب جدایش Eu بین مذاب بازالتی پایین بوده و این عنصر همانند سایر عناصر کمیاب خاکی رفتار می کنند. از این رو می توان به پدیده فرورانش و همچنین بالا



بودن فوگاسیته اکسیژن در زمان تبلور بلورهای پلاژیوکلاز به عنوان عوامل احتمالی موثر در آنومالی منفی Eu نمونه های مورد مطالعه اشاره کرد.

۳- نتیجه گیری

از مجموع نمودارهای ژئوشیمی ارائه شده می توان این گونه نتیجه گرفت که سنگ های مورد مطالعه از تبلور یک ماگمای آندزیتی با ماهیت کالک آلکالن حاصل شده اند. این آندزیت ها دارای بافت پورفیری و گلوموپورفیری بوده و سه کانی اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن و اپک کانیهای اصلی آن را شامل می شوند. مطالعه ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی سبک LREE ها نسبت به سنگین HREE ها غنی شدگی قابل توجهی نشان می دهند که می تواند نشان دهنده ی میزان ذوب بخشی باشد، به این صورت که در درجه های بسیار پایین ذوب بخشی، شیب این منحنی ها زیاد بوده و عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) غنی شدگی بسیار بیشتری را نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) نشان می دهند. آنومالی منفی Eu در بیشتر سنگهای اولیه بازتاب درگیر شدن منشا با یک ترکیب مشتق شده پوسته ای نظیر رسوبات پوسته اقیانوسی فرورانده شده می باشد.

منابع

- [1] رستمی حصوری، م، (۱۳۹۶). پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی بازالت‌های الیگومیوسن نوار تروند - سبزوار (شمال ایران مرکزی). رساله دکتری، دانشگاه صنعتی شاهرود. ۲۵۵ ص.
- [2] Ellam, R. M., Hawkesworth, C. J., Menzies, M. A., Rogers, N. W., 1989. The volcanism of southern Italy: role of subduction and relationship between potassic and sodic alkaline magmatism. *J. Geophys. Res.* 94, 4589-4601.
- [3] Irvine T. N. and Baragar W. R. A. (1971) "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks" *Can. J. Earth Sci.* 8, 523-548.
- [4] Kuno, H., 1968. Origin of andesite and its bearing on the island arc structure, *Bull. Volc.*, 32.141-76.
- [5] Le Bas, Le maître, Streckisen and Zanettin., 1968. A chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali- silica Diagram. *J. Petrol.*, 27, part, 745-750.
- [6] Nakamura N. (1974) "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites" *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757-775.
- [7] Randive, K., Kumar, j.V, Bhondwe, A, Lanjewar, Sh., 2014. Understanding the behavior of rare earth element in minerals and rocks. **Gond. Geol. Mag.**, V. 29(1 and 2), 2014. pp.29-37
- [8] Rogres, N. W., Hawksworth, C. J., Parker, R. J., J. S., 1985. The geochemistry of potassic lava from the Vulcini central Italy and implication for mantle enrichment processes in upper mantle. *J. Volcano. Geotherm.Res.* 50. 85-99.
- [9] Rollinson H. R. (1993), "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation" Longman.
- [10] Srivastava R. K. and Singh R. K. (2004) "Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism" *Int. J. Earth. Sci.* 23: 373-389.
- [11] Sun S. S. and McDonough W. F. (1989) "Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes, in: *Magmatism in oceanic basins*, edited by: Saunders A. D. and Norry M. J." *Geol. Soc. London*, 42, 313-345.
- [12] Thomson, R, N., 1977. Primary basalts and magma genesis: III. Alban Hills, Roman comagmatic province, Central Italy. *Cotrib. Mineral. Petrol.* 55, 1-31.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



مطالعه میزان دگرگونی توده نفوذی گابرویی کوه ارغون، جنوب غرب ماهنشان

صمد بهنام

دانش‌آموخته کارشناسی ارشد پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

samadbehnam14@znu.ac.ir

محمد ابراهیمی*

دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

ebrahimi@znu.ac.ir

چکیده

منطقه مورد مطالعه در شمال روستای قراول‌خانه و در فاصله ۳۰ کیلومتری جنوب غرب ماهنشان واقع شده است. در کوه ارغون مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل شیست سبز، گنایس و آمفیبولیت با روند شمال غرب – جنوب شرق رخنمون دارد. در این مجموعه توده نفوذی گابرویی به سن کرتاسه پسین – پالئوسن نفوذ نموده که دارای ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند و کانی‌های کدر است. نظر به شواهد پتروگرافی و حضور کانی‌های شاخص رخساره شیست سبز و آمفیبولیت درجه پایین مانند کلریت، اپیدوت، کلسیت، اکتینولیت و کوارتز، وجود تاجی‌ها و کناره‌های واکنشی در پورفیروبلاستهایی که در عدم تعادل با زمینه هستند و نیز وجود بلورهای سودومورف (بلورهای کاملاً دگرگون شده با بافت آذرین اولیه) و بررسی واکنش‌های محتمل و دارای روند منطقی در زیرسیستم منیزیم با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک، می‌توان گفت این توده نفوذی دچار دگرگونی در حد رخساره شیست سبز و بخش زیرین آمفیبولیت (با حدود ۴۸۰ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۵ کیلو بار) شده است.

واژگان کلیدی: کوه ارغون، دگرگونی ناحیه‌ای، توده نفوذی گابرویی، زیرسیستم منیزیم، رخساره شیست سبز.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Degree of Metamorphism of gabbroic intrusion in Kuh-e-Arghun, SW of Mahneshan

Samad Behnam

M.Sc. in petrology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan
samadbehnam14@znu.ac.ir

Mohammad Ebrahimi*

Associate professor at Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan
ebrahimi@znu.ac.ir

Abstract

The study area is located at the north of Qaravolkhaneh village, about 30 km SW of Mahneshan. A complex of regional metamorphic rocks including green schist, gneiss and amphibolites are exposed with a NW-SE trend at the Arghun Mountain. A gabbroic intrusion is emplaced in the area with Triassic age, consists of plagioclase, hornblende, biotite, and minor phases such as magnetite, ilmenite, titanite and occasionally zircon. Considering petrographic evidence and existence of greenschist and lower amphibolites facies due to presence of minerals like chlorite, epidote, calcite, actinolite and quartz, symplectite textures and reaction rims of porphyroblasts, which are indications of un-equilibrium condition, along with pseudomorphs of original igneous minerals show that the pluton is metamorphosed at greenschist to lower amphibolites facies (at about 480 degree centigrade and 3.5 kbar pressure).

Keywords: Kuh-e-Arghun, regional metamorphism, dioritic pluton, greenschist facies.



مقدمه

منطقه مورد مطالعه در گوشه جنوب شرقی ورقه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تکاب- تخت سلیمان بین طول‌های جغرافیایی ۱۴ ۴۷ تا ۱۹ ۴۷ و عرض‌های جغرافیایی ۰۳ ۳۷ تا ۰۴ ۳۶ شمالی واقع شده است. این منطقه در تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران براساس بربریان و کینک (۱۹۹۱) [۱ و ۲] جزء ایران مرکزی و براساس Glig (۲۰۰۶) [۳] جزء زون سنج - سیرجان می‌باشد.

با توجه به خصوصیات سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی منطقه تکاب و سن‌یابی U/Pb بر روی زیرکن گنیس‌های گرانیتی منطقه تکاب که سن ۵۶۰ (Stockli et al., 2004) [۴] میلیون سال را بدست داده است، می‌توان این منطقه را جزء خرده قاره ایران مرکزی دانست (حاجی علی‌اوغلی، ۲۰۰۷) [۵]. با توجه به روابط چینه‌ای و مطالعات سنی منتشر شده، شاید بتوان زمان تشکیل توده گابرویی دگرگون شده را تریاس میانی- بالایی و همزمان با فاز کوهزایی سیمیرین پیشین در نظر گرفت. بنابر این سن دگرگونی این توده نفوذی را می‌توان به فازهای سیمیرین پسین و لارامید مربوط دانست.

روش مطالعه

این پژوهش پس از انجام مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری، از نمونه‌ها مقاطع نازک تهیه شد. سپس بررسی میکروسکوپی مقاطع انجام پذیرفت و براساس مطالعات پتروگرافی، کانی‌شناسی و مطالعه واکنش‌های محتمل در زیرسیستم منیزیم اعضای انتهایی فازهای سازنده سیستم و ارتباط آنها با همدیگر بررسی و نتایج بدست آمده گزارش گردید.

پتروگرافی توده نفوذی متاکابرویی

سنگ‌های گابرویی دگرگون شده در ابتدا دارای فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن و بافت‌های اینتراگرانولار و دانه‌ای بوده‌اند. پلاژیوکلاز مهمترین و فراوانترین کانی تشکیل دهنده این سنگ‌ها محسوب می‌شود. پلاژیوکلاز حدود ۵۵ تا ۶۵ درصد حجم این سنگ‌ها را شامل می‌شود و اغلب به صورت بلورهای خودشکل و نیمه‌خودشکل بوده و به صورت تیغه‌های ریز تا درشت و با ماکل تکراری قابل تشخیص‌اند. برخی بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی (زونینگ) می‌باشند (شکل ۱-۱b). کلریتی شدن، سریسیتی شدن و سوسوریتی شدن از جمله دگرسانی‌های قابل مشاهده در پلاژیوکلازها هستند. دگرسانی سوسوریتی بیشتر در مرکز بلورها رخ داده که حاکی از منطقه‌بندی عادی پلاژیوکلاز و غنی بودن مرکز بلور از کلسیم نسبت به حاشیه آن است. مهمترین کانی مافیک این سنگ‌ها پیروکسن است و مقدار آن به ۲۵ تا ۳۵ درصد می‌رسد (شکل ۱-۱c). از دیگر کانی‌های مافیک موجود در سنگ می‌توان به آمفیبول (هورنبلند) با فراوانی بین ۵ تا ۱۰ درصد اشاره نمود. آپاتیت، بیوتیت و کانی‌های کدر از جمله کانی‌های فرعی موجود در سنگ‌های مورد مطالعه هستند (شکل ۱-۱f). بعضی از بلورهای بیوتیت سالم و بدون تجزیه بوده ولی بعضی دیگر به کلریت تجزیه شده‌اند (شکل ۱-۱a).

پلاژیوکلاز: دارای انواع ماکلهای پلی سنتیک، پریکلین و تیغه‌های ماکل چند مرحله ای نامنظم می باشد. منطقه بندی (زونینگ) عادی و نوسانی(نشانهگر اختلاط ماگمایی) در این پلاژیوکلازها زیاد دیده می‌شوند (شکل ۱-۱d) در این سنگ‌ها در پلاژیوکلازها



پدیده کینک‌شدگی و گوه‌ای شدن ماکله‌ها فراوان به چشم می‌خورد که بدلیل وجود فشارهای برشی در حین یا بعد از تبلور توده می‌باشد (شکل ۱- b).

هورنبلند: این کانی در این سنگ‌ها با رخ‌های دو جهتی کاملاً واضح و در بعضی نقاط با ماکل ساده دیده می‌شود (شکل ۱- f) و اغلب به شکل منشوری و خرد شده بوده که در اثر آلتراسیون به کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۱- f).
بیوتیت: این کانی دارای خاموشی مستقیم و رخ یک جهتی واضح می‌باشد. بعضی از بلورهای بیوتیت سالم و بدون تجزیه بوده ولی بعضی دیگر به کلریت تجزیه شده‌اند و در اثر اعمال نیروهای تکتونیکی حاکم بر منطقه گاهی بلورهای بیوتیت دچار خمیدگی شده‌اند (شکل ۱- a).

شواهد دگرگونی در حد رخساره شیست سبز توده نفوذی گابرویی برمبنای مشاهدات پتروگرافی

دو فرآیند سرسیتی شدن و کلریتی شدن معمولاً در این سنگ‌ها با هم دیده می‌شوند به طوری که در دماهای پایین تا متوسط بیوتیت‌ها براحتی به کلریت تبدیل می‌شوند. در اکثر واکنش‌های مربوط به عمل کلریتی شدن مقداری K (پتاسیم) آزاد می‌شود که تا حدودی سرسیتی شدن پلاژیوکلازها به دلیل آن است.

با توجه به حضور کانی‌های شاخص رخساره شیست سبز مانند آلپیت + اپیدوت + کلریت + اکتینولیت + کوارتز، در بررسی میکروسکوپی نمونه‌های برداشت شده و شواهد زیر می‌توان گفت که توده نفوذی دیوریتی منطقه مورد مطالعه دچار دگرگونی در حد رخساره شیست سبز شده است. این شواهد عبارتند از:

۱ - اپیدوتیتی شدن: اپیدوت برجستگی نسبتاً بالایی داشته و عموماً با سایر کانی‌های غنی از کلسیم مانند هورنبلند، پلاژیوکلاز و تیتانیت همراه است. وجود مقدار زیاد Fe^3 باعث بالا رفتن بیرفرزانس اپیدوت است که تا رنگ‌های درجه ۳ هم پیش می‌رود. اپیدوت در مقاطع مربوط به گابروها معمولاً بصورت ثانویه بوده و از تجزیه پلاژیوکلازها بوجود آمده‌است با توجه به حضور گسترده این کانی در نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان گفت حضور اپیدوت به همراه وجود سایر کانی‌های رخساره شیست سبز نشان از دگرگون شدن این سنگ‌ها دارد. (شکل ۲- f)

۲ - کلریتی شدن: کلریت در مقاطع مربوط به گابروها بصورت ثانویه از تجزیه کانی‌های مثل بیوتیت و پیروکسن و آمفیبول بوجود آمده است (شکل ۲- b).

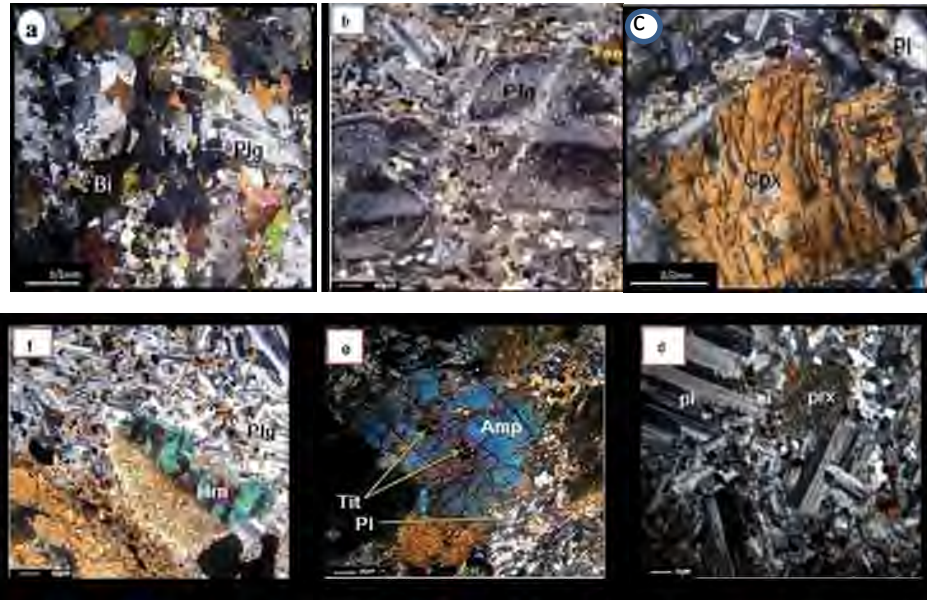
۳ - تاجی‌ها و کناره‌های واکنشی: نشانه آشکار از عدم تعادل میان فازهای ویژه در متابازیک‌های رخساره آمفیبولیت و درجه‌های پایین‌تر هستند. این سیم‌ها گرداگرد پورفیروبلاست‌هایی که در عدم تعادل با شرایط زمینه هستند، دیده می‌شوند و واکنش همراه با عدم تعادل‌های پی در پی می‌تواند باعث سودومورف شدن بخشی یا کامل فاز ناپایدار شود (شکل ۲- c).

۴ - کلسیتی شدن: تجزیه آمفیبول به کلسیت نیز در مقاطع میکروسکوپی مشاهده می‌شود (شکل ۲- d).

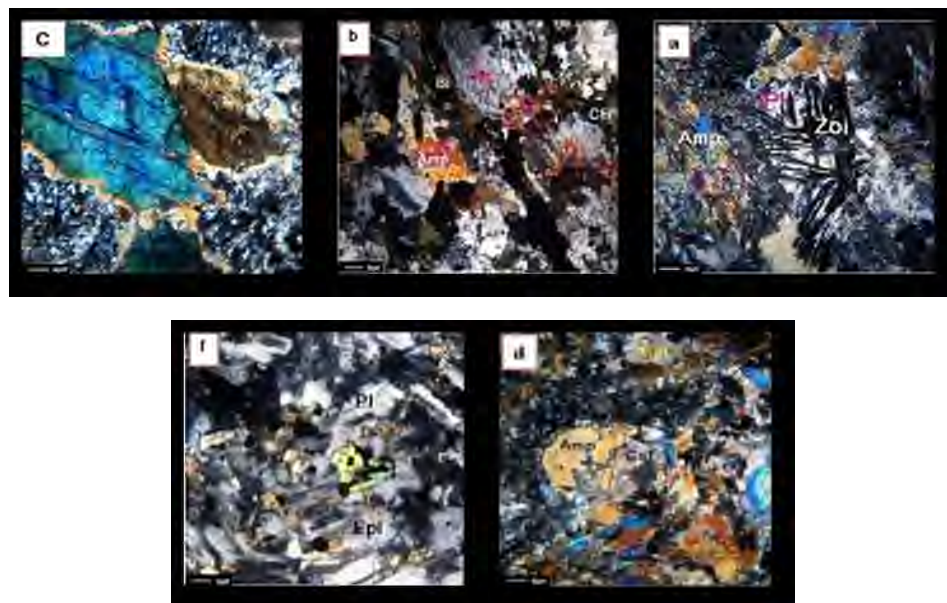
۵ - کانی‌های اپاک نیز که حاصل تجزیه گانی‌های مافیک می‌باشند، در مقاطع دیده می‌شوند (شکل ۲- b).



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
 ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
 The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
 10-11 November, 2020



شکل ۱: (a). بیوتیت اولیه و ائوهدرال. (b). پلاژیوکلاز با بافت نوسانی سریستی شده. (c). کلینوپیروکسین، (d). بافت گرانوبلاستیک و کینک‌شدگی پلاژیوکلاز. (e). تیتانیت حاصل از تجزیه آمفیبول و تجزیه پلاژیوکلاز به اپیدوت. (f). هورنبلند ماکل دار. (میدان دید ۳ mm و همه در نور xpl)





شکل ۲: (a) زوئیزیت حاصل از پلاژیوکلاز. (b) کلریت حاصل از تجزیه بیوتیت (c). تاجی‌های واکنشی موجود در فنوکریست‌های آمفیبول (هورنبلند) (d). کلسیت حاصل از تجزیه آمفیبول. (f) اپیدوت حاصل از تجزیه پلاژیوکلاز (e, f) با میدان دید ۱/۲ mm. همه تصاویر در نور xpl گرفته شده‌اند.

دگرگونی سنگ‌های بازیگ (متابازیت‌ها)

سنگ‌های دگرگونی مافیک از سنگ‌های آذرین مافیک، اساساً بازالت‌ها و آندزیت‌ها و به مقدار کم اهمیت‌تر از گابرو مشتق می‌شوند. از آنجائی که سنگ‌های بازیگ از $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO-FeO}$ غنی هستند، غالباً کانی‌های کلریت-اکتینولیت و اپیدوت را در دگرگونی حرارت پایین (رخساره شیست سبز) و هورنبلند را در درجه حرارتهای بالاتر (رخساره آمفیبولیت) بوجود می‌آورند. در حرارتهای بالاتر سنگ‌های حاوی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن تشکیل می‌گردند. با توجه به وجود انحلال جامد گسترده بین کانی‌های موجود در سنگ‌های متابازیک (انحلال جامد بین پلاژیوکلازهای Ca و Na دار و انحلال جامد بین Fe و Mg)، این سنگ‌ها حساسیت زیادی به تغییرات حرارت و فشار نشان نمی‌دهند.

ترموبارومتری توده نفوذی منطقه مورد مطالعه با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک و بر مبنای مشاهدات پتروگرافی

جهت انجام محاسبات ژئوترموبارومتری از روش‌های گوناگونی می‌توان استفاده کرد. در این مقاله سعی شده است با استفاده از مشاهدات پتروگرافی و شواهد فابریکی، واکنش‌گرها و محصولات آنها که دارای شرایط زیر باشند، مشخص شوند. الف- با توجه به اینکه درجه دگرگونی نمونه‌های برداشت شده در حد رخساره شیست سبز و بخش زیرین آنها در حد رخساره آمفیبولیت می‌باشند نمونه‌های برای تعیین واکنش‌گرها و محصولات آنها انتخاب شدند که در آنها واکنش‌گرها با حفظ بافت اولیه به کانی‌های دیگر تبدیل شده‌اند [۷].

ب- نمونه انتخاب شده باید دارای حداکثر تعداد فازهای کانی‌شناسی باشد تا بتوان یک یا چند واکنش بین اعضای نهایی تشکیل‌دهنده آن پیشنهاد نمود.

ج- تمامی فازهای انتخاب شده برای واکنش باید با هم در تعادل شیمیایی باشند [۸].

و در نهایت با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک واکنش‌های محتمل را مشخص نمودیم و سپس از بین این واکنش‌ها، واکنش‌های دارای روند منطقی را انتخاب و در نهایت دما و فشار دگرگونی را محاسبه می‌نماییم. ضمناً اختصارات نام کانی‌ها در این فصل از [۹] اقتباس شده‌اند.

سازنده‌های فازی مرحله دگرگونی رخساره شیست سبز با استفاده از شواهد فابریکی و مشاهدات پتروگرافی و بررسی نمونه‌های استاندارد مشابه، با در نظر گرفتن اکتیویته ایده‌آل عبارتند از:

آمفیبول: (ترمولیت $(\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$) و فرواکتینولیت $(\text{Ca}_2\text{Fe}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$))، پلاژیوکلاز: (آنورتیت $(\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$))، پیروکسن: (دیوپسید $(\text{CaMgSi}_2\text{O}_6)$) و هیدنبرژیت $(\text{CaFeSi}_2\text{O}_6)$ ، کلریت: (کلینوکلر $(\text{Mg}_5\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_4)$)، آمسیت



$(Mg_4Al_4Si_2O_{10}(OH)_4)$ و دافنیت $(Fe_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_4)$ ، اپیدوت: (زوئیزیت $(Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH))$ ، کوارتز: (SiO_2) ، مسکویت: $(KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2)$ ، آب: (H_2O) ، میکای سیاه: (فلوگوپیت $(KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2)$ و آنیت $(KFe_3AlSi_3O_{10}(OH)_2)$).

با توجه به سازنده‌های فازی، سازنده‌های سیستم عبارتند از:

Al_2O_3 , K_2O , FeO , MgO , CaO , SiO_2 و H_2O .

برای بدست آوردن حداکثر و حداقل دمای ممکن دگرگونی، بررسی‌های ترمودینامیکی در زیرسیستم اعضای نهایی کانی‌های منیزیم‌دار صورت گرفته است.

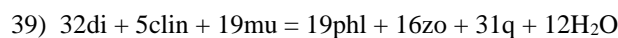
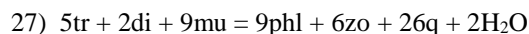
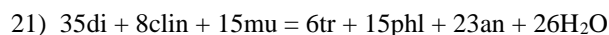
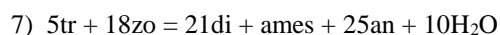
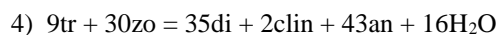
اعضای انتهایی زیرسیستم منیزیم با لحاظ اکتیویته ایده‌آل:

Al_2O_3 , K_2O , MgO , CaO , SiO_2 , H_2O (AKMCSH)

سازنده‌های فازی این زیرسیستم عبارتند از: ترمولیت (tr)، آنورتیت (an)، زوئیزیت (zo)، دیوپسید (di)، فلوگوپیت (phl)، کلینوکلر (clin)، آمسیت (ames)، مسکویت (mu)، کوارتز (q) و آب (H_2O) .

در شکل (۱) نمودار دما - فشار برای این واکنش‌ها ترسیم شده است و نشان می‌دهد که فشار در حدود ۳/۵ کیلوبار و دما در حدود ۴۸۰ درجه سانتیگراد می‌باشد که با شرایط رخساره شیست سبز هماهنگی دارد.

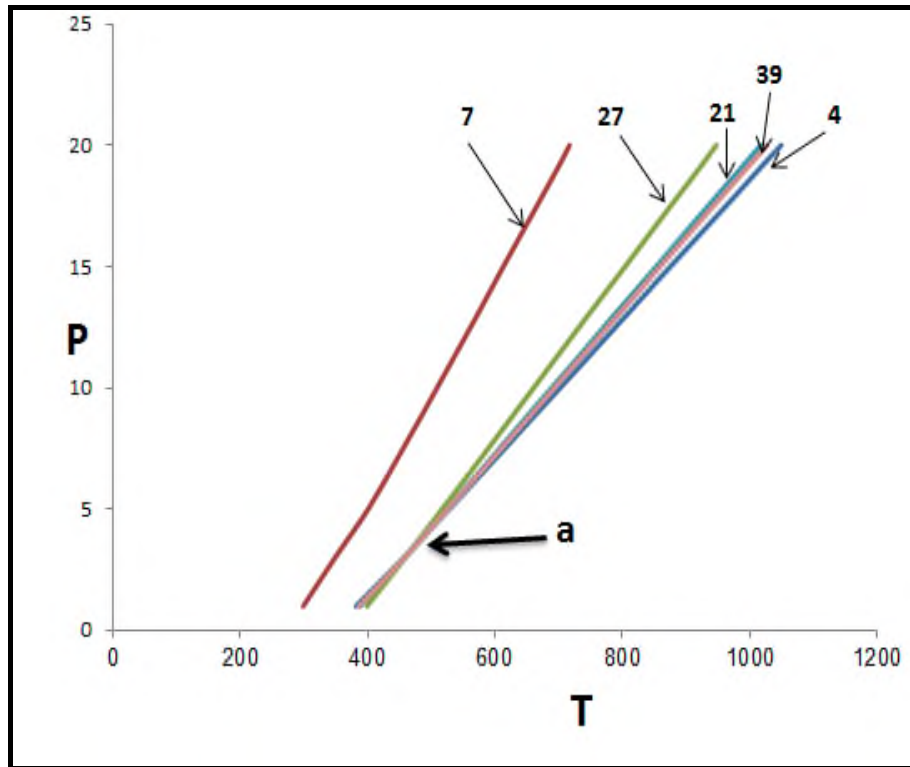
تعدادی از واکنش‌های مربوط به اعضای نهایی منیزیم‌دار منطقه مورد مطالعه که در نمودار شکل ۱ تصویر شده‌اند، عبارتند از:



و نهایتاً با بررسی نمودارهای بدست آمده و ترسیم نقاط دما - فشار بدست آمده بر روی میدان پایداری رخساره‌های دگرگونی نتایج زیر بدست آمد.

۱- بررسی نمودارها نشان می‌دهد سنگ‌های توده گابرویی تا بخش بالایی رخساره شیست سبز و بخش زیرین رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند.

۲- دما - فشار بدست آمده برای اعضای انتهایی منیزیم‌دار حدود ۴۸۰ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۵ کیلو بار می‌باشد.



شکل ۳: نمودار دما-فشار واکنش‌های دگرگونی رخساره شیست سبز در زیر سیستم منیزیم‌دار (AKMCSH).

نتیجه‌گیری

با توجه به اینکه توده نفوذی کوه ارغون بین سنگ‌های دگرگونی مجموعه تکاب-ماهنشان قرار گرفته است هر چند دگرشکلی همراه دگرگونی در سنگ‌های رسی منطقه تکاب-ماهنشان بسیار مشخص و بارز است، لیکن توده نفوذی کوه ارغون دگرشکلی شدیدی نشان نمی‌دهد. دگرگونی توده نفوذی گابرویی منطقه مورد مطالعه شامل وجود برگوارگی در نمونه‌های ماکروسکوپی و جهت‌یافتگی کانی‌ها در مقاطع میکروسکوپی از جمله تغییر شکل ماکل‌های پلاژیوکلاز را شامل می‌شود. شاید ماهیت کانی‌شناسی سنگ‌های گابرویی به ویژه پایین بودن مقدار کانی‌های ورقه‌ای در آن در مقایسه با سنگ‌های رسی عامل تفاوت رفتار دگرشکلی این دو دسته سنگ است در حالیکه درجه دگرگونی آنها نزدیک به هم می‌باشد.

ضمناً بررسی ترموبارومتري سنگ‌های توده نفوذی گابرویی منطقه مورد مطالعه از طریق بررسی واکنش‌های محتمل و منطقی بدست آمده برای زیرسیستم منیزیم با لحاظ اکتیویته ایده‌آل با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک حدود ۴۸۰ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۵ کیلو بار می‌باشد.



و در نهایت با توجه به کانی‌های حاصل از دگرگونی این توده، جهت‌یافتگی کانی‌ها در مقاطع میکروسکوپی و ترموبارومتري صورت گرفته، می‌توان بیان داشت که توده نفوذی در رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت دگرگون شده است.

منابع

- [1] Berberian, M., and King, G.C.P., (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18: 210-265.
- [2] Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M. (1982). Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. Journal of the Geological Society, London, 139: 605-14.
- [3] Gilg, H.A., Boni, M., Balassone, G, Allen, C.R., Banks, D. and Moore, F., 2006. Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: Interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. Mineral Deposita, 41: 1-16.
- [4] Stockli, D.F., Hassanzadeh, J., Stockli, L.D., Axen, G., Walker, J.D., and Dewane, T.J., (2004). Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran. Abstracts with Programs, Geological Society of America, Denver Annual Meeting (November 7–10: 316-319.
- [5] Hajialioghli, R. 2007, Petrogenesis and tectonic evolution of metaluminous sub –alkaline granitoids from the Tekab Complex, NW Iran. Geological Magazine, 148 (2): 250-268.
- [6] Carswell & beach, A.(1990) Retrogressive metamorphic processes in shear zones with special reference to the lewisian complex. J. struct. Geol. 2, 257-263.
- [۷] ایزدی‌ار، ج. (۱۳۸۷) مبانی ترمودینامیکی پترولوژی دگرگونی. انتشارات دانشگاه زنجان، ۲۰۴ صفحه.
- [8] Powell, R., Holland, T.J.B., (1988). Internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlation: 30 application, methods, worked examples and a computer program. J. of Metamorphic Geology, 16: 173-204.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شیمی کانی، دما- فشارسنجی و ژئوکرونولوژی دایک‌های تراکی آندزیتی قطع‌کننده مجموعه پی‌سنگی دوچاه (جنوب شرق شاهرود)

مژگان رضائی*

دانشجوی دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

rezaiemozhgan@gmail.com

محمود صادقیان

دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

sadeghian@shahroodut.ac.ir

حبیب‌اله قاسمی

استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

پاپادوپائلو لامبرینی

گروه زمین‌شناسی کانی‌شناسی- پتروولوژی- اقتصادی، مدرسه زمین‌شناسی، دانشگاه آریستوتل، یونان

lambrini@geo.auth.gr

یوریوشی

مرکز شریمپ، پکن، چین

shiyuruo@bjshrimp.cn

چکیده

مجموعه پی‌سنگی دوچاه به سن نئوپروتروزوئیک پسین، در جنوب شرق شاهرود و در حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این مجموعه توسط چندین دایک با ترکیب تراکی آندزیت قطع شده است. این دایک‌ها برای اولین بار از این منطقه گزارش شده‌اند. این سنگ‌های تراکی آندزیتی شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز از نوع آندزین و آمفیبول از نوع منیزیوهورنبلند و چرماکیت می‌باشند. برآوردهای دما- فشارسنجی مبتنی بر تجزیه شیمیایی نقطه‌ای آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازهای همزیست در این سنگ‌های تراکی آندزیتی، محدوده دمایی ۶۸۳ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۴/۴۳ تا ۶/۳۶ کیلو بار را برای توقف تبلور نهایی آنها مشخص ساخته است. تعیین سن U-Pb انجام شده بر روی زیرکن‌های استخراج شده از این سنگ‌ها، سن $43/51 \pm 0/58$ ، معادل ائوسن میانی را برای آنها مشخص ساخته است.

کلمات کلیدی: سن‌سنجی، شیمی کانی، دما- فشارسنجی، تراکی آندزیت، دوچاه، شاهرود.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Mineral Chemistry, Thermobarometry and Geochronology of trachy andesitic dikes cuted Do-Chah basement complexe (SE Shahrood)

Mozhgan Rezaei*

Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran
rezaiemozhgan@gmail.com

Mahmoud Sadeghian

Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran
sadeghian@shahroodut.ac.ir

Habibollah Ghasemi

Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran
h-ghasemi@shahroodut.ac.ir

Papadopoulou Lambrini

Department of Mineralogy-Petrology-Economic geology, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki,
Greece
lambrini@geo.auth.gr

yuruo shi

Shrimp center, Beijing, China
shiyuruo@bjshrimp.cn

Abstract

The late Neoproterozoic complex of Do-Chah located in the northern margin of the Central Iran structural zone and southeast of Shahrood. This complex has been cut by several trachy andesitic dikes. These dikes have been reported from this area for the first time. These trachy andesitic rocks include the main minerals as plagioclase of andesine type and amphibole of magnesio hornblend and tschermakite type. Thermobarometry calculations based on the microprobe analysing of coexisting amphibole-plagioclase pairs in trachy andesits indicate a P-T range of 683-800 °C and 4.43-6.36 Kbar pressures for stopping of the final crystallization. U-Pb dating obtained on the extracted zircons of trachy andesits has determined the age of 43.51 ± 0.58 Ma respectively Middle Eocene for them.

Keywords: Geochronology, mineral chemistry, thermobarometry, trachy andesit, Do-Chah, Shahrood.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

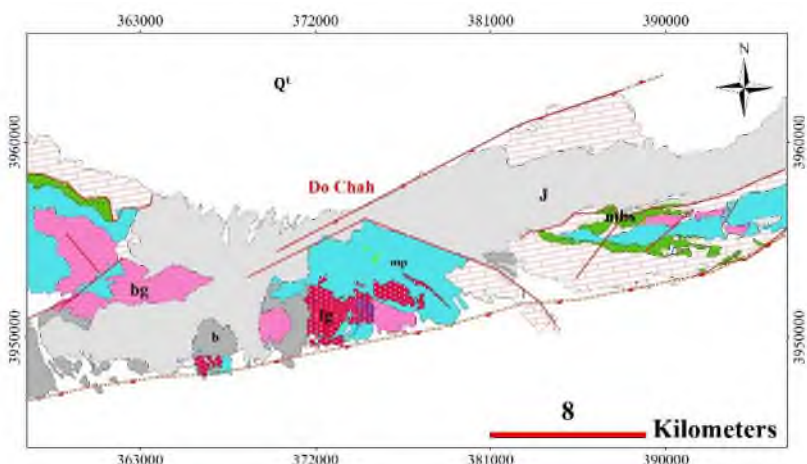
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



۱. مقدمه

در دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک، ایران مرکزی از نظر زمین‌ساختی منطقه پرتکاپویی بوده است؛ به گونه‌ای که افزون بر چند دگرشکلی بسیار آشکار، رویدادهای ماگمایی، به صورت پیدایش سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی رسوبی و توده‌های آذرین نیمه ژرف در آن دیده می‌شود [۱]. این سنگ‌ها مرتبط با فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس، شاخه سبزوار - درونه به زیر پوسته قاره‌ای بخش شمالی زون ساختاری ایران مرکزی می‌باشند [۲] و [۳]. مجموعه دگرگونی - آذرین دوچاه، به سن نئوپروتروزوئیک پسین شکل شماره ۱، یکی از مجموعه‌های پی‌سنگی ایران است که در حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. این مجموعه توسط چندین دایک‌های تراکی‌اندزیتی به سن ائوسن میانی قطع شده است. در این مقاله سعی شده است با استناد به شواهد صحرایی، مطالعات پتروگرافی و نتایج شیمی کانی‌ها و سن‌سنجی، ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌ها، دما- فشار تشکیل و تاریخچه آنها مورد بررسی قرار گیرد.



Legend	
QUATERNARY	Q ^f young alluvial fans and stream sediments
JURASSIC	J metapelitic and metapsammite (middle Jurassic) Intrusion: Middle-Upper Jurassic Metamorphism: middle Jurassic Protholite: late Triassic - Early Jurassic
	dd Middle Jurassic diabasic dikes
	b basalt
LATE NEOPROTEROZOIC	mb metacarbonate (marbles and dolomitic marble)
	mbs metabasite (greenschist and amphibolite)
	fad Middle Eocene trachy andesitic dikes
	md medium-high grad metapelite (micaschists, garnet micaschists, chloritoid schists and gneiss)
	ms metasediment
	mgw metagraywacke
	mp metapelite (medium-high grad metapelite (micaschists, garnet micaschists, chloritoid schists and gneiss))
	lg Late Neoproterozoic leucogranite
	bg Late Neoproterozoic biotite granite
	fad Middle Eocene trachy andesitic dikes
dd Middle Jurassic diabasic dikes	
lg Late Neoproterozoic leucogranite	
bg Late Neoproterozoic biotite granite	
— high-angle normal fault	
- - - inferred fault	
— major fault	

شکل ۱- موقعیت مجموعه دگرگونی - آذرین دوچاه در نقشه پهنه‌های ساختاری و زمین‌شناسی ایران.

نقشه زمین‌شناسی ساده شده مجموعه دو چاه نیز در این شکل دیده می‌شود.



۲- روش انجام پژوهش

پس از مطالعات صحرایی و میکروسکوپی از چند نمونه دایک تراکی آندزیتی، مقطع نازک صیقلی تهیه شد و در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه آریستوتل کشور یونان (Scanning Electron Microscope Laboratory, A.U.Th (Aristotle University of Thessaloniki)) مورد تجزیه نقطه‌ای (با دستگاه مدل JEOL JSM-840A) قرار گرفت. همچنین بر روی یک نمونه از سنگ‌های تراکی آندزیتی، سن‌سنجی به روش U-Pb در مرکز شریمپ کشور چین واقع در شهر پکن صورت گرفت. از نتایج این کارهای آزمایشگاهی در نگارش این مقاله استفاده شده است.

۳- زمین‌شناسی عمومی

مجموعه دگرگونی - آذرین دو چاه در ۱۶۰ کیلومتری جنوب‌شرق شاهرود و در حاشیه شمالی پهنه ایران مرکزی واقع شده است. این مجموعه بخشی از نقشه‌های زمین‌شناسی [۴]: ۱: ۲۵۰۰۰۰، [۵]: ۱: ۱۰۰۰۰۰ و [۶]: ۱: ۱۰۰۰۰۰ رزوه [۶] را به خود اختصاص می‌دهد. واحدهای سنگی دگرگونی متعلق به نئوپروتروزوئیک پسین طیف متنوعی از سنگ‌های دگرگونی نظیر متابازیت، متاپلیت، متاسندستون و متاکربنات را شامل می‌شوند. واحدهای سنگی آذرین لوکوگرانیت و بیوتیت‌گرانیت می‌باشند. این گرانیت‌ها مجموعه دگرگونی دو چاه را قطع کرده‌اند (اقتباس از رساله دکترای، نگارنده اول).

واحدهای سنگی بعد از نئوپروتروزوئیک پسین (واحدهای پوشاننده مجموعه دگرگونی - آذرین دو چاه) شامل توالی رسوبی - تخریبی به سن تریاس بالایی - ژوراسیک زیرین است. مجموعه دگرگونی - آذرین جنوب دو چاه و همچنین توالی رسوبی - آتشفشانی دگرگون شده پوشاننده، توسط دایک‌های دیابازی، آپوفیزها و سیل‌های کوچک مقیاس گابرودیوریتی مورد نفوذ قرار گرفته است. با توجه به شواهد چینه‌شناسی و تعیین سن ایزوتوپی به روش U-Pb به اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی نسبت داده شده‌اند [۷]، [۸] و [۹]. در منطقه مورد مطالعه، واحد کنگلومرایی اواخر ژوراسیک - اوایل کرتاسه و همچنین انباشته‌های کنگلومرایی پالئوسن نیز در برخی نقاط، سنگ‌های قدیمی‌تر را پوشانده‌اند.

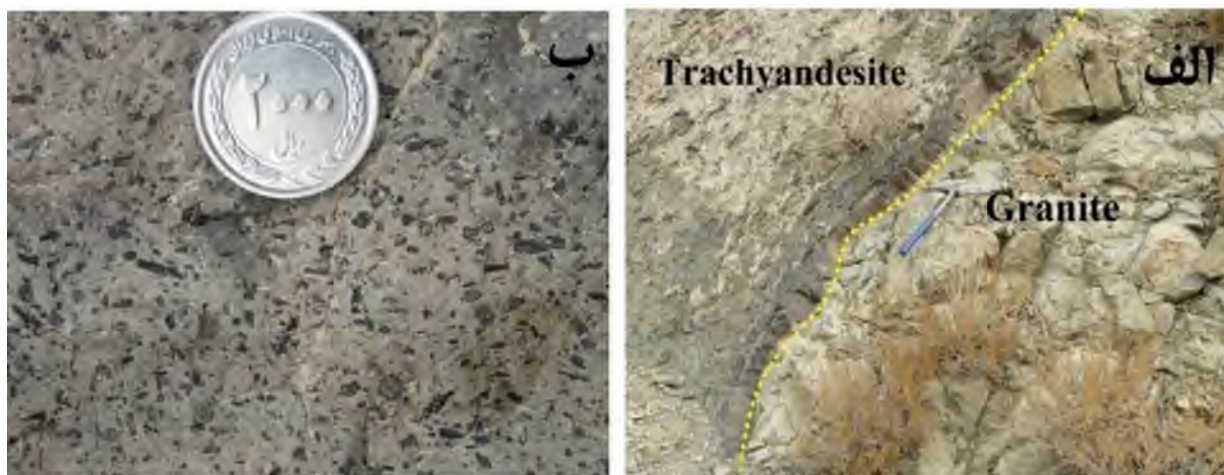
چندین دایک تراکی آندزیتی، واحدهای پروتروزوئیک پسین مجموعه دگرگونی - آذرین دوچاه از جمله بیوتیت‌گرانیت‌ها و متاسندستون‌ها را قطع کرده‌اند شکل شماره ۲. برخی از این دایک‌های تراکی آندزیت دارای آنکلاوهای هم‌منشاء (لخته‌های مافیک سرشار از هورنبلند و پیروکسن به رنگ تیره با اندازه چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر و دارای مرز ناگهانی با سنگ میزبان) و آنکلاو غیر هم‌منشاء (قطعات متاسندستونی، گرانیتی و متاکربناتی) می‌باشند که موید بالآمدگی سریع است و از شواهد اختلاط ماگمایی می‌باشند. [۳] به وجود سنگ‌های آذرینی با دامنه سنی $(۳۵/۵ \pm ۲)$ تا $(۴۱/۴ \pm ۰/۳)$ میلیون سال معادل ائوسن میانی - بالایی (لوتسین، بارتونین - پری‌آبونین)) و ترکیبی مشابه در منطقه ترود تا احمدآباد اشاره کرده است. سنگ‌های مورد نظر دارای ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی آندزیت بازالتی، داسیت، تراکی داسیت و گابرو هستند و به صورت توده‌های نفوذی کوچک مقیاس (از جمله گابروهای تاریک دره)، گنبد و دایک مشاهده می‌شوند.

۴- پتروگرافی دایک‌های تراکی آندزیتی

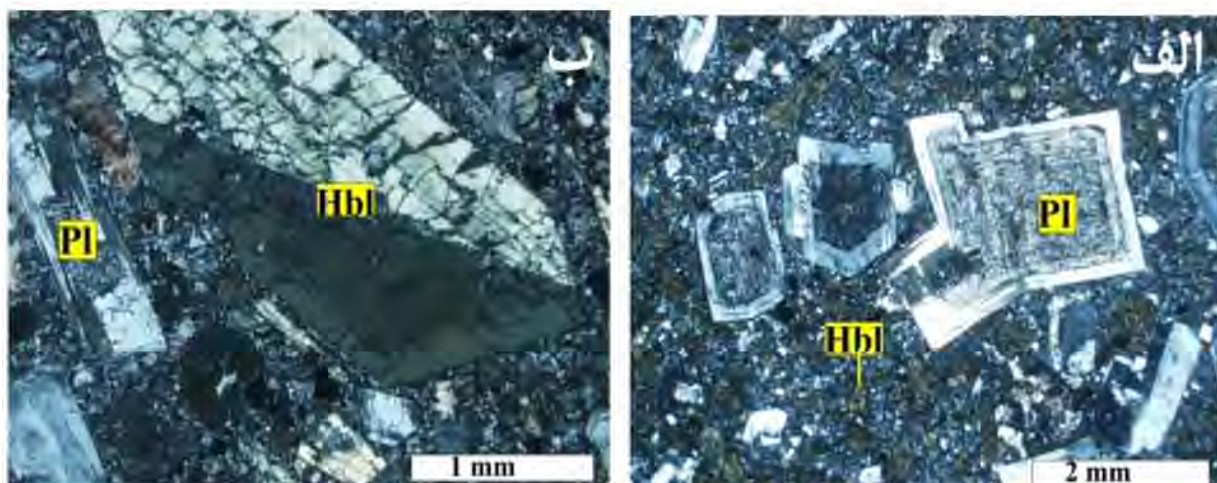
پلاژیوکلاز و آمفیبول از سازندگان اصلی دایک‌های تراکی آندزیتی ائوسن میانی هستند. اندازه بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز، از چند دهم میلی‌متر تا ۴ میلی‌متر متغیر است. پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی‌سینتتیک و کارلسباد هستند و عمدتاً منطقه‌بندی ترکیبی از خود نشان می‌دهند. آمفیبول‌ها به صورت ریز بلور تا درشت بلور و نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار حضور دارند.



آمفیبول به همراه میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و کانی‌های اوپک در زمینه سنگ دیده می‌شوند. حضور درشت بلورهای پلاژیوکلاز و گاهی آمفیبول در زمینه سنگ به تجلی بافت پورفیری در این سنگ‌ها منجر شده است شکل شماره ۳- الف و ب.



شکل ۲- تصاویر صحرایی از دایک‌های تراکی‌آندزیتی ائوسن میانی قطع‌کننده گرانیت‌های نئوپروتروزوئیک در منطقه دوچاه.



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده برخی ویژگی‌های دایک‌های تراکی‌آندزیتی ائوسن مجموعه دوچاه. الف- منطقه‌بندی در درشت‌بلور پلاژیوکلاز. ب- درشت‌بلور آمفیبول و پلاژیوکلاز در زمینه‌ای ریزبلور و همراه با بافت پورفیری.

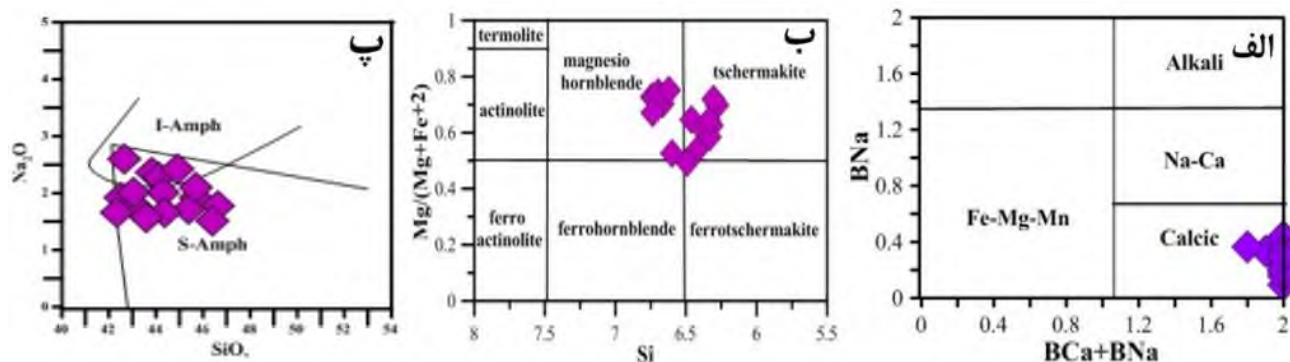
۵- شیمی کانی و دما- فشار سنجی

۵-۱- شیمی کانی آمفیبول

آمفیبول یکی از کانی‌های رایج در ماگماهای کالک‌آلکان آبدار می‌باشد. شیمی آمفیبول‌های متبلور شده حساس به فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن می‌باشد [۱۰] بر اساس داده‌های ارائه شده در جدول شماره ۱ و شکل شماره ۴- الف و ب، آمفیبول‌های سنگ-



های تراکی‌آندزیتی مورد نظر از نوع کلسیک (با ترکیب منیزیوهورنبلند و چرماکیت) می‌باشند [۱۱] و بر اساس میزان کاتیون‌های اصلی موجود در آمفیبول‌ها در محدوده سنگ‌های آذرین مرتبط با محیط‌های فرورانش قرار می‌گیرند [۱۲] شکل شماره ۴- پ.



شکل ۴- موقعیت آمفیبول‌های متعلق به دایک‌های تراکی‌آندزیتی قطع‌کننده مجموعه دگرگونی دوچاه بر روی نمودار: الف- BNa در برابر BCa+BNa. ب- $Mg/(Mg+Fe^{+2})$ در برابر Si جهت تمایز انواع آمفیبول‌ها [۱۱]. پ- نمودار Na₂O در برابر SiO₂ [۱۲] نشان‌دهنده ارتباط آمفیبول‌های متعلق به دایک‌های تراکی‌آندزیتی با محیط فرورانش می‌باشد (I Amph نشان‌دهنده آمفیبول‌های درون صفحه‌ای و S Amph نشان‌دهنده آمفیبول‌های مرتبط با فرورانش).

جدول ۱- نتایج آنالیز مایکروپروب آمفیبول‌های دایک آندزیتی مجموعه جنوب دوچاه

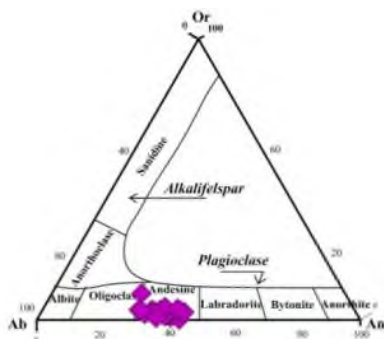
Spots	rim	inter	core	rim	inter	core
SiO ₂	42.53	43.11	46.68	43.02	44.93	45.68
TiO ₂	1.22	1.61	1.94	1.38	1.46	0.74
Al ₂ O ₃	10.66	11.77	10.29	15.90	12.65	13.23
FeO	16.97	14.72	12.98	15.78	11.27	11.12
MnO	0.31	0.46	0.73	0.00	0.12	0.00
MgO	11.58	11.84	12.21	8.22	13.07	12.44
CaO	11.25	11.12	10.77	10.88	10.73	11.60
Na ₂ O	1.94	1.78	1.77	2.00	2.42	2.10
K ₂ O	0.96	0.77	0.49	0.91	0.57	0.58
H ₂ O*	2.03	2.05	2.08	2.04	2.08	2.07
Total	100.81	100.22	100.46	100.20	99.78	99.63
No. of oxygens	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00	23.00
Si	6.28	6.32	6.74	6.34	6.49	6.62
Al ^{iv}	1.72	1.68	1.26	1.66	1.51	1.38
Al ^{vi}	0.13	0.35	0.49	1.10	0.64	0.88
Ti	0.14	0.18	0.21	0.15	0.16	0.08
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Fe ³⁺	1.03	0.84	0.43	0.08	0.44	0.04
Fe ²⁺	1.07	0.96	1.14	1.86	0.92	1.31
Mn	0.04	0.06	0.09	0.00	0.01	0.00



Mg	2.55	2.59	2.63	1.81	2.81	2.69
(Ca+Na) (B)	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na (B)	0.22	0.25	0.33	0.28	0.34	0.20
(Na+K) (A)	0.51	0.40	0.25	0.46	0.44	0.50
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.70	0.73	0.70	0.49	0.75	0.67
Fe ₃ /(Fe ₃ +Alvi)	0.89	0.71	0.47	0.07	0.41	0.04

۲-۵- شیمی کانی پلاژیوکلاز

ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای تجزیه شده از دایک‌های آندزیتی در نمودار مثلثی Ab-An-Or [۱۳] در محدوده آندزین قرار می‌گیرند شکل شماره ۵.



شکل ۵- ترکیب شیمیایی پلاژیوکلازهای تجزیه شده از دایک‌های آندزیتی در نمودار مثلثی Ab-An-Or [۱۳]

۳-۵- دما - فشارسنجی زوج آمفیبول - پلاژیوکلاز

این نوع دما و فشارسنجی بر اساس توزیع یون‌های Si, Al, Ca, Na و K بین زوج کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول دارای تعادل کانی‌شناسی و ترمودینامیک، انجام می‌شود [۱۴]. محدوده دمای محاسبه شده برای تبلور آندزیت‌های مجموعه جنوب دوچاه ۶۸۳ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۴/۴۳ تا ۶/۳۶ کیلو بار می‌باشد جدول شماره ۲.

جدول ۲- نتایج دما - فشارسنجی زوج آمفیبول (هورنبلند) - پلاژیوکلاز

Point	1	2	3	4
SiO ₂	42.66	45.69	43.11	46.68
TiO ₂	1.19	1.23	1.61	1.94
Al ₂ O ₃	13.63	11.20	11.77	10.29
FeO*	11.95	13.85	14.72	12.98
MgO	11.76	11.78	11.84	12.21
MnO	0.78	0.20	0.46	0.73
CaO	11.65	11.58	11.12	10.77
Na ₂ O	2.61	1.91	1.78	1.77
K ₂ O	1.37	0.86	0.77	0.49
X _{Ab}	0.54	0.55	0.54	0.68
X _{An}	0.45	0.44	0.45	0.30



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



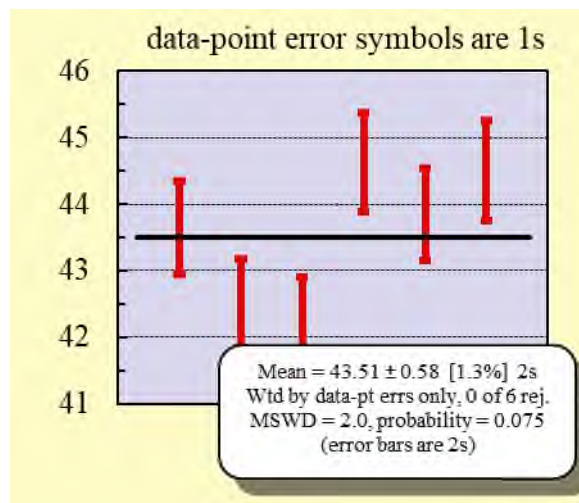
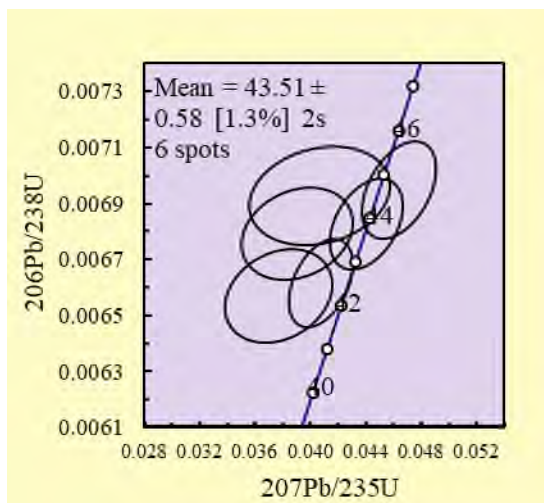
T (C) HB2	767.92	722.96	790.15	683.10
P(Kb) HB2	6.36	5.42	4.43	5.25
T (C) Ti-hbld	703.41	706.46	759.66	800.00

۶- سن‌سنجی دایک‌های تراکی آندزیت

۱۱ عدد از زیرکن‌های جدا شده از نمونه تراکی آندزیت مورد آنالیز U-Pb قرار گرفت که نتایج حاصل آن در جدول شماره ۳ ارائه شده است و از آن‌ها در رسم نمودارهای سازگاری (Concordia diagram) استفاده گردید. این نمونه دارای مقادیر توریم (Th) ۱۵۳ تا ۲۱۳۹ و اورانیوم (U) ۲۶۴ تا ۳۲۷۴ پی‌پی‌ام می‌باشد. نسبت توریم به اورانیوم در محدوده (Th/U) ۰/۲۴ تا ۰/۷۳ قرار دارد. سن‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ به دست آمده برای این نمونه دامنه سنی ۴۲/۶۲ تا ۱۴۲۲ میلیون سال را نشان می‌دهند. پنج عدد از زیرکن‌های تعیین سن شده، محدوده سنی ۱۷۴/۳ تا ۱۴۲۲ را شامل شده‌اند و مابقی محدوده سنی ۴۲/۴۰ تا ۴۴/۶۴ را دربرگرفته‌اند. نمودار سازگاری ترسیم شده برای زیرکن‌های نمونه تراکی آندزیتی سن سازگاری $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ برابر $0.58 \pm 0.43/51$ با مقدار MSWD برابر با ۲/۰ را نشان می‌دهند شکل شماره ۶. بر اساس مقایسه سن بدست آمده با جدول زمانی زمین‌شناسی، سن معادل با ائوسن میانی (لوتسین) می‌باشد. با توجه به شواهد زمین‌شناسی منطقه‌ای سن‌های بیش از دامنه سنی ائوسن، در واقع سن زیرکن‌های موروثی می‌باشند یا از ناحیه محل منشائی سرچشمه گرفته‌اند که ذوب بخشی آنها به تشکیل ماگماهای تراکی آندزیتی منجر شده است و یا از طریق آلیش ماگمایی به دورن ماگماهای سازنده سنگ‌های تراکی آندزیتی راه یافته‌اند.

جدول ۳- نتایج بدست آمده از سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌های بدست آمده از تراکی آندزیت

Spot	% $^{206}\text{Pb}_e$	ppm U	ppm Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	ppm $^{206}\text{Pb}^*$	(1) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(2) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(3) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age	(1) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age	(1) $^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ Age	% Dis- cor- dant	Total ^{238}U ^{206}Pb ±%
RD-99-1-1.1	0.11	1227	867	0.73	130	751 ±11	752 ±11	752 ±12	709 ± 25	741 ±13	-6	8.08 1.5
RD-99-1-2.1	0.49	2484	918	0.38	14.6	43.65 ± 0.70	43.93 ± 0.70	44.00 ± 0.74	-246 ±170	38.0 ± 2.5	118	146.5 1.6
RD-99-1-3.1	0.05	1206	280	0.24	257	1,429 ±19	1,413 ±20	1,425 ±20	1,627 ± 11	1,548 ±28	12	4.029 1.5
RD-99-1-4.1	0.21	264	153	0.60	23.4	631 ±10	632 ±10	631 ±11	571 ± 58	622 ±17	-10	9.71 1.7
RD-99-1-5.1	0.00	2916	1592	0.56	16.6	42.51 ± 0.67	42.62 ± 0.68	42.76 ± 0.74	-74 ± 83	39.9 ± 1.2	157	151.2 1.6
RD-99-1-6.1	0.94	1726	1055	0.63	9.83	42.22 ± 0.70	42.48 ± 0.71	42.51 ± 0.80	-248 ±170	39.5 ± 1.7	117	150.8 1.7
RD-99-1-7.1	0.02	3274	2139	0.68	19.5	44.63 ± 0.74	44.55 ± 0.74	44.77 ± 0.84	119 ± 81	43.4 ± 1.3	62	143.9 1.7
RD-99-1-8.1	0.57	1871	634	0.35	44.3	174.4 ± 2.6	174.3 ± 2.6	174.5 ± 2.8	191 ± 89	172.1 ± 7.8	9	36.26 1.5
RD-99-1-9.1	0.10	614	148	0.25	82.1	932 ±13	931 ±14	930 ±14	952 ± 26	993 ±23	2	6.422 1.5
RD-99-1-10.1	0.07	2613	1500	0.59	15.3	43.85 ± 0.69	43.85 ± 0.70	43.91 ± 0.77	38 ± 87	43.2 ± 1.3	-17	146.4 1.6
RD-99-1-11.1	0.40	1829	1135	0.64	10.9	44.51 ± 0.75	44.75 ± 0.75	44.66 ± 0.83	-194 ±200	43.1 ± 2.2	123	143.8 1.7



شکل ۶- نمودارهای سازگاری و میانگین سنی نمونه تراکی آندزیتی بر اساس نتایج حاصل از سن‌سنجی کانی زیرکن.

[۳] از مناطق همجوار حد فاصل تروند تا احمدآباد و رضا آباد خارتوران سنگ‌های مشابهی را گزارش کرده است. نامبرده با توجه به مجموع داده‌های سنی برای گروه‌های سنگی ذکر شده در نوار ماگمایی تروند - احمدآباد، محدوده سنی $۳۵/۵ \pm ۲$ تا $۴۱/۴ \pm ۰/۳$ میلیون سال معادل با ائوسن میانی - بالایی (لوتسین، بارتونین - پری‌آبونین) را برای آنها بدست آورده است. وی همچنین معتقد است که این دایک‌ها از نوع آداکیتی هستند و اظهار می‌دارد سنگ‌های ماگمایی تروند - احمدآباد بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی، به دو گروه HSA (آداکیت‌های سیلیس بالا) و LSA (آداکیت‌های سیلیس پایین) تقسیم می‌شوند. آداکیت‌های پرسیلیس به عنوان مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته با ترکیب گارنت آمفیبولیتی در فشار معادل با محدوده پایداری گارنت تفسیر می‌شوند، که بیشتر در طی عبور از گوه گوشته‌ای با آن واکنش داده‌اند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی به همراه سرشت سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی این منطقه، ریشه گرفتن ماگمای آداکیتی کم سیلیس سازنده این سنگ‌ها از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای پریدوتیتی متاسوماتیسم شده همراه با مشارکت سیال‌های آزاد شده از ورقه اقیانوسی فرورونده (شاخه سبزوار - درونه) را تأیید می‌کند.

۷- نتیجه‌گیری

دایک‌هایی تراکی آندزیت شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز از نوع آندزین و آمفیبول از نوع منیزیوهورنبلند و چرمکیت می‌باشند برآوردهای دما- فشارسنجی، محدوده دمایی ۶۸۳ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۴/۴۳ تا ۶/۳۶ کیلوبار را برای توقف تبلور نهایی آنها مشخص ساخته است. تعیین سن U-Pb انجام شده بر روی زیرکن‌های استخراج شده از این سنگ‌ها، سن $۴۳/۵۱ \pm ۰/۵۸$ معادل ائوسن میانی را برای آنها مشخص می‌کند. البته سن‌های بیش از دامنه سنی ائوسن، در واقع سن زیرکن‌های موروثی می‌باشند یا از ناحیه محل منشائی سرچشمه گرفته‌اند که ذوب بخشی آنها به تشکیل ماگماهای تراکی آندزیتی منجر شده است و یا از طریق آرایش ماگمایی به دورن ماگماهای سازنده سنگ‌های تراکی آندزیتی راه یافته‌اند.



منابع

- [1] Rahmati Ilkhchi, M., Faryad, S., Schulmann, K., Kosler, J. (2006) Metamorphic and exhumation processes of the Shotur Kuh metamorphic complex, Semnan Province (Central Iran Zone). *Geo Lines* 20.
- [2] Ghasemi, H., Rezaei Kahkhaei, M. (2015) Petrochemistry and tectonic setting of the Davarzan Abbasabad Eocene volcanic (DAEV) rocks, NE Iran. *Journal of Mineralogy and Petrology* 108(6): 1- 20.
- [3] Yousefi, F., Sadeghian, M., Wanhainen, Ch., Ghasemi, H., Frei, D. (2017a) Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of middle Eocene hypabyssal rocks of the Torud-Ahmad Abad magmatic belt: An implication for evolution of the northern branch of Neo-Tethys Ocean in Iran. *J.G.E.*, 178: 1-15.
- [۴] نوایی، ا.، صالحی راد، م.، مجیدی، ب. (۱۳۶۶) نقشه زمین‌شناسی (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰) خارتوران. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۵] قاسمی، ا.، حاجی حسینی، ع. (۱۳۸۳) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دره دایی. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۶] رحمتی ایلخچی، م. (۱۳۸۲) شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزوه. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۷] بلاغی اینالو، ز.، صادقیان، م.، ژای، م.، قاسمی، ح.، محجل، م. (۱۳۹۳) کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب‌خاور شاهرود). *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی*، سال 22، شماره ۳، صفحه ۴۷۱ تا ۴۸۴.
- [۸] قاسمی، ح.، رستمی حصوری، م.، صادقیان، م. (۱۳۹۷) ماگماتیسزم بازی در حوضه کششی پشت‌کمانی ژوراسیک زیرین- میانی در لبه‌شمالی پهنه‌های ایران مرکزی- جنوب‌البرز شرقی، شاهرود - دامغان. *فصلنامه علوم‌زمین*، سازمان-زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، دوره ۲۷، شماره ۱۰۷، صفحه ۱۳۶-۱۲۳.
- [۹] ویس‌کریمی، م.، صادقیان، م.، قاسمی، ح.، جای، م. (۱۳۹۸) گابرویدوریت‌های ماجراد در جنوب‌شرق شاهرود: شاهدهی بر آغاز بازشدگی حوضه سوپراسابداکشن نفوتتیس شاخه سبزوار در ژوراسیک میانی. *مجله علوم زمین خوارزمی*، جلد ۵، شماره ۲، صفحه ۳۱۴-۲۹۳.
- [10] Hammarstrom, J. M., Zen, E. A. (1986) Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American mineralogist*, 71: 1297-1313
- [11] Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist*. 82:1019-1037.
- [12] Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Gregoire, M.O., Reilly, S.Y. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos*. 99: 68-84.
- [13] Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1992) An Introduction to the rock forming minerals. Longman, London, p528.
- [14] Holland, T., Blundy, J. (1994) Non-Ideal Interactions in Cal- cific Amphiboles and Their Bearing on Amphibole-Plagioclase Thermometry, *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 116:433-447.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



مطالعه ریزساختارهای آمفیبولیت‌های ممکن (شمال ارومیه)

منیژه اسدپور*

استادیار دانشگاه ارومیه

m.asadpour@urmia.ac.ir

چکیده

در شمال شهر ارومیه واقع در شمال‌باختر زون سنندج-سیرجان، مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی با پی‌سنگ پرکامبرین رخنمون دارند. عبور پهنه‌های برشی از برخی بخش‌های این منطقه باعث دگرشکلی و میلونیتی شدگی گسترده درجات مختلف شده است. در این پژوهش با استفاده از بررسی‌های میدانی، مطالعات سنگ‌شناختی و کانی‌شناسی به بررسی و مطالعه ریزساختارهای آمفیبولیت‌های گسترده پرداخته شده است. مجموعه‌های وسیع دگرشکلی در منطقه مورد مطالعه بیانگر عملکرد فازهای دگرگونی دینامیکی شدید است. برخی از سنگ‌ها آثار خفیفی از میلونیتی شدن را نشان می‌دهند، به طوریکه ساخت، بافت و کانی‌های اولیه ماگمایی را به خوبی می‌توان تشخیص داد، ولی برخی از سنگ‌های مافیکی که تحت تاثیر دگرریختی شدید بوده‌اند دارای ساخت‌های مشخص میلونیتی شدید هستند. دگرشکلی‌هایی نظیر برگوارگی، خطوارگی ناشی از کشیده شدن کانی‌های مقاوم، پورفیروکلاست‌های با تقارن منوکلینیک، بلورهای ماهی‌گون و ساخت تفریق یافته ناشی از مهاجرت مکانیکی گویای پهنه‌های دگرشکلی و میلونیتی شدگی گسترده در این سنگ‌ها است.

کلمات کلیدی: ریزساختار، دگرریختی، آمفیبولیت، ممکن، ارومیه

Investigation of microstructures Mamekan amphibolites (North Urmia)



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Manijeh Asadpour*

Assistant Professor of Urmia University

m.asadpour@urmia.ac.ir

Abstract

In north Urmia city, located in the northwest of Sanandag –Sirjan zone, a series of metamorphic rocks with precambrian bedrock are outcrop. The passage of shear zones through some parts of this region has caused widespread deformation and mylonitization to varying degrees. In this study, with using field observations, petrography and mineralogical of samples to describe of the microstructures of amphibolites. Extensive suite of deformations rocks in the study area indicate the performance of intense dynamic metamorphic phases. Most of these rocks have mylonitic texture but the with different grades. Some rocks show slight traces of mylonitization, so that the structure, texture, and primary magmatic minerals can be clearly identified, but some mafic rocks that have been subjected to severe deformation have distinctly strong mylonitic structures. Presence of mylonitic foliation and lineation due to elongation of resistant minerals, porphyroclasts with monoclinic symmetry, mica fish, and differentiated structure due to mechanical migration indicate extensive deformation and mylonitization zones in these rocks.

Keywords: microstructure, deformation, amphibolite, Mamekan, Urmia

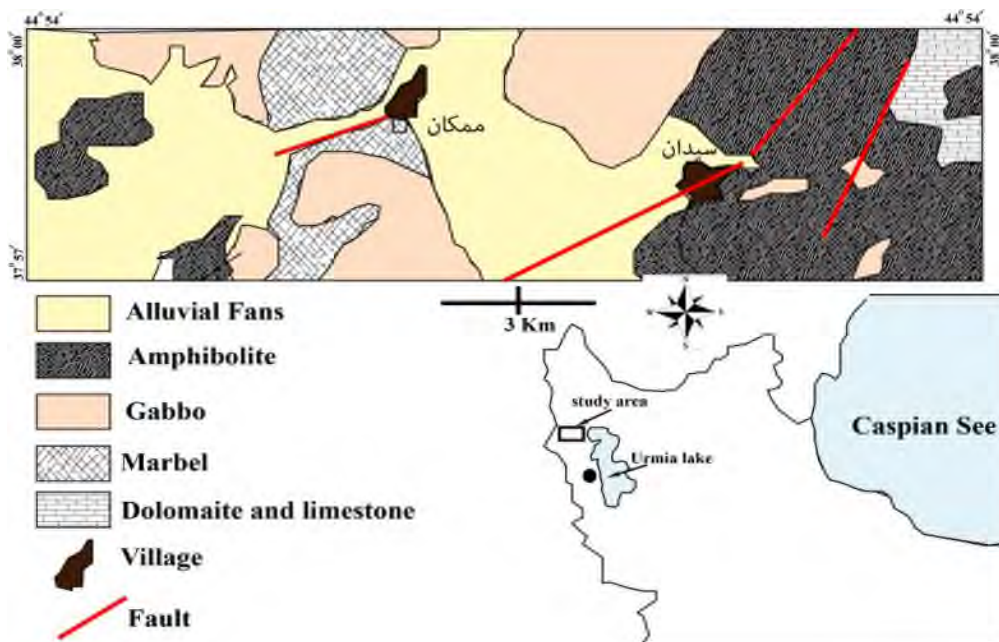


۱. مقدمه

مطالعه موقعیت زمین‌شناسی و زمین‌ساخت محدوده مورد مطالعه می‌تواند به درک و تحلیل بهتر دگرریختی‌های اعمال شده در منطقه موثر باشد. فابریک سنگ‌ها نقش مهمی در بررسی تحولات تکتونیکی در مناطق دگرگونی دارد. ساختارهای ماکروسکوپی نظیر درزه، گسل، چین، دگرشیبی، ساختارهای میلونیتی شده و همچنین ساختارهای میکروسکوپی، بافت و اشکال تغییر شکلی درشت بلورها در بازسازی تاریخچه تحولات سنگ‌های دگرگونی در یک منطقه اطلاعات ارزشمندی را فراهم می‌کند [1]. زون سنندج-سیرجان یک زون ترفشاری راستگرد است که از ژوراسیک تا اواخر ائوسن تحت تاثیر فازهای تغییر شکلی و دگرگونی متعدد قرار گرفته است [2]. در بخش‌های شمالی زون سنندج-سیرجان چندین فاز دگرگونی شناسایی و گزارش شده است [3,4]. گستره مورد مطالعه در شمال ارومیه و جنوب سلماس قرار دارد و در بخش شمال‌باختر زون سنندج-سیرجان واقع گردیده که دارای مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین دگرگون شده و غیر دگرگونه، سنگ‌های دگرگونی (شامل شیست، آمفیبولیت، گنایس و مرمر) و سنگ‌های رسوبی است [5]. گستره مورد مطالعه تحت تاثیر یک پدیده دگرشکلی-دگرگونی گسترده قرار گرفته که باعث تشکیل ساخت و بافت‌های دگرگونی مانند برگوارگی، خطوارگی، چین خوردگی و میلونیت‌زایی شده است. مجموعه دگرگونی این محدوده در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت دگرگون، و توسط گسل‌هایی با روند شمال‌باختر-جنوب‌خاور برشی شده‌اند [5]. در این پژوهش سعی گردیده تا بر اساس شواهد صحرایی و آزمایشگاهی روند تحولات پهنه‌های برشی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته و آمفیبولیت‌های دگرشکل و میلونیتی شده از دیدگاه دگرشکلی، سنگ‌شناختی و ساختاری مورد بررسی قرار گیرند. آهنگری [6] این سنگ‌ها را تحت عنوان متابازیت به دو گروه (۱) اپیدوت آمفیبولیت و (۲) آمفیبولیت تقسیم بندی کرده است. آمفیبول‌ها دارای ترکیب کلسیک هستند.

۲. زمین‌شناسی منطقه

منطقه ممکن در شمال‌باختر ورقه سرو و در فاصله ۷۵ کیلومتری شمال شهرستان ارومیه قرار دارد که بخشی از زون سنندج-سیرجان [5] است. این منطقه در گستره‌ای با طول جغرافیایی ۵۸° ۴۴'، ۴۷° ۴۴' و عرض جغرافیایی ۵۵° ۳۷'، ۵۷° ۳۷' قرار گرفته است. این پهنه شامل رسوبات پرکامبرین و پالئوزوئیک زیرین است. پی‌سنگ این منطقه شامل مجموعه سنگ‌های دگرگونی شامل گنایس، آمفیبولیت و شیست است [7,8]. رسوبات مربوط به تریاس و ژوراسیک در منطقه رخنمون ندارند و سنگ‌های مربوط به کرتاسه به صورت رخساره شیلی و رسوبات آواری ماسه‌ای دیده می‌شوند. رسوبات ترشیری، شامل نهشته‌های آواری ائوسن، آهک و مارن اولیگومیوسن می‌باشد که بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند. سنگ‌های آذرین منطقه شامل توده‌های نفوذی مافیک-اولترامافیک و اسیدی است که در برخی قسمت‌ها تحت تاثیر دگرگونی و دگرریختی قرار گرفته‌اند. بخشی از این دگرریختی‌ها را می‌توان به صورت آمفیبولیت و شیست مشاهده کرد. در منطقه مورد مطالعه روند تدریجی تغییرات از آذرین مافیک به آمفیبولیت قابل مشاهده و ردیابی در صحرا است (شکل-۱).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده از منطقه مورد مطالعه با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سرو [5].

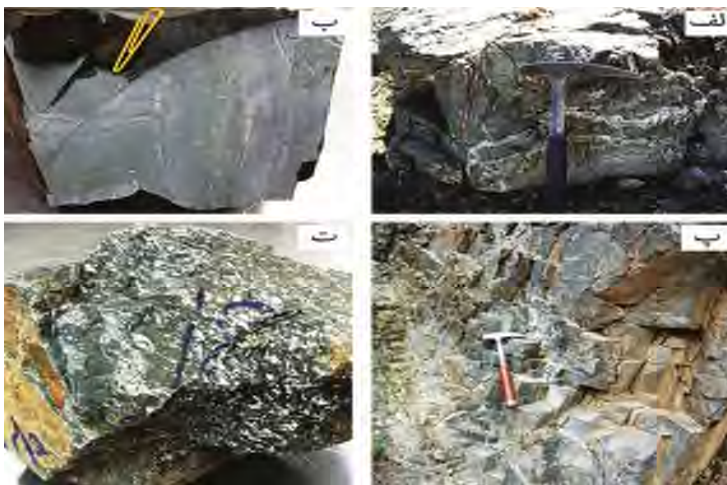
۲. روش تحقیق

این پژوهش براساس مطالعات میدانی و مطالعات سنگ‌شناختی است. لذا، پیمایش‌های متعددی در راستاهای مختلف با توجه به زون‌های ساختاری گستره انجام گردید. نمونه‌های مختلف بصورت جهت‌دار برداشت گردید و اندازه‌گیری‌های پدیده‌های ساختاری قابل مشاهده مانند برگوارگی، خطوارگی، چین خوردگی شیب و امتداد لایه‌ها و درزها از نواحی مختلف بویژه زون‌های برشی انجام گرفت. جهت بررسی‌های سنگ‌شناختی و میکروسکوپی ۳۰ نمونه جهت‌دار برداشت گردید که بعد از تهیه مقاطع نازک مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌نگاری و ریزساختاری در آنها انجام شد.

۳. نتایج و بحث

۳-۱. مطالعات میدانی

رخنمون گسترده‌ای از آمفیبولیت‌های میلونیتی شده در منطقه ممکن و پیرامون آن دیده می‌شود. پدیده‌های ساختاری برگوارگی و خطوارگی از جمله دگرشکلی‌هایی است که بوضوح در منطقه قابل مشاهده است. شدت و گستره برگوارگی براساس نوع سنگ اولیه و دوری و نزدیکی از پهنه‌های برشی متفاوت است. با توجه به سنگ اولیه، نوع و ترکیب کانی‌ها، اندازه و بزرگی بلورها، نرخ کرنش، نوع و شدت فرایندهای دگرریختی در میزان و شدت برگوارگی تاثیرگذار است. برگوارگی‌ها از تناوب کانی‌های تیره و روشن و قرار گرفتن آنها در باندها و نوارهای جداگانه تشکیل شده است. در بیشتر نمونه‌ها این برگوارگی‌ها با میلونیتی شدن همراه هستند (شکل ۳).



شکل ۲: الف: نمایی از رگه فلدسپاتی چین خورده در آمفیبولیت، ب) چین خوردگی‌های واضح با باندهای تیره و روشن در یک نمونه دستی، پ) ریز دانه‌ای شدن در یک آمفیبولیت و توسعه برگوارگی همراه با شکستگی‌های متقاطع، ت) نمونه دستی یک آمفیبولیت

۲-۳- سنگ‌نگاری

با استفاده از شرایط دگرریختی در بلورها و کانی‌های موجود در یک نمونه سنگی می‌توان به شرایط دگرریختی در آن نمونه پی برد. برای نیل به این هدف برش‌های نازک تهیه شده از آمفیبولیت‌ها در گستره مورد مطالعه با استفاده از میکروسکوپ نوری پلاریزان مورد مطالعه و بررسی دقیق قرار گرفتند. مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که بافت غالب این سنگ‌ها میلیونیتی با درجات مختلف است. از بافت‌های دیگر می‌توان به پورفیروکلاست و نواری اشاره کرد (شکل‌های ۳، ۴ و ۵). ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها ساده بوده و شامل کانی‌های اصلی آمفیبول (هورنبلند، ترمولیت - اکتینولیت) و فلدسپار (بیشتر پلاژیوکلاز و اندکی آلکالی فسفپار) \pm کوارتز و کانی‌های فرعی اسفن، بیوتیت، زیرکن و کانی‌های کدر و کانی‌های ثانوی اپیدوت، زونزیت، کلینوزونزیت، کلریت است. نسبت و مقدار این کانی‌ها با توجه به موقعیت و دوری و نزدیکی به توده‌های نفوذی اسیدی و مافیکی و زون‌های برشی متفاوت است.

تاثیر دگرریختی در نمونه‌های مورد مطالعه را بخوبی می‌توان در زیر میکروسکوپ مشاهده کرد. این دگرریختی‌ها را به صورت خاموشی موجی دانه‌های آمفیبول و کوارتز (شکل ۵ ج)، اشکال شکنجی ماکل‌های پلاژیوکلاز (شکل ۴ ب)، جهت‌یافتگی کانی‌های صفحه‌ای، باندهای برشی، آثار شکستگی و خردشدگی در پورفیروکلاست‌هایی مانند فلدسپارها و آمفیبول‌ها، اشکال ماهی‌گون پورفیروکلاست‌ها (شکل ۳) در نمونه‌های مورد مطالعه دیده می‌شود. بدلیل حضور مقدار زیادی از کانی‌های آمفیبول و میکا برگوارگی در نمونه‌ها گسترش بیشتری دارد. بررسی میکروسکوپی نمونه‌ها نشان می‌دهد که برگوارگی در این نمونه‌ها در اثر میلیونیتی شدن بوجود آمده است. گسترش برگوارگی در پروتومیلونیت‌ها کمتر و هرچه شدت میلیونیتی شدن بیشتر می‌شود، گسترش آن نیز بیشتر می‌گردد. خطوارگی به دو صورت کانیاپی و دراز شدگی در نمونه‌ها دیده می‌شود. براساس وجود و عدم وجود و مقدار کانی‌هایی مانند میکا، آمفیبول و پورفیروکلاست‌های فلدسپار و کوارتز در نمونه‌های مختلف، بافت اولیه و زون‌های برشی میزان خطوارگی و برگوارگی در نمونه‌های مختلف متفاوت است. سازو کار غالب در بیشتر آمفیبول‌ها شکستگی و خردشدگی است که با خاموشی موجی ساده و جارویی همراه است. شکنج شدگی و خمش در رخ‌های اکتینولیت و ترمولیت، تشکیل خرددانه-

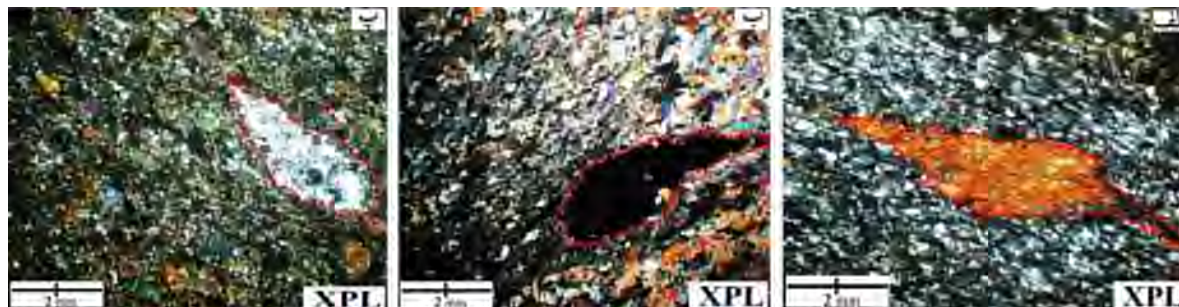


ها پیرامون دانه‌های قبلی نیز در این نمونه‌ها ایجاد شده است. خاموشی موجی، دگرریختی درون بلوری را در هورنلندها نشان می‌دهد (شکل ۵ ج). تشکیل ماکل پلی‌سینتتیک در آمفیبول‌ها یکی دیگر از شواهد دگرریختی است که در تعدادی از نمونه‌ها دیده می‌شود. سازوکار باز تبلور بیشتر به صورت تورفتگی و کمتر به صورت چرخش خرددانه‌ها است. در بخش‌هایی آثار مهاجرت مرز دانه به ندرت قابل مشاهده است. ساختارهای برگوارگی بیشتر در نتیجه حضور آمفیبول‌ها در آمفیبولیت‌ها است. بررسی میکروسکوپی نشان می‌دهد که هرچه مقدار کانی‌های ترمولیت - اکتینولیت زیاد باشد توسعه برگوارگی زیاد بوده و با افزایش مودال کانی هورنبلند برگوارگی کاهش می‌یابد. تفکیک کانی‌های تیره و روشن باعث توسعه باندهای نواری در این سنگ‌ها شده است. خطوارگی در این سنگ‌ها بخاطر حضور کانی آمفیبول توسعه زیادتری دارد. البته میزان خط وارگی در نمونه‌هایی که دارای آمفیبول‌های درشتی مانند ترمولیت - اکتینولیت هستند کمتر از نمونه‌هایی است که این کانی‌ها کمتر هستند [10]. نمونه‌هایی با هورنبلندهای درشت و کشیده دارای خطوارگی توسعه یافته تری هستند (شکل ۴).

در برخی نمونه‌ها، آمفیبول‌ها علاوه بر شکستگی آثار خمش‌های ملایم و شکنج‌شدگی رخ‌ها همراه با خاموشی موجی نیز دارند (اشکال ۴ و ۵). کانی‌های کدر بیشتر دارای شکستگی و خردشدگی هستند. در برخی نمونه‌های کوارتزدار، این کانی تبلور مجدد بیشتری داشته و فرآیند چیره چرخش خرده دانه هاست. کانی‌هایی مانند آمفیبول، فلدسپار، کوارتز و گاه‌ها تیتانیت در شرایط دگرگونی بالا به صورت ماهی‌گون دیده می‌شوند و کوارتزهای تبلور مجدد یافته در پیرامون آنها رشد می‌کند (شکل ۳). در نمونه‌های مورد مطالعه می‌توان شکستگی‌های همسو و ناهمسو را در بلورهای درشت پلاژیوکلاز و آمفیبول مشاهده کرد (شکل ۵ ب و ت). لایه بندی ترکیبی حاصل از مهاجرت مکانیکی کانی‌ها در اثر میلونیته‌زاسیون در منطقه است (شکل ۴ الف و پ). طی این فرایند در برخی از آمفیبولیت‌ها بلورهای فلسیک کوارتز و فلدسپارها از بلورهای مافیک از هم جدا شده و سبب تشکیل لایه‌های تیره (آمفیبول) و روشن (پلاژیوکلاز) شده‌اند (شکل ۲-ج) که در اثر مهاجرت مکانیکی ناشی از فرآیندهای دگرشکلی در یک سنگ هتروژن بوجود آمده‌اند [10]. با افزایش درجه و شدت استرس و نیروهای برشی در منطقه، شدت دگرریختی در سنگ‌ها نیز افزایش یافته و سنگ‌های اولترامیلونیت شکل می‌گیرند. در این دسته از سنگ‌ها پورفیروکلاست‌های پلاژیوکلاز و آمفیبولیت‌های اولیه به صورت بلورهای درشت تغییرشکل یافته هستند و توسط کانی‌های ریز زمینه احاطه شده‌اند (شکل ۵ پ). این پورفیروکلاست‌ها آثار دگرریختی نظیر خاموشی‌های غیر منظم و تبلور مجدد را نشان می‌دهند. با افزایش بیشتر دگرریختی، تیغه‌های دگرریخت نیز در کانی‌های ریز زمینه افزایش می‌یابد. پورفیروکلاست‌های آمفیبول از اطراف به آمفیبول‌های اکتینولیتی و کلریت تبدیل می‌شوند که کانی‌های ریز اطراف پورفیروکلاست‌ها اکثراً در امتداد برگوارگی و در مناطق سایه فشاری گسترش دارند. در مقاطع مطالعه شده جهت‌دار نمونه‌های اولترامیلونیتی با استفاده از نحوه قرارگیری و چرخش پورفیروکلاست‌ها، مخصوصاً اشکال ماهی‌گون، سوی برش راست بر مشخص شده است. مطالعه شاخص‌های سوی برش و کنیماتیک کانی‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های میلونیتی منطقه دارای برگوارگی با راستای شمال‌باختر-جنوب‌خاور می‌باشند، که در پهنه‌های برشی ساده و رانندگی با مولفه راست بر به موازات گسل رانندگی زاگرس و هم‌راستا با نیروهای تکتونیکی اصلی منطقه (مانند ساختارهای گسله‌ها، چین‌ها و درزه‌ها) تشکیل شده‌اند. وجود برگوارگی و خطوارگی میلونیتی همراه با ریزساختارهایی مانند پورفیروکلاست‌های دنباله‌دار، ماهی-گون، ساختار S-C و S-C' نشانگر پهنه‌های میلونیتی است. تفاوت در میزان نرخ کرنش، نوع سنگ اولیه و عمق تشکیل باعث شده که شدت میلونیتی شدن از ضعیف تا شدید متنوع باشد [10].



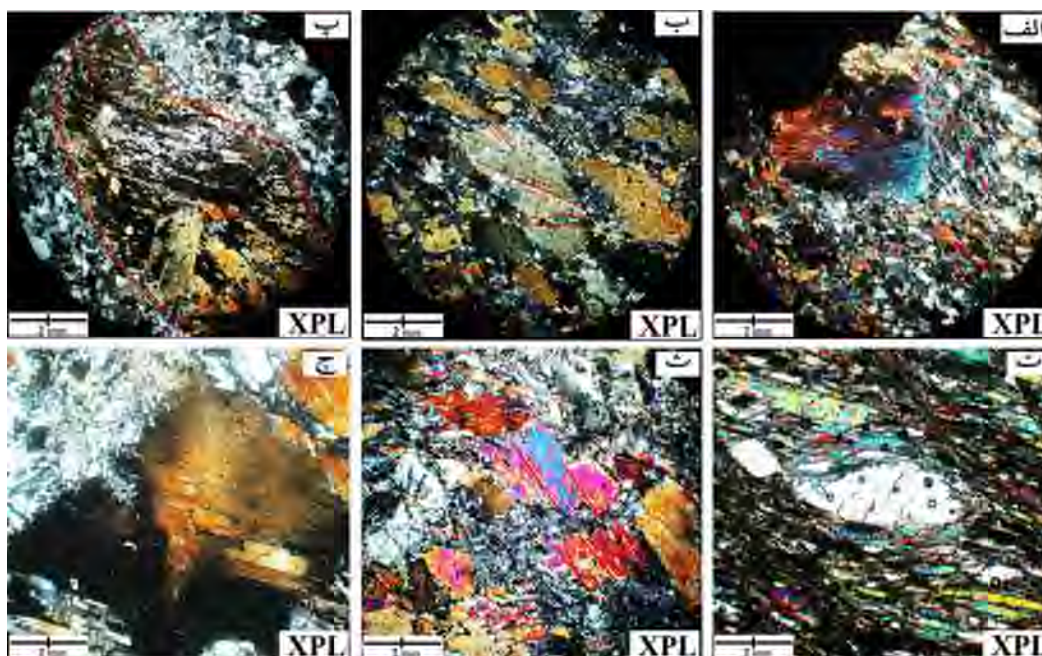
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۳: اشکال ماهی‌گون از کانی‌های درشت آمفیبول (الف)، کانی‌های کدر (ب) و (پ) اجتماع فلدسپارها (پ)



شکل ۴: تفکیک بخش‌های تیره و روشن، (ب) آثار خمش‌های ملایم و شکنجی در اثر چیدمان آمفیبول‌ها، (پ) لایه بندی ریز بین بخش‌های مافیک و فلسیک





شکل ۵: پورفیروکلاست‌های آمفیبول علاوه بر شکستگی آثار خمش شدید را نشان می‌دهند، (ب) نمایی از یک شکستگی همسو، (پ) آثار خمش و شکنج شدگی در یک بلور بزرگ آمفیبول، (ت) شکستگی‌های ناهمسو در امتداد رخ‌ها و شکل ماهی‌گون یک بلور فلدسپار، (ث) شکستگی همسو در بلورهای آمفیبول، (ج) شکستگی و خردشدگی همراه با خاموشی موجی جارویی در یک بلور بزرگ آمفیبول

۳. نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات این پژوهش، آمفیبول‌ها به احتمال زیاد در شرایط حرارت کم و نرخ کرنش بالا دگرریخت شده‌اند که ممکن است با شرایط پوسته میانی تا پایینی منطبق باشد. رخساره دگرگونی در این نمونه‌ها در حد رخساره بالایی شیبست سبز تا آمفیبولیت است. هر دو شواهد دگرگونی پیش‌رونده (تبدیل ترمولیت-اکتینولیت به هورنبلند از حاشیه) و دگرگونی پسرورنده (تبدیل هورنبلند به ترمولیت و اکتینولیت و کلریت از حاشیه) دیده می‌شود. مطالعه شاخص‌های سوی برش و کنیماتیک کانی‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های میلونیتی منطقه دارای برگوارگی با راستای شمال‌باختر-جنوب‌خاور می‌باشند. که در پهنه‌های برشی ساده و راندگی با مولفه راست بر به موازات گسل راندگی زاگرس تشکیل شده‌اند. وجود برگوارگی و خطوارگی میلونیتی همراه با ریزساختارهایی مانند پورفیروکلاست‌های دنباله‌دار و ماهی‌گون نشانگر پهنه‌های میلونیتی است. تفاوت در میزان نرخ کرنش، نوع سنگ اولیه و عمق تشکیل باعث شده که شدت میلونیتی شدن از ضعیف تا شدید متنوع باشد.

منابع

- [1]-Passchier CW, Troaw R., (2005). *Microtectonic*, Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 289 p.
- [2]-Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., (2003). Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 397–412.
- [3]-Stöcklin, J., (1974). Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C.A., Drake, C.L. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer, Berlin, pp. 873–887.
- [4] -نبوی، م (۱۳۵۵). دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران - انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [5]-آقانباتی، آ.، حقی پور، آ. (۱۳۸۳) نقشه ۱:۱۰۰۰۰ سرو. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [6]- آهانگری، م.، (۱۳۹۰). کانی‌شناسی آمفیبولیت‌ها و اپیدوت آمفیبولیت‌ها در جنوب سلماس - شمال‌باختر ایران، بررسی ژئودینامیکی گذار از زیررخساره اپیدوت آمفیبولیت به زیررخساره، آمفیبولیت، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال پنجم، ۱۹ - ۱۰۶.
- [7]- Ghasemi, A. & Talbot, C., (2006). A new scenario for the Sanandaj-Sirjan zone Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, V:26, P:683-693.
- [8]-اسدپور، م.، پورمعافی، س.م.، و هویس، ث.، (۱۳۹۲). ژئوشیمی، پترولوژی و تعیین سن توده مافیک - اولترامافیک غازان، شما غرب ایرام، مجله پترولوژی، جلد ۴، شماره ۱۴، ص ۱ - ۱۶.
- [9]-Mohajjel, M., Fergusson, C.L., Sahandi, M.R., (2003). Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 397–412.
- [10] -انتظاری، ر.، علوی، س.ا.، و قاسمی، م.ر.، ۱۳۹۵، ریزساختار در پهنه‌های میلونیتی جنوب سلماس (شمال باختر ایران)، فصل‌نامه علوم زمین، شماره ۹۹، ص ۲۱ تا ۳۸.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری توده نفوذی ترشن، شمال‌باختر ایران

منیژه اسدپور*

استادیار دانشگاه ارومیه

m.asadpour@urmia.ac.ir

چکیده

توده نفوذی ترشن، در انتهائی‌ترین بخش زون سنندج-سیرجان در شمال‌باختر ایران، در داخل سنگ‌های رسوبی پالئوزوئیک زیرین جای گرفته است. سنگ‌های مافیک شامل پگماتیت گابرو تا میکروگابرو، متاگابرو و آنورتوزیت با مجموعه کانیایی ساده (پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن و \pm الیون) است. سنگ‌های اولترامافیک شامل ورلیت، هارزبورگیت، پیروکسنیت و هورنبلندیت است. بخش اولترامافیک توسط بخش مافیک احاطه شده است. با توجه به شواهد صحرایی و پتروگرافی این سنگ‌ها در نتیجه رخدادهای ماگمایی از یک منشاء گوشته‌ای، در یک حوضه قاره تشکیل گردیده اند. بافت کرس کومولا که از شاخصه‌های مهم توده‌های نفوذی اولترامافیک لایه لایه است بخوبی در این سنگ‌ها دیده می‌شود. با توجه به سن توده‌های مشابه مجاور، احتمالاً سن این سنگ‌ها اواخر پالئوزوئیک است. دگرگونی در حد رخساره شیست سبز، دگرشکلی دما بالا و آلتراسیون گسترده در توده دیده می‌شود.

کلمات کلیدی: ترشن، کرس کومولا، سنندج-سیرجان، مافیک- اولترامافیک



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Geology and petrography of Tershin intrusive, Northwest Iran

Manijeh Asadpour*

Assistant Professor of Urmia University

m.asadpour@urmia.ac.ir

Abstract

The Tershin mafic-ultramafic intrusive, intruded into the early palaeozoic sedimentary rocks at the end of Sanandaj - Sirjan zone in NW of Iran. The mafic rocks are composed mainly of pegmatite gabbro to micro gabbro, metagabbro and anorthosite, with a simple mineral assemblage (plagioclase, clinopyroxene, orthopyroxene \pm olivine). The ultramafic rocks include wehrlite, lherzolite, harzburgites and hornblende. This part is located within the intrusion and is enclosed within the mafic rocks. Based on the results of field geology and petrography evidences, magma derived from a mantle source in continental basins. Crescumulate texture that is important characteristic of layered ultramafic intrusive bodies are clearly seen in these rocks. According to age of similar adjacent bodies, these rocks likely have late paleozoic age. The greenschist facies metamorphism, high- temperature deformation and alteration widely seen in the area.

Keywords: Tershin, Crescumulate, Sanandaj-Sirjan, mafic-ultramafic



۱. مقدمه

توده نفوذی ترشن یک توده بیضی شکل با ابعاد ۳ و ۷ کیلومتر قطر، بخشی از مجموعه آذرینی است که بر اساس تقسیم بندی زون‌های ساختاری ایران در محل تلاقی دو زون ساختاری مهم ایران یعنی زون سنندج- سیرجان و ایران مرکزی واقع شده است. این زون باریکه‌ای است بطول ۱۵۰۰ و پهنای ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر که از باختر دریاچه ارومیه آغاز و در یک راستای شمال- باختری- جنوب‌خاوری تا گسل میناب ادامه می‌یابد (شکل ۱). همچنین این زون بخشی از سیستم کوهزایی زاگرس است که بین کمان ماگمایی ارومیه- دختر و زاگرس چین‌خورده قرار گرفته [1] که از باز و بسته شدن نئوتتیس بین اوراسیا و عربی نتیجه شده است [2]. بیشتر محققین اعتقاد دارند که زون سنندج- سیرجان بخش جدا شده‌ای از گندوانا در طول پرمین- تریاس است [3,4,5]. زون سنندج- سیرجان تا جنوب شرقی ترکیه ادامه دارد که پس از تغییری در روند آن تا ماسیف بیتلیس ادامه می‌یابد. توده نفوذی ترشن با ترکیب مافیک- اولترامافیک، در داخل سنگ‌های پالئوزوئیک زیرین نفوذ کرده است. بخش مافیک ترکیبی از گابرو تا آنورتوزیت است. اندازه دانه‌های بخش مافیک از دانه متوسط تا خیلی دانه درشت (پگماتیتی) متغیر می‌باشد. بخش اولترامافیکی شامل ورلیت، هارزبورگیت، پیروکسنیت و هورنبلندیت می‌باشد. مطالعه این سنگ‌ها می‌تواند روند تکوین زون سنندج- سیرجان، حداقل در بخش شمال‌باختر آن را بیشتر مشخص کند. در این تحقیق مطالعه‌ای هدفمند با استفاده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و تخمین سن با استفاده از سن توده‌های مجاور انجام شده تا ماهیت این توده مشخص گردد.

۲. روش تحقیق

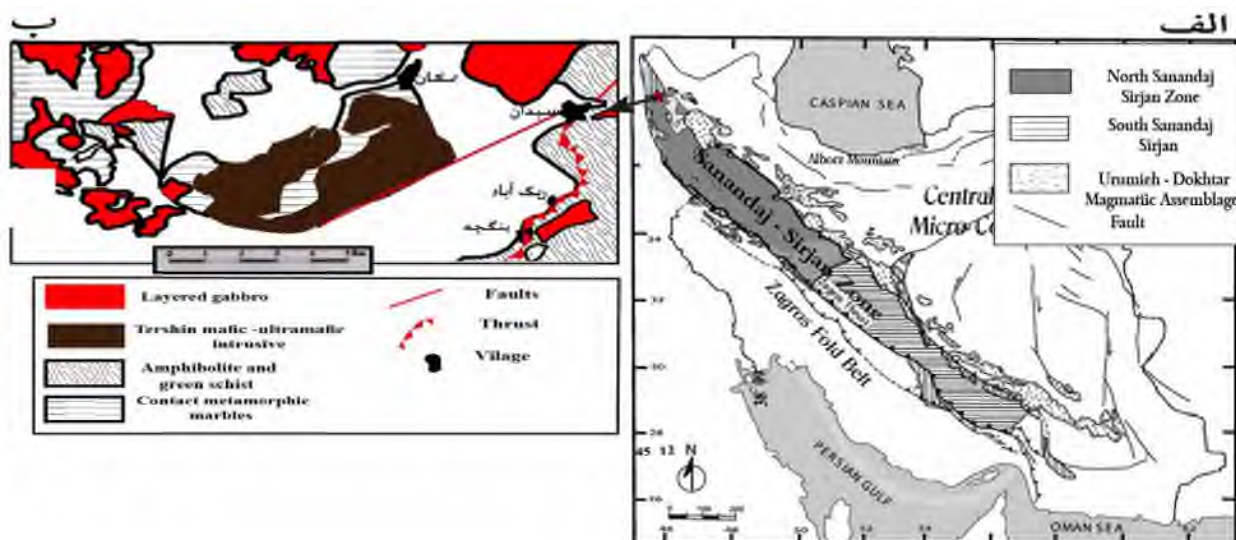
این پژوهش براساس مطالعات میدانی، مطالعات سنگ‌شناختی و کانی‌شناسی است، لذا، پیمایش‌های متعددی با توجه به تنوع زیاد سنگ‌های این توده انجام گردید. جهت بررسی‌های سنگ‌شناختی و میکروسکوپی ۳۰ نمونه از انواع سنگ‌های منطقه برداشت گردید. با استفاده از دستگاه برش سنگ از تمام نمونه‌های جمع‌آوری شده، مغزه تازه تهیه گردید. بعد از تهیه مقاطع نازک مطالعات کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری بر روی آنها انجام شد.

۳. نتایج و بحث

توده مافیک- اولترامافیک ترشن با روند تقریباً جنوب‌باختر- شمال‌خاور در شمال شهرستان ارومیه قرار گرفته است. این توده در بیشتر بخش‌ها با رسوبات کواترنری به صورت دگرشیب احاطه شده است، مگر در برخی قسمت‌ها که با مرمر و اسکارن و بطور محدود با آمفیبولیت و شیست‌های سبز همبری دارند (شکل ۱). بخش مافیک قسمت بیشتر رخنمون را تشکیل می‌دهد. چنانچه در نمونه ماکروسکوپی دیده می‌شود، بافت غالب گرانولار درشت تا متوسط بلور است (شکل ۲)، بافت‌های پگماتیتی که در واقع بخش‌های کومولایی هستند، بخوبی در صحرا دیده می‌شود. نمونه‌هایی که در زون‌های برشی قرار نگرفته‌اند اکثراً بدون هوازدگی بوده و حجم کمی از بخش مافیک را در رخنمون‌ها به خود اختصاص داده‌اند. در حالیکه گابروهای هوازده، بیشترین رخنمون را دارند. آنورتوزیت‌ها معمولاً بصورت دایک، رگه و یا بخش‌های کوچک و بزرگ پراکنده در کل توده دیده می‌شوند. در رخنمون‌های



سطحی، انواع سنگ‌ها معمولا غیر قابل تفکیک و نقشه برداری بوده و اغلب تبدیل آنها به یکدیگر بی قاعده، نامنظم و شارپ است، بطوریکه در یک رخمون کوچک طیف گسترده‌ای از انواع سنگ‌های مافیک را می‌توان دید. بخش گسترده‌ای از این سنگ‌ها مثل اکثر توده‌های مجاور، به خاطر قرار گرفتن در امتداد زون‌های برشی متحمل دگرشکلی پلاستیک و دما بالا شده و با حفظ پاراژنز ماگمایی، تا حد زیادی میلیونیتی شده و خطوارگی و برگوارگی در امتداد زون برشی پیدا کرده‌اند. هر دو بخش مافیک و اولترامافیک توسط دایک‌های فلدسپاتی، که عمدتا آنورتوزیت‌های پگماتیتهی هستند قطع شده‌اند. بخش لایه‌ای، متشکل از لایه‌های آنورتوزیتی و گابروی به طور متناوب و یا با تبدیل شدگی نامنظم در کل توده دیده می‌شود. گاهی قرار گرفتن در امتداد زون‌های برشی باعث بهم خوردگی لایه بندی شده است.



شکل ۱: الف) نقشه زون بندی ساختمانی ایران، برگرفته از قاسمی [6] و ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه [7]

بخش اولترامافیک حدود ۳۰-۲۰ درصد توده ترشن را در رخمون‌های سطحی به خود اختصاص داده و بخش عمده آن در بخش خاوری توده ظاهر شده است، و اکثرا توسط سنگ‌های مافیک احاطه گردیده و دارای همبری موازی، هم شیب و تیز با بخش مافیک هستند. در مطالعات صحرایی بافت‌های کومولایی در این بخش بخوبی دیده می‌شوند و کاملا مشخص است که بخش کومولایی در ته مخزن ماگمایی قرار داشته و بخش اینترکومولا بصورت جریان نیمه مذاب خارج گردیده است. بلورهای آمفیبول، در برخی نمونه‌ها دارای اندازه تا بیش از ۱۰ سانتی‌متر بوده و بلورهای شکل‌داری را تشکیل داده‌اند (شکل ۲ ب و ت). این چنین پدیده‌ای را در پیروکسنیت‌های آمفیبولیتی شده، هورنبلندیت‌ها و لویکوگابروهای پگماتیتهی می‌توان بخوبی دید که در واقع جزو بخش کومولایی ماگما بوده و در اثر ته‌نشست در یک مخزن ماگمایی تشکیل شده‌اند، بافت کرس کومولا که از شاخصه‌های مهم توده‌های نفوذی اولترامافیک لایه لایه است در بخش اولترامافیک بخوبی دیده می‌شود (شکل ۲ الف). در این بافت بلورهای بزرگ طویل شده نسبت به بلورهای کومولا زاویه ۹۰ درجه تشکیل داده‌اند. هورنبلندیت‌ها، بخشی مهم ولی کوچکی از سنگ‌های اولترامافیک توده ترشن را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها حاوی رگچه و عدسی‌های لویکوکراتی فلدسپاتی می‌باشند، که احتمالا این پدیده ناشی از ذوب بخشی گابروها در اثر دگرشکلی شدید دما بالا می‌باشد. بلورهای درشت و اغلب شکل‌دار هورنبلند این سنگ‌ها

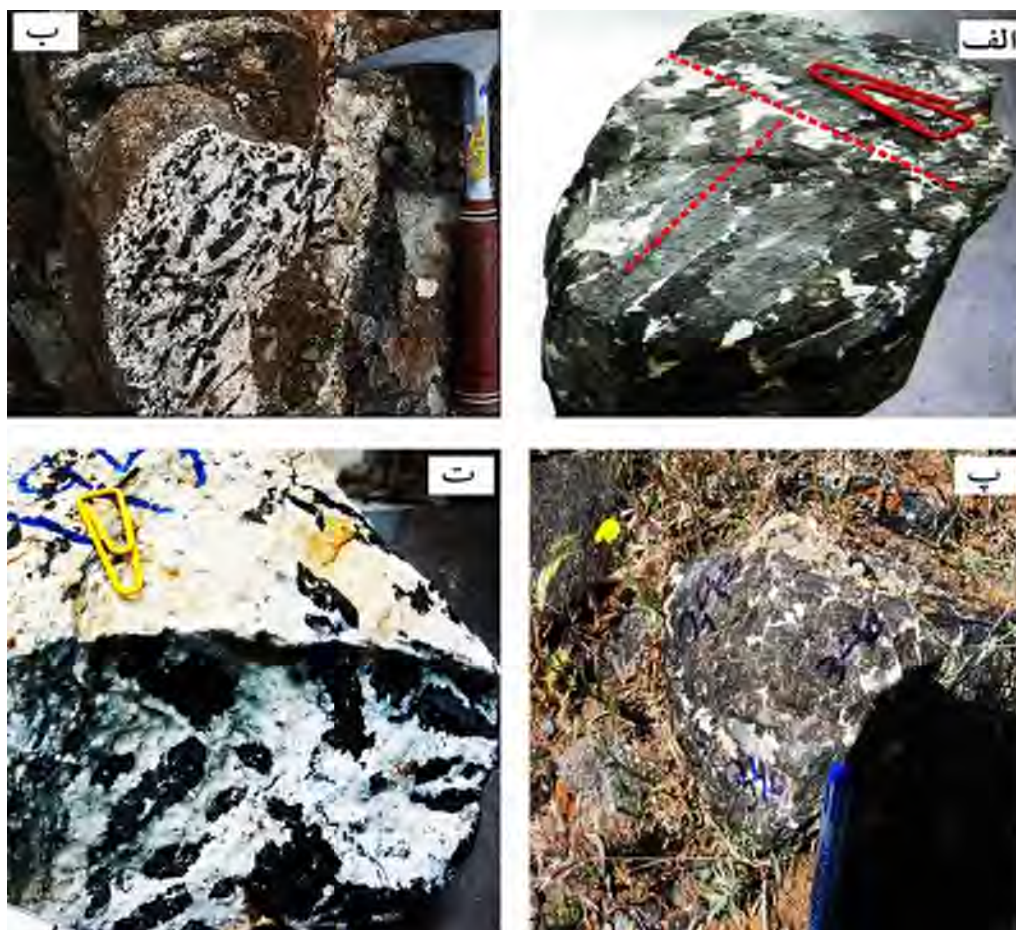


بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



بخوبی در صحرا و در نمونه دستی دیده می‌شود (شکل ۲ پ). بخش اولترامافیک به مانند بخش مافیک، در زون‌های برشی، خرد، آلتزه و دگرسان شده است.

سن سنجی بر پایه Laser-Ablation بر روی زیرکن‌های توده‌های مجاور مافیک قره‌باغ و غازان [8,9] نشان می‌دهد که سنگ‌های مافیک سنی حدود ۳۰۰ Ma داشته و نمونه گرانیتوئیدی داخل و مجاور بخش‌های مافیک، نیز همین سن را نشان می‌دهند. این سن‌های مشابه در سنگ‌های مافیک و اسیدی منطقه، بیانگر تاثیر یک رخداد زمین‌شناسی در اواخر پالئوزوئیک همزمان با شروع باز شدن نئوتتیس است. با توجه به مشابهت و همجواری توده ترشن با توده‌های قره‌باغ و غازان، این سن را می‌توان به توده ترشن نیز تعمیم داد.



شکل ۲- الف) بافت کرس کومولا در یک پگماتیت گابروی آمفیبولیتی شده، بلورهای درشت و کشیده عمود بر بخش گابروهای دانه درشت (Cgb)، ب و ت) بلورهای درشت و شکل‌دار آمفیبول در یک متن فلدسپاتی، پ) یک نمونه هورنبلندیت دانه درشت



با توجه به بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های مافیک را می‌توان در ردیف اولیوین گابرو، گابرو، لوکوگابرو، هورنبلندگابرو و پگماتیت گابرو قرار داد. بافت گرانولار متوسط تا درشت بافت غالب در منطقه است. سنگ‌های مافیک عموماً مجموعه کانیاپی ساده‌ای داشته و کانی‌های اولیه آنها شامل $OI \pm Opx \pm Cpx + Plg$ است. از کانی‌های دیگر می‌توان به آمفیبول، اپاک، زوئیزیت، کلریت، اپیدوت، اسفن، کانی‌های سولفیدی و کربنات‌ها اشاره کرد.

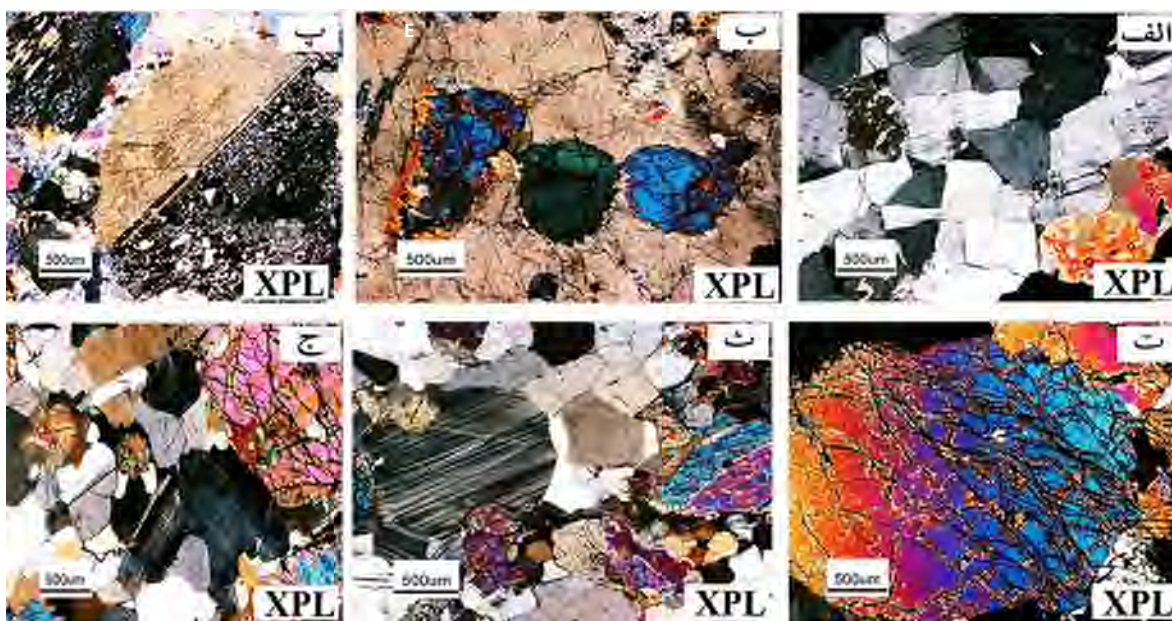
گابروهای دانه متوسط در بین سنگ‌های مافیک فراوانی بیشتری دارند. در این سنگ‌ها پلاژیوکلاز کانی اصلی و فراوان بوده و مقدار آن بین ۴۰ تا ۶۰ درصد متغیر است، پیروکسن با فراوانی متغیر از ۸ تا ۴۵ درصد و اولیوین با فراوانی صفر تا ۲۰ درصد در این سنگ‌ها یافت می‌شود. پلاژیوکلاز دارای دو نسل بوده، نسل اول معمولاً بزرگ، بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و اغلب آلتزه شده هستند، در صورتیکه نسل دوم بنظر می‌رسد حاصل تبلور مجدد بوده و معمولاً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و سالم هستند. این کانی‌ها فاقد زون‌بندی مشخص بوده و در آن ماکل آلپیتی، پریکلینی و توام آلپیتی و پریکلینی مشاهده می‌شود (شکل ۳). در حالت اخیر در مواردی یکی از ماکل‌ها در حال محو شدن بوده و به صورت ماکل تکراری متقاطع دیده می‌شود. اپیدوتی، کلسیتی و سرپسیتی شدن از دگرسانی‌های شایع در پلاژیوکلازهای این گابروها بوده به طوری که در برخی نمونه‌ها بلور سالم یافت نمی‌شود و تمام پلاژیوکلازها به وسیله مجموعه‌ای از کانی‌های مذکور جایگزین شده‌اند. ترکیب متوسط پلاژیوکلازها با استفاده از روش میشل‌لوی در نمونه‌های مختلف از این سنگ‌ها در حد آندزین تا لابرادوریت است. در این سنگ‌ها پیروکسن‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل و در اندازه‌های متفاوت از ۰/۵ میلی‌متر تا ۲ سانتی‌متر می‌باشد. طبق بررسی پیروکسن‌ها در این سنگ‌ها، از نوع دیوپسید-اوژیت هستند. دگرسانی شایع در پیروکسن‌ها، اورالیتی شدن می‌باشد. در مواردی تمام این کانی‌ها به آمفیبول تبدیل شده و بلور سالم یافت نمی‌شود. گاهی در داخل بلورهای درشت پیروکسن، کانی‌های پلاژیوکلاز، اولیوین و اپاک، نمایی از بافت پوئی‌کلیتیک را به نمایش می‌گذارند. بلورهای اولیوین داخل پیروکسن‌ها، معمولاً دارای یک حاشیه واکنشی از آمفیبول و کلریت است. اورالیتی شدن پیروکسن و اپیدوتی-سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز همراه با آثاری از تبدیل شدگی به آمفیبول و کلریت به وضوح نشانه‌هایی از آلتراسیون هیدروترمالی و عملکرد سیالات آبدار است.

در برخی از گابروهای گرانولار مقدار کانی‌های اولیوین زیاد بوده، بطوریکه سنگ را می‌توان اولیوین گابرو نامید. اولیوین‌ها معمولاً نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و اندازه آنها از ۰/۵ تا ۸ میلی‌متر متغیر است. در برخی اولیوین‌های درشت می‌توان اثرات تغییر شکل، شکستگی، تبدیل شدگی و سرپانتینی شدن را مشاهده کرد. گاهی این بلور بصورت ادخال در پیروکسن دیده می‌شود. در هورنبلند گابروها، هورنبلند و پلاژیوکلاز کانی‌های عمده هستند و غالباً به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شوند. اولیوین به ندرت یافت می‌شود و اگر ملاحظه گردد غالباً به سرپانتین و کلریت تبدیل شده است. پیروکسن در صورت وجود اکثراً از نوع کلینوپيروکسن است که غالباً طی پدیده‌های متاسوماتیسم و آلتراسیون ناشی از سیالات مختلف به هورنبلند تبدیل شده است. در برخی موارد فرآیند متاسوماتیسم به طور کامل صورت نگرفته و هنوز تکه‌ها و باقیمانده‌هایی از پیروکسن درون هورنبلند دیده می‌شود. گاهی نیز فقط شکل اصلی پیروکسن حفظ شده است. اسفن در هورنبلند گابروها به صورت ریز بلور دیده می‌شوند.

پگماتیت گابروها دارای بلورهای درشت پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز می‌باشند. اندازه این بلورها گاهی به بیش از ۱۰ سانتی‌متر نیز می‌رسد. در مقطع میکروسکوپی بعلت درشتی بلورها تنها یک یا دو بلور در زیر میکروسکوپ قابل رویت است. در این گابروها پیروکسن سالم دیده نمی‌شود و معمولاً بطور کامل به آمفیبول قهوه‌ای تبدیل شده‌اند. پلاژیوکلاز در برخی از این گابروها، سالم است ولی اکثراً به شدت تحت تاثیر پدیده‌های دگرسانی و متاسوماتیسم، تبدیل به انواع کانی‌های تجزیه‌ای از قبیل سرسیت،



اپیدوت، کلینوژوئیت، کلسیت، اسفن و کلریت شده است. گاهی تجزیه شدگی در بخش مرکزی پلاژیوکلاز شدیدتر و وسیع‌تر است که موید کلسیتی بودن مرکز نسبت به حاشیه است. آنورتوزیت‌ها معمولاً بصورت بخش‌های روشن و پراکنده همراه با سنگ‌های مافیک و اولترامافیک دیده می‌شود. این سنگ‌ها کمتر از ۱۰ درصد کانی مافیک دارند در واقع بر اساس میزان کانی مافیک، ترکیبی از گابروی آنورتوزیتی تا آنورتوزیت را شامل می‌گردند. بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها غالباً نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و دارای بافت‌های تکراری آلبیت می‌باشند و گاهی اوقات ماکل مکانیکی نیز در آنها مشاهده می‌گردد. خاموشی در برخی ماکل‌ها نامنظم شده و یا ماکل‌ها به صورت نوک تیز و تیغه‌ای در می‌آیند و غالباً آثار دگرسانی درون بلوری از خود نشان می‌دهند.



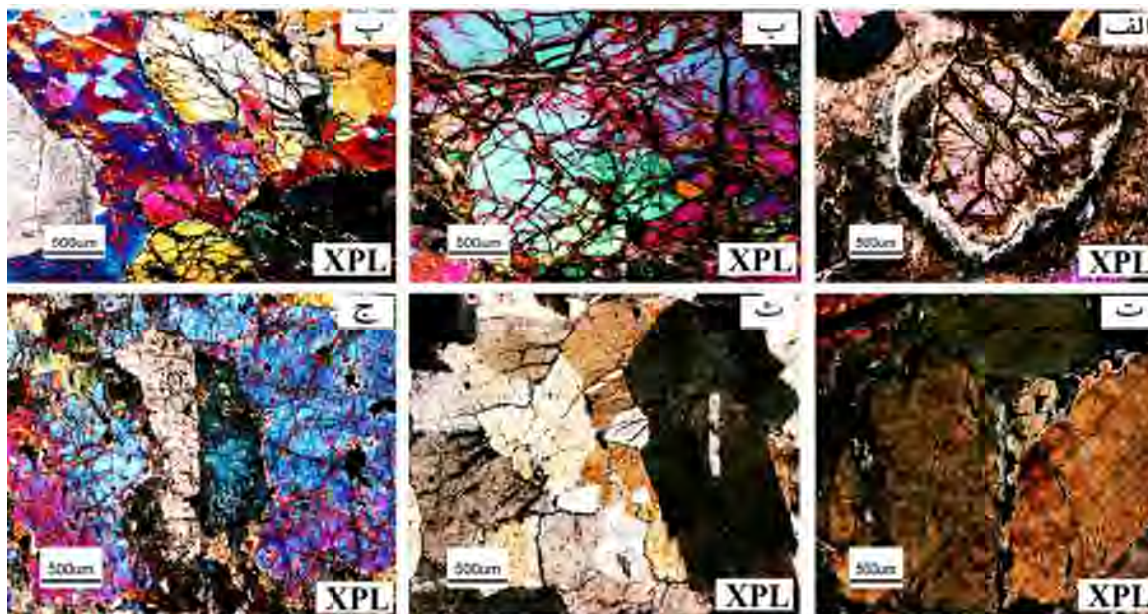
شکل ۳: الف) گابرویی با پلاژیوکلازهای جدید تبلور یافته همراه با پیروکسن، ب) بلورهای اولیوین بصورت ادخال در پیروکسن در یک اولیوین گابرو، پ) یک بلور درشت کلینوپیروکسن ماکل دار، ت) یک بلور درشت اولیوین بی‌شکل در یک مافیک، ث) یک گابروی با پلاژیوکلازهای تجدید تبلور یافته و پیروکسن دار، ج) گابروی اولیوین دار

برونزد اولترامافیک‌ها بسیار محدود می‌باشد و نسبت به بخش مافیک توسعه کمتری دارد. این سنگ‌ها بر اساس مطالعات کانی‌شناسی، شامل هارزبورگیت، ورلیت، پیروکسنیت و هورنبلندیت می‌باشند. بافت اصلی این سنگ‌ها غالباً گرانولار درشت بلور و یا کومولایی می‌باشد، بافت فرعی در برخی از این سنگ‌ها بافت پوئی‌کلیتی است. یکی از بافت‌های شاخص در برخی از این سنگ‌ها وجود بافت کرس کومولا است که یکی از شاخصه‌های مهم سنگ‌های مافیک و اولترامافیک لایه‌ای است. همبندی بخش مافیک با بخش اولترامافیک در مقاطع میکروسکوپی، تیز بوده و گاهی یک لایه نازک (۲۰ تا ۵۰ میکرونی)، اکسیدی و آمفیبولی شده در محل کنتاکت دیده می‌شود. پلاژیوکلاز در اولترامافیک‌ها حداکثر تا ۱۰ درصد وجود دارد، در نمونه‌های سالم پلاژیوکلازها خیلی بازیگ می‌باشند ولی در نمونه‌های آلتزه شده، بدلیل آلبیتی شدن، درصد آنورتیت پائین است. در این سنگ‌ها، اولیوین‌های درشت بصورت بلورهای بی‌شکل دیده می‌شود که دارای بافت غربالی کاملاً مشخصی هستند (شکل ۴). بلورهای کوچک اولیوین غالباً شکل‌دار تا



نیمه شکل‌دار بوده، در قالب فازهای کومولایی در درون بلورهای درشت پیروکسن دیده می‌شود (شکل ۴ پ). در مجاورت با پلاژیوکلازها و پیروکسن‌ها، اولیوین‌ها دارای یک حاشیه واکنشی هستند (اشکال ۴ الف). برخی اولیوین‌ها خیلی درشت بوده (حداکثر تا یک سانتی‌متر) و گاهی حالت کشیده شده را نشان می‌دهند، که بیانگر دگرشکلی در شرایط دما و فشار بالا است (شکل ۴ ب). تعدادی به طور کامل به سرپانتین تبدیل شده و یا ایدنگزیتی گردیده‌اند، بطوریکه فقط قالبی از بلور اولیوین بر جای مانده است (شکل ۴ الف). در این سنگ‌ها کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت هستند که برخی از آنها ماکل ویژه اوژیتی را نشان می‌دهند. ارتوپیروکسن در برخی از سنگ‌ها بمقدار زیاد وجود دارد. طبق بررسی‌های میکروسکوپی، برخی از پیروکسن‌ها مشخصاتی بین کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن دارند. کلینوپیروکسن به ندرت به صورت سالم و دگرسان نشده مشاهده می‌گردد. تاثیر پدیده دگرشکلی سبب توسعه باندهای دگرشکلی و خاموشی موجی در آنها شده است که غالباً به صورت فازهای بزرگ دیده می‌شوند که دانه‌های ایکوکریست اولیوین را به صورت فازهای کومولایی درون خود دارند (بافت هترادکومولا). کانی‌های پیروکسن غالباً تحت تاثیر سیالات مختلف تبدیل به هورنبلند شده‌اند و در اغلب موارد فقط اثراتی از پیروکسن اولیه قابل مشاهده است. بطوریکه پدیده جانیشینی گاهی اوقات تا جایی پیش رفته که بافت‌های غربالی از دانه‌های پیروکسن بر جای مانده از متاسوماتیسم، درون زمینه هورنبلند تشکیل شده است. غالباً هورنبلندها از حاشیه شروع به جانیشینی پیروکسن کرده‌اند.

در هورنبلندیت‌ها، هورنبلند به صورت بلورهای درشت و اولیه، حجم اصلی را تشکیل داده و کانی عمده و اصلی سنگ است. در این نمونه‌ها، کاملاً مشخص است که به دلیل افزایش فشار بخار آب به جای پیروکسن، هورنبلند تشکیل گردیده است، در مرحله بعدی ظاهراً، یک حادثه تکتونیکی باعث خرد شدگی این سنگ‌ها شده (شکل ۴ ت و ث)، و در نهایت، کانی‌های اپیدوت (عمدتاً کلینوزوئیت) فضای بین شکستگی‌ها را پر کرده است.



شکل ۴: الف) بلور درشت اولیوین با بافت غربالی و ایدنگزیتی شده، یک لایه نازک آمفیبولی شده در مرز بین اولیوین و کلینوپیروکسن، ب) بلورهای درشت و بی‌شکل اولیوین، پ) بافت پوئی‌کلیتیکی در یک ورلیت که در آن اولیوین‌ها در داخل پیروکسن‌ها، ت) بلورهای درشت آمفیبول، ث) تجمع بلورهای ریز آمفیبول، ج) بلورهای کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن مقاداری هوازده،



۳. نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد صحرایی، بافتی و کانی‌شناسی، توده ترشن یک کمپلکس مافیک-اولترامافیک لایه‌ای است که در آن انواع سنگ‌های مافیک (اولیوین گابرو، گابرو، لوکوگابرو، هورنبلندگابرو و پگماتیت گابرو) و اولترامافیک (هارزبورگیت، ورلیت، پیروکسنیت و هورنبلندیت) قرار دارند. در این توده بافت کومولا و کانی‌های شاخص کومولایی نشان می‌دهد که تفریق و تبلور ماگمایی با منشاء گوشته‌ای در یک اتاق ماگمایی رخ داده است. با توجه به سن توده‌های مشابه مجاور، سن توده ترشن، اواخر پالئوزوئیک تخمین زده می‌شود که منطبق با شروع باز شدن نئوتنیس در این قسمت از زون سنندج-سیرجان دانست.

منابع

- [1] Alavi, M., 1994. "Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations", *Tectonophysics*, 229, P. 211–238.
- [2] Berberian, M., King, G.C.P., 1981. "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, P. 210–265.
- [3] Stocklin, J., 1968. "Structural history and tectonics of Iran: a review", *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, P. 1229–1258.
- [4] Stampfli, G. M., Borel, G. D., 2002. "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons", *Earth and Planetary Science Letters*, 196, P. 17–33.
- [5] Von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Bussy, F., 2003, "Gondwana-derived microcontinents—the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens", *Tectonophysics*, 365, P. 7–22.
- [6]

[7]-آقابات، آ.، حقی پور، آ. (۱۳۸۳) نقشه ۱:۱۰۰۰۰ سرو. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

[8]-اسدپور، م.، پورمعافی، س.م.، و هویس، ث.، (۱۳۹۲). ژئوشیمی، پترولوژی و تعیین سن توده مافیک – اولترامافیک غازان، شما غرب ایران، مجله پترولوژی، جلد ۴، شماره ۱۴، ص ۱ – ۱۶.

[9] اسدپور، م.، هویس، ث.، و پورمعافی، س.م.، (۱۳۹۲). شواهدی جدید از فعالیت ماگمایی پرکامبرین و پالئوزویک در توده قره باغ، شمال باختر ایران، فصل‌نامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، سال ۲۳، شماره ۸۹، ص ۱۲۹–۱۴۲.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های گرانیتی دریان - جنوب کوه‌های میشو (شمال
باختری ایران)

ناهیده قبادی*

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
hamidnorouzi282@gmail.com

محسن مؤید

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
moavyd@tabriz.ac.ir

احمد جهانگیری

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز
A_jahangiri@tabriz.ac.ir

حمید نوروزی

معدن مس سونگون، شرکت پارس اولنگ
hamidnorouzi282@gmail.com

چکیده

توده گرانیتوئیدی دریان، در دامنه جنوبی کوه میشو، شمال روستای دریان و شمال شهرخامنه قرار دارد و به درون نهشته‌های سازند کهر (به سن پرکامبرین) تزریق شده است. کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز از کانی‌های اصلی سازنده این توده هستند. بافت‌های تمام بلورین، کاتاکلاستیک و پورفیروکلاستیک از بافت‌های غالب در این سنگ‌ها بحساب می‌آیند. ماگمای مولد این گرانیت کالک آلکالن تا کالک آلکالن پتاسیم بالا ارزیابی شده است. از دیدگاه شاخص اشباع شدگی از آلومین، گرانیت دریان در محدوده پر آلومین بوده و ویژگی‌های گرانیت A-type (زیر گروه A₂) را نشان می‌دهد. بررسی نمودارهای REE، نشان دهنده غنی‌شدگی LREE، در برابر HREE هاست. نمودارهای عنکبوتی با آنومالی مثبت عنصرهای K، Nd، Ce و آنومالی منفی عنصرهای Ta، Nb، Ti نشان دهنده خاستگاه پوسته قاره‌ای در پیدایش این سنگ‌ها هستند. برپایه نمودارهای شناسایی محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها، نمونه‌های گرانیتی بررسی شده در محدوده Post-COLG جای گرفته‌اند و به پهنه‌های پسا بر خوردی وابسته هستند. در هنگام رویداد فاز آدیاکاران، حاکم شدن ساز و کار زمین‌ساختی کششی پس از برخورد خشکی‌های شمالی با گندوانا با تحریک سنگ کره و کاهش فشار، شرایط را برای ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و پیدایش گرانیت در راستای پهنه برخوردی در کوه‌های میشو را فراهم کرده است.

واژه‌های کلیدی: غیر کوهزایی، ریفت، پسا برخوردی، گرانیت



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Geochemistry and petrogenesis of Daryan granitoid in the South of Misho Mountains (NorthWest of Iran)

Nahideh Ghobadi*

Department of Earth Science, Faculty of Natural Science, University of Tabriz
hamidnorouzi282@gmail.com

Mohsen Moayyed

Department of Earth Science, Faculty of Natural Science, University of Tabriz
moayyd@tabriz.ac.ir

Ahmad Jahangiri

Department of Earth Science, Faculty of Natural Science, University of Tabriz
A_jahangiri@tabriz.ac.ir

Hamid Norouzi

Geology Unit, Sungun Copper Mine, Tabriz, Iran
hamidnorouzi282@gmail.com

Abstract

Drayan granitoid is located in the southern hillside of Misho Mountain, North of Daryan Village and north of Khameneh Town and has intruded into the Kahar Formation (Precambrian Age). The constituents minerals of these Rocks are Quartz, k- Feldspar, plagioclase. Dominant textures at these rocks are holo crystalline, cataclastic, porphyroclastic. Magmatic series of these rocks is evaluated mostly calc alkaline to high K- calc alkaline. In the view Al-index, these granite is located in the peraluminous area, and show characteristic of A-type granite (A₂ subgroup). REE diagrams show high enrichment of LREE relative to HREE. Spider diagrams with positive anomalies of K, Cs, Nd and negative anomalies of Ta, Nb, and Ti indicating their likely crustal generation. Based on the discrimination diagrams, these are formed related to Post -COLG tectonic setting. Extensional regimes following to continental collision between Northern lands with Gondwanian terrains during Ediacaran has been caused decompression melting of continental crust and the Daryan granite has been originated from the Misho collisional zone.

Keywords: Anorogenic, Rift, Post Collision, Granite

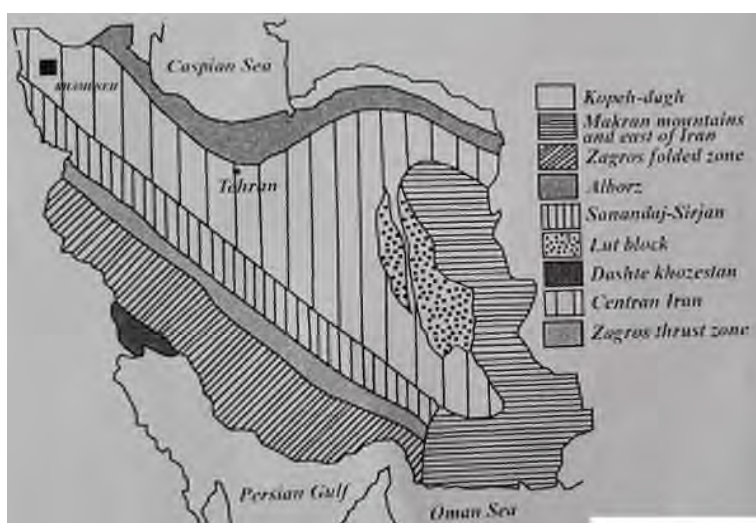


۱. مقدمه

گرانیتوئیدهای A-type که در حقیقت گرانیتوئیدهای مرتبط با حرکات کششی و یا غیر کوهزائی (اپیروژنیک) می باشند در سیکل ویلسون که شامل ایجاد ریفت قاره ای و تولد اقیانوس و توسعه اقیانوس جدید تشکیل و در نهایت تبدیل اقیانوس از حالت غیر فعال (انبساطی) به حالت فعال (انقباضی) است و با تصادم قاره- قاره، اقیانوس بسته شده و مجدداً دو قطعه قاره ای به هم متصل می شوند، جایگاه ویژه ای داشته و در ابتدا و انتهای این سیکل، دو تیپ خاص از این گرانیتوئیدها ظاهر می شوند. به هنگام آغاز ریفت، گرانیتوئیدهای تیپ A₁ که از منشاء گوشته ای هستند، ظاهر می شوند و در انتهای حادثه کوهزائی و پس از برخورد و مستولی شدن رژیم زمین ساخت کششی، انواع A₂ که از منابع مختلف و اغلب متأثر از سیالات فرورانشی و مواد پوسته ای جایگیری می کنند [1]. در کوههای میشو مطالعات زیادی بر روی گرانیتوئیدهای متنوعی که در این ارتفاعات رخنمون دارند، انجام شده است. این گرانیتوئیدها به ترتیب سنی شامل گرانیتوئیدهای I- type و S- type روستاهای عیش آباد و پیربالا [2] گرانیتوئیدهای A-type جنوب روستای باغلار ارلان و دامنه شمالی کوههای میشو [3]؛ گرانیتوئیدهای A-type هرسی نین شرق کوههای میشو [4]؛ [5] می باشند.

۲. زمین شناسی منطقه

منطقه مطالعه شده در دامنه جنوبی رشته کوه‌های میشو قرار دارد. این منطقه بر پایه رده‌بندی‌های گوناگون در پهنه‌های زمین-ساختی مختلف ایران مرکزی [6] و البرز باختری- آذربایجان [9]; [8]; [7] جای گرفته است (شکل ۱).



شکل ۱- جایگاه گرانیت درین در شمال شهر خامنه در رده بندی واحدهای زمین‌ساختی - رسوبی ایران بر پایه رده‌بندی Stocklin و Rutner (۱۹۶۴).



از دیدگاه ساختمانی، کوه‌های میشو با دو گسل شمالی و جنوبی میشو فرا گرفته شده است. [10] این گسل‌ها با روند خاوری - باختری در ادامه باختری گسل تبریز با WNW-ENE جای گرفته‌اند. گمان می‌رود در فاصله دورتر، دنباله باختری این گسل‌ها پس از گذشتن از خوی بسوی ماکو واز آنجا به اراک در ترکیه برسد [7]. هسته مرکزی کوه‌های میشو از برونزد سنگ‌های کهن پرکامبرین، به نام سازند کهر با ستبرای بسیار، ساخته شده است. بر پایه رخساره رسوبی، پهنه رسوبی پرکامبرین حوضه‌ای ژرف و دریایی بوده است [11] در پی چین خوردگی کاتانگایی و یا آسینتیک، نهشته‌های سازند کهر چین‌خورده و تا رخساره شیست‌های سبز دگرگون شده‌اند [11].

به داخل سازند کهر چندین گرانیت نفوذ کرده است. این گرانیتوئیدها به ترتیب سنی شامل گرانیتوئیدهای I-type و S-type روستاهای عیش آباد و پیربالا [۲]؛ گرانیتوئیدهای A-type جنوب روستای باغلاز ارلان و دامنه شمالی کوه‌های میشو (مجیدی، ۱۳۹۰)؛ گرانیتوئیدهای A-type هرسی نین شرق کوه‌های میشو [۴]؛ [۵] می باشند.

گرانیت S-type یک گرانیت همزمان برخورد به سن ادیاکاران در نتیجه برخورد بین صفحه توران و پهنه ایران مرکزی شکل گرفته است و در اثر نفوذ در سازند کهر سنگ‌های رسوبی میزبان خود را در اثر دگرگونی مجاورتی به هورنفلس تبدیل نموده است. [12] [13]، گرانیت A-type میشو به دنبال سامانه کوهزایی هرسینین، بسته شدن پالئوتتیس اول، برخورد ایران- اوراسیا و ضخیم شدگی پوسته، از ذوب سنگ‌های پوسته تحتانی با ترکیب گنیس تشکیل شده است Moayyad و همکاران [14] ، Ahankoub و همکاران [15] آهنکوب [16].

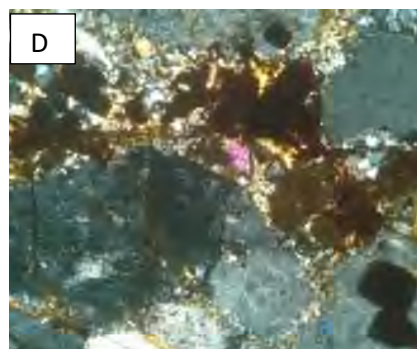
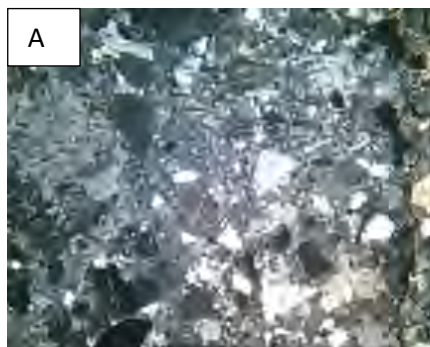
۳. مطالعات صحرائی و پتروگرافی

توده گرانیتوئیدی A-type در شمال روستای دریان و گسل جنوب میشو و در نزدیکی آن قرار دارد. این توده کوچک در ابعاد استوک بوده و به موازات گسل جنوب میشو کشیده شده است. گرانیت‌ها در نمونه‌های دستی به رنگ روشن و روشن مایل به خاکستری دیده می‌شوند.

کانی‌های اصلی تشکیل دهنده شامل کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز، کانی‌های تیره بیوتیت و اکسیدهای آهن می‌باشد که پلاژیوکلازها در اثر هوازدگی سرسیتی شده‌اند (B-۲) و همچنین بلورهای شکل‌دار زیرکن نیز در بعضی مقاطع نازک دیده می‌شود (D-۲). در برخی از نمونه‌ها، کوارتز به دلیل تحمل فشار و استرس، خاموشی موجی نشان می‌دهد (C-۲). همرشدهی پلاژیوکلاز در داخل پتاسیم فلدسپار که همان بافت پرتیتی است (B-۲) در نمونه‌های گرانیت زیاد دیده می‌شود که این نشان دهنده آن است که گرانیت‌های تشکیل شده فاقد آب بوده و یا فشار بخار آب ماگمای مولد بوده است. کانی‌های گرانیت‌ها در اثر نیروهای برشی در حین چین خوردگی و گسلش شکسته شده و به ذرات ریز تبدیل شده و بافت‌های میلونیتی، کاتاکلاستیک و پر فیروکلاستیک را نشان می‌دهند (شکل‌های A و E-۲).



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۲-A) بافت کاناکلاستیک و بلورهای خرد شده و دگرشکل پلاژیوکلاز، پتاسیم فلدسپار پرتیتی و کوارتز، (۲-B) فنوکریستال پتاسیم فلدسپار پرتیتی و پلاژیوکلاز سربیسیتی شده، (۲-C) فنوکریستالهای خرد شده و شکسته کوارتز با خاموشی موجی، (۲-D) بلور شکلدار زیرکن و کانیه‌های تیره در متن سنگ، (۲-E) بافت پورفیروکلاستیک در میلونیت گرانیت

۴. بحث

در این بخش بر پایه داده‌های تجزیه شیمیایی و با بررسی رفتارهای زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی، فرعی و کمیاب در نمودارهای زمین‌شیمیایی، ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ترکیب ماگمای سازنده، نوع ماگما و روند تغییر و تحول ماگمای اولیه در توده گرانیتوئیدی منطقه شناسایی شد. داده‌های تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی و فرعی در جدول ۱ آورده شده‌اند.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



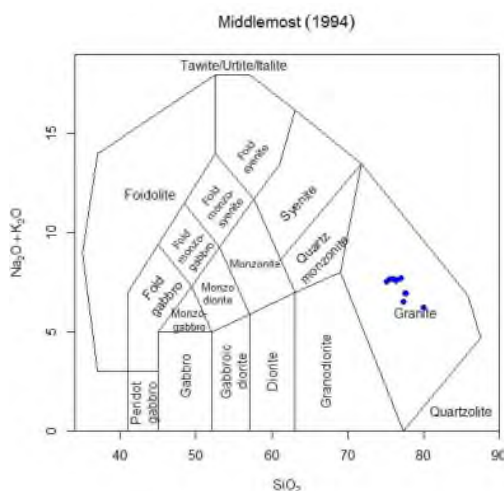
در نمونه‌های گرانیتی بررسی‌شده، مقدار SiO₂ از ۷۳/۹۸ تا ۷۸/۶۹ در صد وزنی متغیر است. K₂O در گرانیت‌ها از ۲/۴۴ تا ۳/۸۶ درصد وزنی در نوسان است. پتاسیم در ساختمان پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز و بیوتیت شرکت دارد. مقدار Na₂O در گرانیت‌ها از ۲/۹۹ تا ۵/۰۲ درصد وزنی است. مقدار Na₂O با کانی‌های پلاژیوکلاز کنترل می‌شود. مقدار CaO از ۰/۱۴ تا ۰/۳۸ درصد وزنی در تغییر است. مقدار Fe₂O₃ و TiO₂ به ترتیب در گرانیت‌ها از ۰/۶۷ تا ۲/۵۱ درصد وزنی و ۰/۱۶ تا ۰/۵۲ درصد وزنی است. Fe₂O₃ در ساختمان کانی‌های تیره و بیوتیت جای گرفته است. ویژگی‌های شیمیایی و شعاع اتمی Ti همانند آهن است و از این‌رو، می‌تواند در ساختمان کانی‌های آهن‌دار (مانند: بیوتیت) شرکت کند. مقدار MgO در گرانیت‌ها از ۰/۳۷ تا ۰/۸۶ درصد وزنی در نوسان است. میزان این اکسید در سنگ‌های بررسی شده با کانی‌های تیره و بیوتیت کنترل می‌شود. مقدار MnO در گرانیت‌ها کمتر از ۰/۰۰۶ تا ۰/۰۶۸ درصد وزنی در تغییر است. Mn بیشتر به ساختمان کانی‌های آهن‌دار افزوده می‌شود. مقدار P₂O₅ در گرانیت‌ها کمتر از ۰/۰۵ تا ۰/۲۲ درصد وزنی است و مقدار آن معمولاً با کانی آپاتیت کنترل می‌شود.

جدول ۱ تجزیه عناصر اصلی و کمیاب گرانیت دریان

Sample	DG1	DG4	DG6	DG12	DG17	DG21	DG3	DG7	DG15	DG24
SiO ₂	75.56	76.31	76.18	75.45	74.68	74.39	73.98	78.69	76.68	74.18
Al ₂ O ₃	12.18	12.15	12.55	13.4	14.28	13.88	14.14	11.86	13.54	14.49
CaO	0.27	0.38	0.27	0.32	0.18	0.26	0.31	0.29	0.14	0.17
Fe ₂ O _{3t}	1.17	2.51	1.47	1.14	0.86	0.94	1.06	0.67	0.72	1.26
MgO	0.69	0.86	0.74	0.68	0.44	0.37	0.58	0.46	0.61	0.74
Na ₂ O	4.06	3.44	3.76	4.26	4.68	3.77	4.14	3.36	2.99	5.02
K ₂ O	3.49	2.98	3.06	3.28	2.86	3.62	3.38	2.77	3.86	2.44
TiO ₂	0.52	0.18	0.16	0.19	0.26	0.24	0.32	0.17	0.28	0.37
MnO	0.068	0.02	0.006	0.009	0.01	0.02	0.014	0.02	0.03	0.03
P ₂ O ₅	0.22	0.12	0.09	0.05	0.12	0.08	0.14	0.08	0.09	0.12
L.O.I	1.66	1.14	1.61	1.24	1.57	1.44	1.62	1.57	1.33	0.98
As	31.7	12.6	9.7	5.7	10.8	29.6	17.9	15.7	29.6	8.4
Ag										
Au										
Ba	2268	3172	1844	2478	1844	1396	1594	1488	2142	1477
Be	1.44	0.99	1.26	1.67	0.86	1.04	0.98	1.14	1.27	1.32
Bi										
Cd	0.26	0.31	0.17	0.22	0.31	0.19	0.27	0.33	0.24	0.19
Ce	37.4	45.6	47.3	49.3	62.1	50.9	54.6	39.7	61.4	53.6
Co	8.1	3.2	0.8	1.9	0.6	0.9	1.2	1.1	0.9	0.8
Cr	9.1	9.6	8.4	11.4	12.6	15.7	8.4	8.5	9.4	7.2
Cs	0.8	0.6	0.9	0.7	1.4	0.9	1.6	2.3	1.8	0.9
Cu	12.6	14.1	9.7	13.2	14.6	8.5	7.7	11.6	12.9	14.6
Dy	3.14	3.26	3.44	4.48	5.06	3.77	2.96	3.37	5.06	4.76
Er	2.06	2.16	1.88	2.31	1.94	2.04	1.77	3.02	2.21	2.36
Eu	0.46	0.39	0.51	0.43	0.39	0.24	0.22	0.51	0.43	0.55
Ga	16.2	14.7	21.6	22.7	16.9	17.4	13.3	23.6	19.7	20.4
Gd	3.39	4.12	3.99	2.98	3.19	4.06	5.12	3.48	4.06	2.99
Hf	3.6	4.2	3.9	5.4	3.9	4.7	4.2	5.6	5.1	3.9
Hg										
Ho	0.72	0.68	0.69	0.64	0.74	0.86	0.91	0.62	0.77	0.94
La	19.4	18.6	17.4	16.2	24.6	21.2	23.7	24.5	19.7	20.2
Li	4.6	9.4	10.6	12.7	14.6	15.1	10.9	7.6	11.2	12.6
Lu	0.32	0.36	0.27	0.31	0.47	0.39	0.27	0.26	0.41	0.38
Mo										
Nb	4.6	9.7	4.4	5.2	7.2	6.3	4.6	4.3	5.1	6.1
Nd	21.4	14.8	16.2	17.9	19.7	20.1	22.4	19.4	17.3	22.4
Ni	6	7	4	13	12	11	5	3	7	9
Pb	35.7	58.9	66.1	29.4	8.1	12.9	9.8	12.9	31.7	30.6
Pr	4.89	2.92	4.71	3.69	5.47	5.86	6.12	4.71	5.66	7.14
Rb	63.7	57.2	82.6	49.7	83.7	74.6	59.8	78.6	62.7	59.6
Sb	13.4	32.7	26.2	31.2	14.9	22.6	17.7	12.6	29.6	23.3
Sc	2	3	9	11	4	4	3	7	2	5
Sm	2.96	2.37	3.72	3.88	3.69	4.02	4.31	2.96	3.88	5.13
Sn	4.2	3.1	2.6	1.7	3.5	2.6	3.7	4.1	2.9	3.4
Sr	65.7	77.9	86.4	72.7	91.2	97.2	101.2	79.8	88.4	101.4
Ta	0.72	0.51	0.44	0.64	0.53	0.81	0.44	0.61	0.72	0.45
Tb	0.77	0.81	0.76	0.52	0.58	0.66	0.46	0.52	0.57	0.82
Th	4.7	3.6	4.9	5.2	10.6	10.8	12.2	11.2	9.6	7.5
Tl	0.71	0.63	0.58	0.41	0.39	0.62	0.68	0.44	0.52	0.57
Tm	0.44	0.49	0.38	0.31	0.37	0.44	0.29	0.26	0.32	0.29
U	3.6	3.3	4.1	2.7	3.7	3.3	2.7	1.9	2.5	1.8
V	24	31	27	32	18	24	19	21	17	28
W	1.3	1.2	0.9	1.4	1.3	0.9	0.8	1.4	1.5	1.3
Y	8.4	9.1	11.2	13.6	19.6	20.2	18.8	16.7	15.4	24.6
Yb	0.98	1.06	1.22	1.17	1.88	1.94	2.06	1.74	1.96	1.82
Zn	38	14	12	8	14	11	21	17	8	19
Zr	142.7	152.6	133.6	129.8	118.6	131.4	139.7	119.2	134.7	126.7

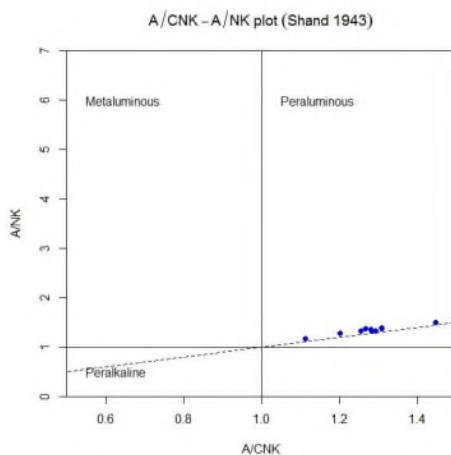


برای نامگذاری دقیق‌تر سنگ‌های مورد مطالعه بر پایه ترکیب شیمیایی، از نمودار (Middlemost 1994) استفاده شد. در این دیگرام، سنگ‌های پلوتونیک بر مبنای درصد وزنی سلیس در برابر مجموع آلکالن که به اختصار نمودار TAS نامیده می‌شود، نام گذاری می‌شوند. این نمودار توسط میدل‌مست (1994) ارائه گردیده است. طبق این تقسیم‌بندی، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت قرار دارند (شکل ۳).



شکل ۳ - طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین با استفاده از نمودار (Middlemost 1994).

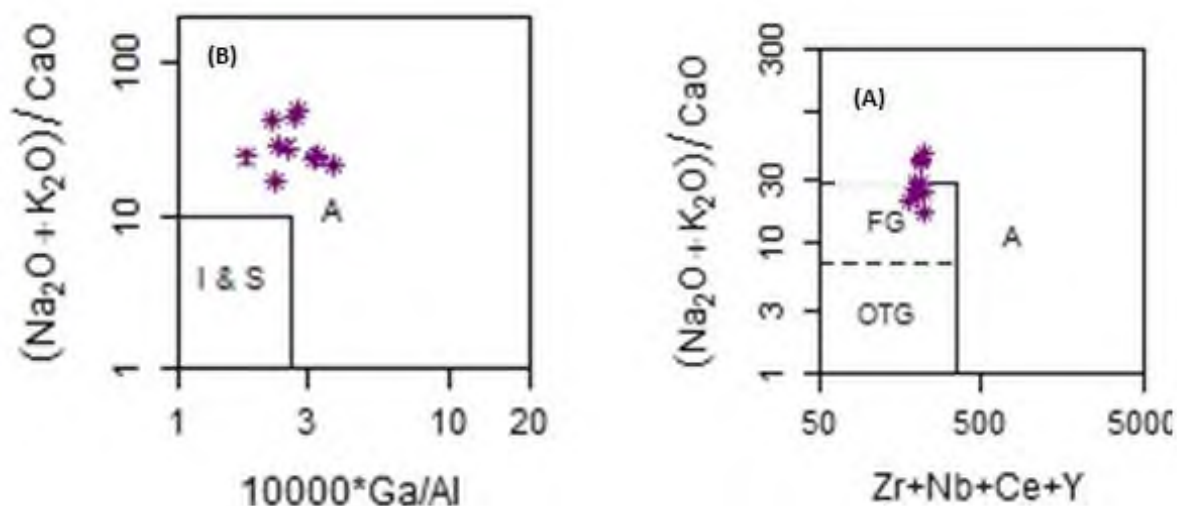
به منظور تعیین درجه اشباع از آلومینیم در سنگ‌های آذرین رده بندی مختلفی تاکنون ارائه شده است. یکی از نمودارهای مفید جهت تعیین مقدار آلومین سنگها، نمودار (Shand 1943) می باشد. سنگ‌های آذرین بر اساس شاخص اشباع از آلومینیم به سه گروه پرآلومین؛ متاآلومین و پر آلکالن تقسیم می شوند. مبنای این تقسیم بندی بر اساس مقادیر مولی CaO , Na_2O , K_2O و Al_2O_3 استوار است. طبق این نمودار سنگ‌های منطقه در محدوده پر آلومینوس واقع می‌شود (شکل ۴).



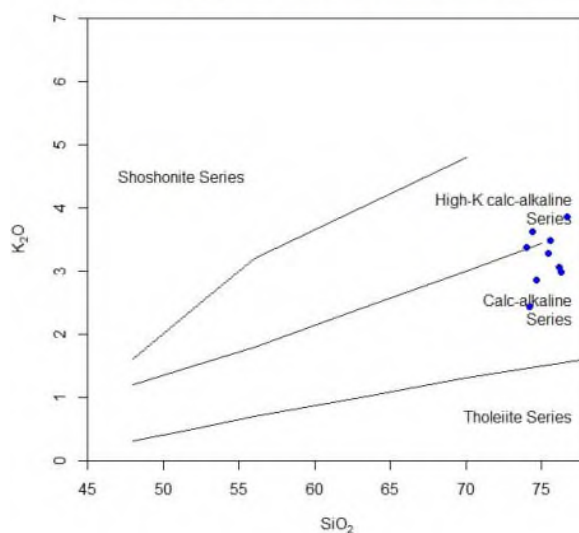
شکل ۴ - تقسیم بندی سنگ های گرانیتوئیدی بر اساس نسبت آلومین به آلکالن آنها (اقتباس از مانیارو پیکولی، ۱۹۸۹)



برای شناسایی سری های ماگمایی، نمودار عنصرهای اصلی SiO_2 در برابر K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976) به کار برده شد. نمونه‌های گرانیت‌ها در محدوده کالک آلکالن و کالک آلکالن پتاسیم بالا جای گرفته اند.



SiO_2 - K_2O plot (Peccerillo and Taylor 1976)

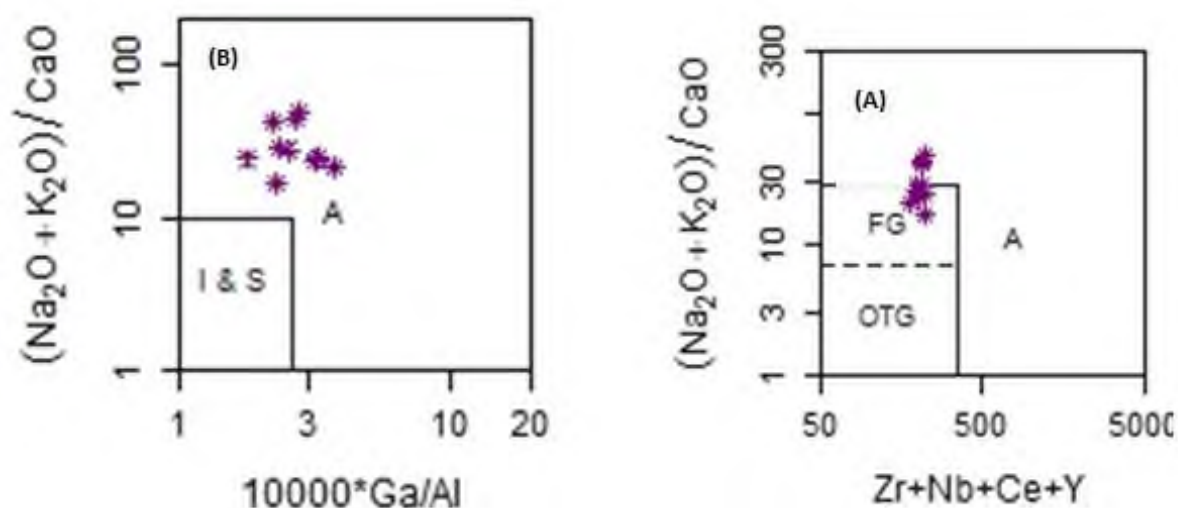


شکل ۵- نمودار SiO_2 - K_2O (Peccerillo and Taylor, 1976)

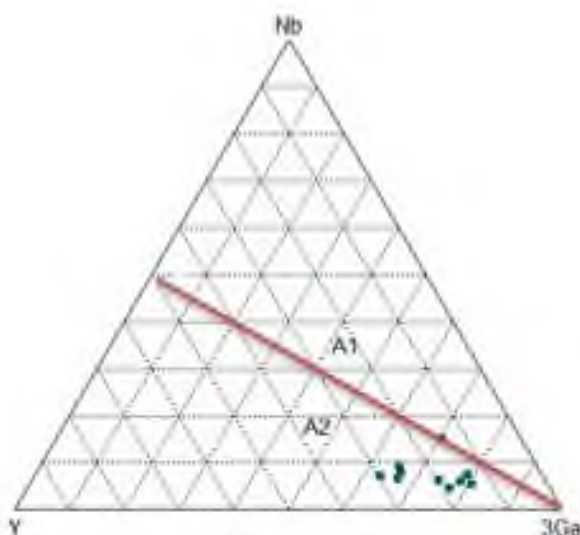
برای شناسایی تیپ گرانیتوئیدها، نمودارهای Whalen و همکاران (۱۹۸۷) که گرانیت‌های تیپ A را از گرانیت‌های دیگر جدا می‌کنند، به کار برده می‌شوند. بر پایه مقدار Ga/Al در برابر عنصرهای اصلی و فرعی در این نمودارها، همه نمونه‌های بررسی شده ویژگی‌های A-type نشان می‌دهند (شکل‌های ۶، ۷). به گفته Eby (۱۹۹۲)، از دیدگاه شیمایی، گرانیتوئیدهای تیپ A در دو گروه



A₁, A₂ دسته بندی می‌شوند (Y). نمونه‌های بررسی شده بر پایه این نمودار، ویژگی‌های پوسته‌ای دارند و در محدوده A₂ جای گرفته‌اند (شکل ۷).



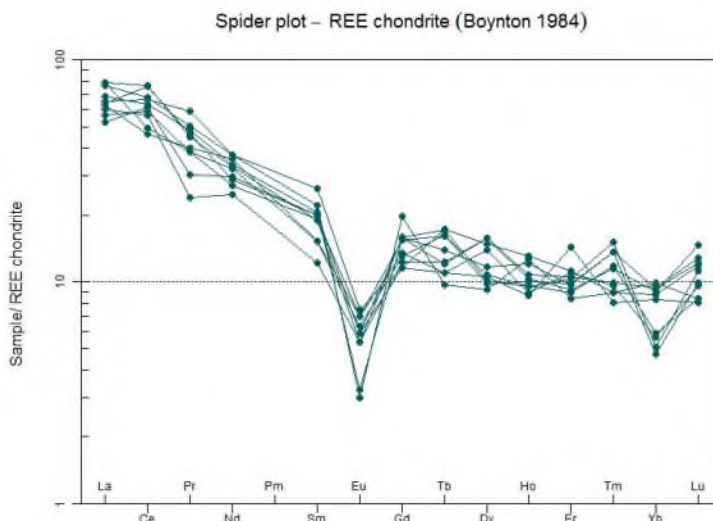
شکل ۶- نمودارهای برای تعیین تیپ گرانیت‌های منطقه (Whalen 1987). (a) نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{CaO}$ در مقابل $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y}$ نمودار (b) نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{CaO}$ در مقابل $10000 * \text{Ga} / \text{Al}$ نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیت‌های نوع A قرار می‌گیرند. (c) نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{CaO}$ در مقابل $10000 * \text{Ga} / \text{Al}$ نمونه‌های مورد بررسی در محدوده گرانیت‌های نوع A قرار می‌گیرند.



شکل ۷- نمودار مثلثی $\text{Nb}-\text{Y}-3\text{Ga}$ برای تعیین تمایز گرانیت‌های نوع A₁ و A₂ منطقه (Eby, 1992). نمونه‌های مورد مطالعه اکثراً در محدوده گرانیت‌های نوع A₂ قرار می‌گیرند.



غظت عنصرهای خاکی نادر در نمونه‌های سنگی بررسی شده در برابر ترکیب شهاب سنگ‌های کندریتی و بر پایه داده‌های Boynton 1984 به هنجار شده است (شکل ۱۰). همانگونه که در شکل ۱۰ دیده می‌شود، در این نمودار، LREE ها نسبت MREE ها و HREE ها غنی‌تر از ترکیب شهاب سنگ‌های کندریتی و آنومالی منفی و آشکاری از Eu دارند. این پدیده چه بسا پیامد جدا شدن پلاژیوکلازهای کلسیک هنگام تبلور بخشی و یا نبود پلاژیوکلاز در مواد سازنده خاستگاه باشد (Rollinson, 1993).



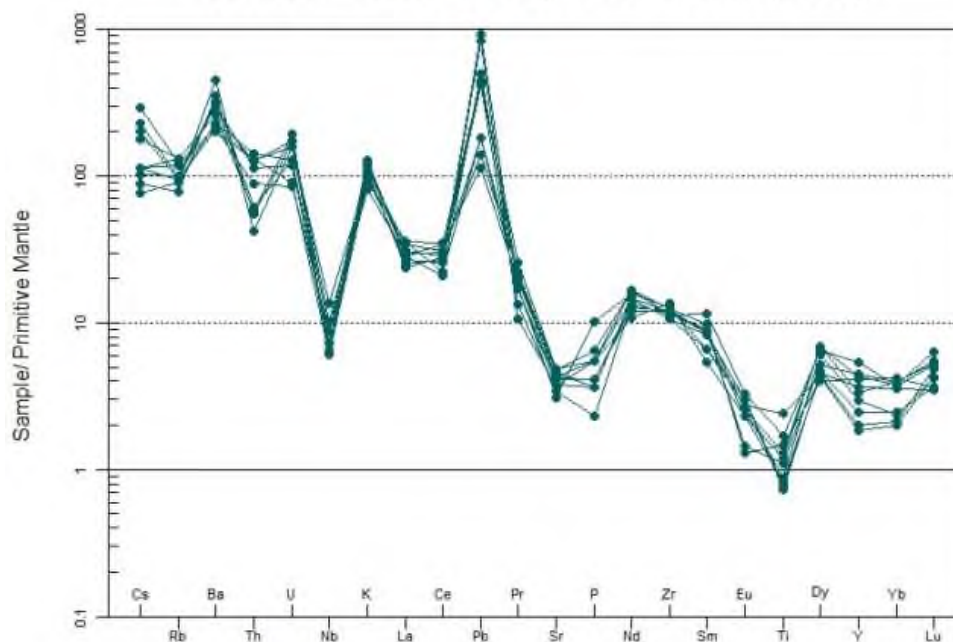
شکل ۸- نمودار بهنجار شده عنصرهای کمیاب خاکی سنگ‌های گرانیتی درین (شمال خامنه) در برابر داده‌های Boynton (۱۹۸۴) برای ترکیب کندریت

بیشتر عنصرهای خاکی نادر سنگین در ساختار بلورین روتیل، زیرکن، اسپینل و گارنت جای می‌گیرند. از این رو، هنگامی که ذوب در ژرفای بیشتری روی می‌دهد، کانی‌های خاستگاه (الیوین، اسپینل و گارنت) عنصرهای HREE را در خود نگه می‌دارند و از افزوده شدن آنها به مایع پدید آمده از ذوب بخشی جلوگیری می‌کنند. پس نسبت LREE/HREE در فاز تفاله کاهش می‌یابد [17]. افزون بر آنچه که گفته شد، شیب الگوی عنصرهای کمیاب خاکی (REE) نشان‌دهنده میزان درجه ذوب بخشی است [18]؛ بدین ترتیب که در درجه‌های بسیار کم ذوب بخشی، شیب این منحنی‌ها بسیار است و عنصرهای کمیاب خاکی سبک غنی‌تر از سنگین‌ها هستند، اما با افزایش درجه ذوب بخشی، شیب منحنی‌ها کاهش می‌یابد [18]. از دیدگاه Singh و Sirvastava (۲۰۰۴) [19]، نرخ ذوب بخشی کم نمی‌تواند تنها عامل موثر در غنی‌شدگی LREE ها باشد؛ بلکه عوامل دیگر (مانند ذوب مواد پوسته‌ای و آلیایش ماگما با مواد پوسته‌ای) نیز در غنی‌شدگی LREE ها تاثیرگذار هستند. در نمودار به هنجار شده، نمونه‌های بررسی شده در برابر ترکیب ORG (گرانیت پشته میان اقیانوسی) و گوشته اولیه (شکل‌های A-۱۱ تا B-۱۱)، در عنصرهای مانند K، Th، Rb، Pb و Cs آنومالی مثبت و در عنصرهای مانند Ti، Nb، Ta، Zr آنومالی منفی دیده می‌شود. از آنجایی که K شعاع یونی بزرگی دارد، در ساختمان کانی‌های پتاسیم فلدسپار و بیوتیت شرکت می‌کند و مقدار آن در سنگ‌های اسیدی افزایش می‌یابد. آنومالی مثبت از عنصرهای Rb، K نشان‌دهنده دخالت پوسته قاره‌ای در پیدایش و تحول ماگمای سازنده سنگ‌هاست [20]. آنومالی مثبت Rb، از شاخص‌های اصلی گرانیت‌های برخوردی و پسا برخوردی است. و نشان‌دهنده اینست که توده‌های یاد شده در پوسته قاره‌ای با سبزی متوسط تا بسیار جایگیری کرده‌اند و متاثر از ذوب بخشی پوسته‌ای



هستند [21]. تهی شدگی Ti، پیامد فوگاسیته بالای اکسیژن و یا نبود کانی‌های فرو منیزین Ti دار در سنگ دانسته می‌شود؛ [17]) (Rollinson (۱۹۹۳) آنومالی منفی در Ti را نشان دهنده نقش اکسیدهای Fe-Ti دانسته است. هنگامی که فوگاسیته اکسیژن بالا باشد، برای ذوب فازهای کریستالی Ti دار، دماهای بالاتری نیاز است. آنومالی منفی Nb ویژگی‌های سنگ‌های قاره‌ای است و به احتمال بالا نشان دهنده شرکت پوسته در فرایندهای ماگمایی است. همچنین تهی شدگی Nb نشان دهنده ماگمای کالک آلکالن بالای پهنه فرورانش و مشارکت پوسته در پیدایش ماگماست. میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای به شدت از Nb تهی شده است و هر ماگمایی با خاستگاه مواد پوسته‌ای و یا آرایش یافته با آن، این آنومالی را در شیمی خود نشان می‌دهد ([23],[24]). Sr در ساختمان پلاژیوکلاز به صورت پذیرفته شرکت می‌کند؛ از این رو، آنومالی منفی Sr همراه با آنومالی منفی Eu در نمونه‌های بررسی شده به جدایش پلاژیوکلاز نسبت داده می‌شود [17]. غنی شدگی LILE و تهی شدگی از (Nb,Ti) و HREE از ویژگی‌های ماگماتیسم پهنه فرورانش است [25]. در مجموع با توجه به تیپ گرانیت بررسی شده و آنومالی‌های شاخص منفی Nb, Ti و Ta و آنومالی مثبت Nd,Ce,K و همچنین ویژگی‌های زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی، گرانیت‌های بررسی شده در پهنه کششی و پسا برخوردی جایگیری کرده‌اند.

Spider plot – Primitive Mantle (Sun and McDonough 1989)

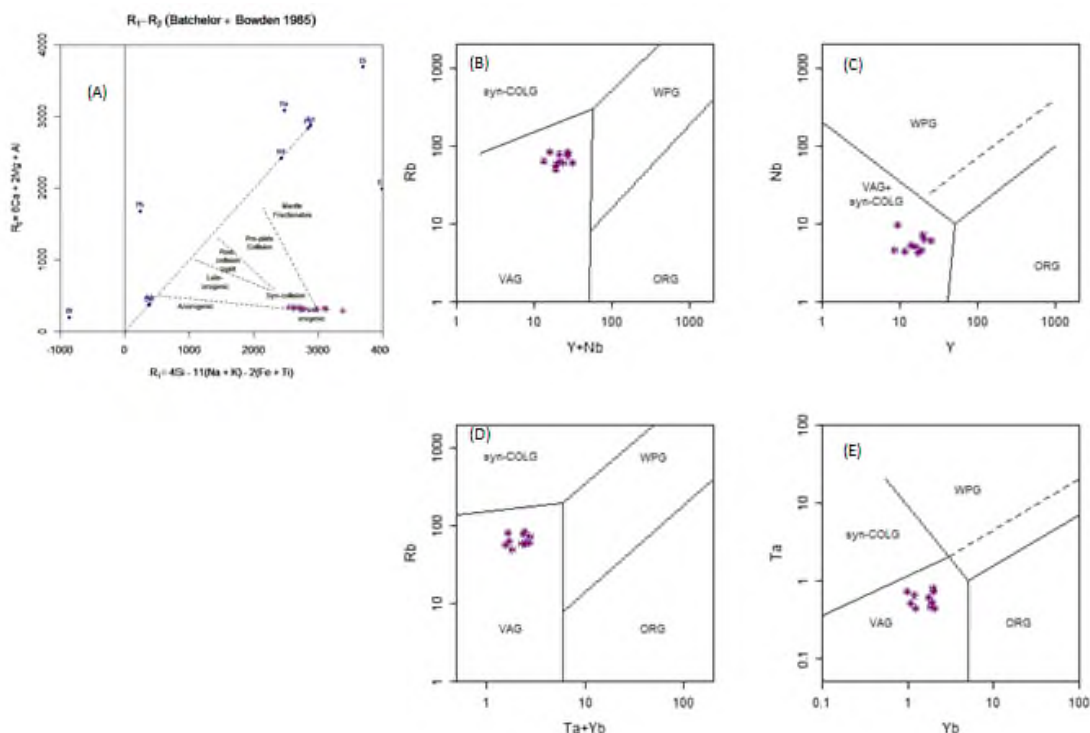


شکل ۹- ترکیب سنگ‌های گرانیتی در میان (شمال خامنه) در نمودار بهنجار شده در برابر ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

برای ارزیابی و شناسایی جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌هایی ماگمایی، نمودارهای جداکننده عنصرهای فرعی و با تحرک کم بکار برده شد. برای شناسایی محیط‌های زمین‌ساختی گوناگون Bacheor و Bowden (۱۹۸۵) نموداری را بر پایه عنصرهای اصلی پیشنهاد



کرده‌اند. این نمودار بر پایه پارامترهای کاتیونی R1, R2 پیشنهاد شده است. در این نمودار نمونه‌های گرانیت درین در محدوده پس از کوهزایی (Post Orogenic) جای گرفته‌اند (شکل A-10). در نمودار Y+Nb در برابر Rb که محیط کمان آتشفشانی را از محیط همزبان با برخورد جدا می‌کند، جایگاه نمونه‌های بررسی شده در محدوده کمان آتشفشانی (VAG) است (شکل B-13). بر پایه نمودارهای Y در برابر Ta+Yb, Nb در برابر Rb, Rb در برابر Ta و (Pearce et al., 1984) نمونه‌های بررسی شده در محدوده کمان آتشفشانی (VAG) جای گرفته‌اند (شکل C-10 تا E-10). نسبت عنصرهای کمیاب Zr/Y برای شناختن رژیم زمین‌ساختی کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای ($Zr/Y > 3$) از کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی ($Zr/Y < 3$) به کار برده می‌شود (Pearce and Norry, 1979). بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های گرانیت درین با نسبت $Zr/Y > 3$ ، ویژگی‌های کمان آتشفشانی قاره‌ای را دارند.



شکل ۱۰- نمونه‌های گرانیتی درین (شمال خامنه) در (A) نمودار R_1-R_2 پیشنهادی Batchelor و Bowden (۱۹۸۵؛ B تا E) نمودارهای شناسایی پهنه پیدایش سنگ‌ها (Pearce et al., 1984): VAG: گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی؛ ORG: گرانیتوئیدهای شکاف میان اقیانوسی؛ WPG: گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای، Syn-COLG: گرانیتوئیدهای همزمان برخورد)

برپایه بررسی‌های زمین‌شناسی و ایزوتوپی [26] در این منطقه، بلندی‌های میشو در پی رفتار فاز ادیاکازان در ۵۵۰ میلیون سال پیش، در جایگاه برخوردی بوده‌اند. بر پایه این نکته، این منطقه بخشی از مرز فعال قاره‌ای پروتوتیس در آذربایجان است که در آن، فروانش رو به جنوب باختری سنگ کره اقیانوسی به زیر گندوانا، برخورد خشکی‌های شمالی با گندوانا را در پی داشته است [27]. پس حاکم شدن رژیم زمین‌ساختی کششی پس‌برخوردی با تحریک سنگ کره و کاهش فشار، شرایط را برای ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و پیدایش گرانیت‌های درین در کوه‌های میشو فراهم کرده است و جایگری گرانیت درین در کوه‌های میشو را به دنبال داشته است.



۵. نتیجه‌گیری

سنگ‌های گرانیتی در بیان در شمال شهرخامنه درون رسوب‌های سازند کهر نفوذ یافته‌اند. پس برپایه بررسی‌های چینه‌شناسی، سن نسبی این توده پرکامبرین و یا کمی پس از آن دانسته می‌شود.

کوارتز مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی‌سازنده این سنگ هاست که به صورت بلورهای درشت تا ریز نیمه شکل دار در این سنگ‌ها دیده می‌شود و در برخی از نمونه‌ها کوارتز خرد شده و در زیر میکروسکوپ خاموشی موجی نشان می‌دهند. بافت پرتیتی به فور در سنگ دیده می‌شود و برخی از پلاژیوکلازها در سنگ در اثر دگرسانی سریسیتی شده‌اند. در اثر نیروهای برشی وارد شده به سنگ، بافت پرفیروکلاستیک و کاتاکلاستیک در گرانیت‌ها مشاهده می‌شود. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند که سنگ‌های گرانیتی سرشت پر آلومینوس دارند و به سری کالک آلکالن و کالک آلکالن پتاسیم بالا متعلق هستند. از دیدگاه سنگ‌زایی، سنگ‌های گرانیتی از تیپ A و غیر کوهزایی با خاستگاه پوسته‌ای (زیر گروه A2) هستند و در نمودارهای شناسایی پهنه زمین‌ساختی ماگما، در محدوده پس از کوهزایی جای گرفته‌اند. در نمودارهای عنکبوتی، آنومالی مثبت از عنصرهای مانند K, Cs و Nd و آنومالی منفی در عناصری مانند Ti, Nb, Ta دیده می‌شود. بررسی نمودارهای چند عنصری برای سنگ‌های گرانیتی، نشان‌دهنده آنها از خاستگاهی پوسته‌ای است.

غنی‌شدگی شدید از LREE ها نسبت به HREE نشان‌دهنده پیدایش آنها از خاستگاهی غنی شده در ارتباط با ذوب سنگ‌های پوسته‌ای است. برپایه نمودارهای شناسایی خاستگاه ماگماها، جایگاه زمین‌ساختی توده ی گرانیتی بررسی شده، محیط پس‌برخوردی بوده است. رویداد رژیم زمین‌ساختی کششی پس‌برخوردی با کاهش فشار سنگ کره‌ای، شرایط را برای ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و پیدایش گرانیت‌های در بیان در راستای پهنه برخوردی در کوه‌های میشو را فراهم کرده‌است.

منابع

- [1] Eby, G. N. (1992) Chemical Subdivision of the A-type granitoids: Petrogenesis and tectonic implications. *Geology* 20: 641-644.
- [۲]- شاهرزیدی، م.، موید، م.، آرای، ش.، پیرنیا، و احمدیان، ج. (۱۳۹۱) زمین‌شناسی و زمین‌شیمی توده گرانیتوئیدی S-type میشو، شمال غرب ایران، پترولوژی، سال سوم، شماره یازدهم: ۱۱۱-۱۲۶.
- [۳]- زمین‌شیمی و سنگ‌زایی سنگ‌های گرانیتوئیدهای A-type جنوب روستای باغلار ارلان و دامنه شمالی کوه‌های میشو، مجیدی (۱۳۹۰).
- [۴]- مؤید، م. و حسین زاده، ق. (۱۳۹۰) سنگ‌نگاری و سنگ‌شناسی گرانیتوئیدهای A-type شرق کوه‌های میشو با نگرشی بر اهمیت ژئودینامیکی آنها، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۱۹ (۳): ۵۲۹-۵۴۴.
- [۵]- آهنکوب، م.، جهانگیری، ا. و موید، م. (۱۳۹۱) مطالعه اثر تتراد در الگوی عناصر کمیاب خاکی مجموعه گرانیتوئیدی A-Type میشو شمال غرب ایران، پترولوژی، سال سوم، شماره دهم: ۶۵-۷۸.
- [6] Stöcklin, J., Ruttner, A. and Nabavi, M. H. (1964) New data on the lower Paleozoic and Pre-cambrian of north Iran. *Geological Survey of Iran Report* (21): 29.
- [7] Eftekharnajad, J. (1980a) Tectonic classification of Iran in relation to depositional basins. *Journal of Iranian Petroleum Society* 82: 19-28 (in Persian).
- [8] Nabavi, M. H. (1976) *An Introduction to the Geology of Iran*. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



- [9]Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K. and Lasemi, Y. (1997) Triassic and associated rocks of the Naxhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian Active continental margin. Geological Society of America Bulletin 109: 1563-1575.
- [10] Behyari, M., Mohajjel, M., Rezaeian, M. and Moayyed, M. (2015) Analysis of Exhumation History Using Low-Temperature Thermochronometer; Misho Mountains, NW Iran. Geosciences 96: 65-72.
- [11] Eftekharnajad, J., Asadyan, A., Mohajjel, M., Hajalilu, B. and Rastgarmirzayi, A. (1995) Geological map of Iran, 1:100,000 series sheet Takht-e-Soleiman. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- [12] Moayed, M. and Moazzen, M., Kalagari, A. and Hoseinzadeh, Gh. (2005) Mineralogy and petrology of Mishu granitoid (north-West Marand –east Azarbijan) and with emphasis on their geodynamic importance. Proceeding of the 6th conference of geological society of Iran, Kerman, Iran (in Persian).
- [13] Shahzeidi, M., Moayed, M., Arai, Sh., Pirnia, T., Ahmadian, J. (2012) Geology and geochemistry of Mishu S-type granitoids NW Iran. Journal of Petrology 11: 111-126 (in Persian).
- [14] Moayyed, M., Hoseinzadeh, Gh., (2011) Petrology and petrography of A-type Granitoides of the East-Misho mountain with theory on its geodynamics importance. J Mineral crystal 3: 529-544
- [15] Ahankoub, M., Jahangiri, A., Asahara, Y. and Moayed, M. (2011) Geochemistry and new isotope dating for two gabbroic and granitic bodies in the Misho area, NW-Iran. 54th International Geochemistry Conference on Geochemistry Earth Science, Japan.
- [16] Ahankoub, M. (2012) Geochemistry and petrogenesis of granitoids of eastern Misho mountains, north-west Iran, PhD thesis, University of Tabriz, Iran (in Persian)
- [17] Rollinson, H.R. (1993) using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London.
- [18] Wass, S. Y. and Roger, N. W. (1980) Mantle Metasomatism precursor to alkaline continental volcanism. Geochimica et Cosmochimica Acta (44): 1811-1823.
- [19] Sirvastava, R. K. and Singh, R. K. (2004) Trace element geochemistry and genesis of Precambrian subalkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. Journal of Asian Earth Sciences 23: 373-389.
- [20] Harris, C. (1983) The petrology of lavas and associated plutonic rocks of Ascension Island. Journal of Petrology 24: 424-470.
- [21] Pearce, J. A., Hariss, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25: 956-983.
- [22] Edwards, C. M. H., Menzies, M. A., Thirwall, M.F., Morrid, J.D., Leeman, W.P. and Harmon, R.S. (1994) The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs: the Ringgit-Beser Complex, East Indonesia. Journal of Petrology 35: 1557-1595.
- [23] Saunders, A. D., Storey, M. Kent, R. W. and Norry, M. J. (1992) Consequences of plume lithosphere interactions. In: Magmatism and the causes of continent break-up (Eds., Storey, B. C., Alabaster, T. and Pankhurst, R. G.) Special Publication 68: 41-60. Geological Society of London, UK.
- [24] Nagudi, N., Koberl, C. and Kurat, G. (2003) Petrography and geochemistry of the Sigo granite, Uganda and implications for origin. Journal of African Earth Sciences 36: 1-14.
- [25] Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis: a global tectonic approach. Unwin Hyman, London, UK.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magmas series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology (16): 325-343.
- [26] Shahzeidi, M. and Moayyed, M. (2016) Rb/Sr and Sm/Nd isotopic geochemistry and petrogenesis of the Misho granitoids (NW Iran). Iranian Journal of Petrology 24: 87-114 (in Persian).
- [27] Shahzeidi, M., Moayyed, M., Murata, M., Yui, T. F., Arai, S., Chen, F., Pirnia, T. and Ahmadian, J. (2016) Late Ediacaran crustal thickening in Iran: Geochemical and isotopic constraints from the ~550 Ma Mishu granitoids (northwest Iran). International Geology Review 59(7): 793-811.

تکنونیک



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



THE ROLE OF SHEAR ZONES AND LOWER CRUSTAL FLOW IN THE EVOLUTION OF THE V- SHAPED SEDIMENTARY BASINS

Falih M. Daim ^{a*}

^a Oil Exploration Company, Ministry of Oil, Baghdad, Iraq

falih@oec.oil.gov.iq

Abstract

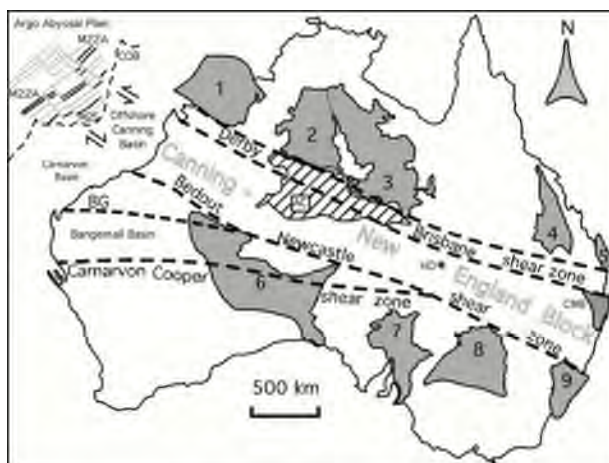
West and northwest-trending transcurrent faults divide Australia into blocks and belts. The Canning-New England Block that encompasses the Canning Basin at its northwestern end was more mobile than the adjacent blocks. Sinistral and dextral faults bound the block from the north and south respectively. Intermittent and major activity of these faults could trigger along strike decompression zones in the lower crust. The V- shaped sedimentary basins flanking the CanningNew England Block were created by multi-stage ductile movement of lower crustal material from the adjacent blocks towards the decompression zones and their offshore extension. The lower crustal flow was contemporaneous with wrenching in the overlying brittle cover, with sinistral and dextral strike-slip faults, that are orthogonal in trend to the major transcurrent faults. Along the basin lateral channel flow of lower crustal material and associated thermal perturbation is likely to account for subsidence and deformation along and across the V-shaped sedimentary basins. These transcurrent faults extend eastward to the Pacific subduction zone. The Cook and Vening-Meinesz Fracture Zones are likely to represent the most eastern extension of the proposed faults that defined the Canning-New England Block. They are displaced northeast because of anti-clock wise rotation of the Tasman Sea. The proposed lateral lower crust flow is self-induced mechanism and stress related and facilitated by low viscosity of mafic and ultramafic rocks that is inconsistent with hotspot and classical plume models. Similar tectonic setting is proposed for the Basin and Range Province. The seismicity in Australia and western USA are consistent with the proposed model.

Keywords: V-shaped sedimentary basins, Transcurrent faults, Decompression zones, Lower crust, Tectonic.



Introduction

Pure shear and simple shear models of McKenzie (1978) and Wernicke (1981) respectively have commonly been used to assess the evolution of sedimentary basins in the North West Shelf of Western Australia, during continental rifting and thermal subsidence (Stagg and Colwell, 1994; Driscoll and Karner, 1998). As both pure shear and simple shear strains are likely to occur within the same extensional zone (Wernicke, 1985), more realistic versions of these models have appeared in which brittle faulting in the upper crust is associated with ductile stretching in the lower crust and upper mantle (Kusznir and Egan, 1990; Lister *et al.*, 1991). Never the less the conventional models cannot account for physical processes such as the localization of extension, weakening and strengthening of lithosphere during extension that lead to active rifting or rift failure (Fernandez and Ranalli, 1997). The thermal results of both pure shear and simple shear models have been tested in the Red Sea (Buck *et al.*, 1988). It was found that topography across the Red Sea does not match any of the proposed models and that only a narrow region of pure shear extension could satisfy the observed topography and heat flow data. Hence, the role of ductile flow of the lower crust has been emphasized in many extensional models of sedimentary basins (Gans, 1987; Block and Royden, 1990; Bott, 1999; McKenzie *et al.*, 2000). A suitable model for the evolution of sedimentary basins needs to involve a mechanism that is capable of predicting a relatively large number of stretching phases and migration of depocentres (Van Wees *et al.*, 1998; Reemst and Cloetingh, 2000). The model should explain contemporaneous wrenching and volcanic activity (Van Wees *et al.*, 2000). A new model needs also to address the role of basement and major strike-slip zones in the evolution of sedimentary basins (McBride, 1998), changes in plate motion, plate-interaction and the evolution of rifted basins (Cloetingh *et al.*, 1998). A new tectonic model for the evolution of Northern Carnarvon Basin, Western Australia was proposed, Daim and Lennox, 1998. The model suggested that the basin was created by multistage ductile movement of lower crustal material, in a general northerly direction from the Exmouth Plateau, towards the assumed decompression zones along the southern bounding fault of the onshore and offshore Canning Basin, Figure-1.





بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Figure 1 The proposed continental scale shear zones and the adjacent sedimentary basins. 1=Kimberley, 2=Wiso, 3=Georgina, 4=Bowen, 5=Maryborough, 6=Officer, 7=Adelaide, 8=Darling, 9=Sydney basin and 10= Clarence-Moreton Basin, BG=Barrow-Gibson shear zone, AC=Arunta Complex (diagonal lines pattern), and HD=Haddon Downs Well -1, COB= Continent-Ocean boundary. The magnetic lineations (M16-M26) of the Argo Abyssal Plain are revised according to Mihut and Muller (1998).

Since then, the model obtained substantial support in the documentary evidence. The eastward extension of the proposed major transcurrent faults that bound the Canning –New England Block is consistent with Glen et al., 2016 suggestion that the eastern Australian margin and the South west Pacific Orogen, which were commonly described as accretionary orogenies are found to be non-collisional and non-accretionary. The V-shaped features in mafic dykes of the Pilbara Region, eastern Carnarvon Basin, Western Australia, described by Semeniuk & Brocx., 2019, indicate that this lateral lower crust flow is self-induced mechanism in contrary to hotspot and classical plume model. Contrary to the symmetrical geometry assumed in pulsing plume models, Hey et al. 2010 proposed a propagating rift model for the V-shaped ridges south of Iceland, and suggested the possibility that a pulsing Iceland plume might not be necessary to explain the Reykjanes V-shaped gravity ridges and troughs south Iceland. The observation of the V-shaped ridges south of Iceland that showing southward pointing V with a tip near 57°N considerably different from that to north, which shows northward pointing V with a tip near 69°N. They

explained the above-mentioned discrepancy because of lithospheric discontinuity of the Tjornes Fracture Zone. It is difficult to see why deep radially symmetric plume pulses should produce the observed north-south VSR asymmetry. Adding that the narrow transform zone offsets of the propagators suggests a shallow driving mechanism. Hey et al. (2010) realized it is not the pattern expected from radial plume pulses interacting with an existing axis, which should produce structures symmetric about that axis.

Geological and geophysical data (GeoMapApp (www.geomapp.org), by (Ryan et al., 2009) have been used in this paper to show how differential movement of continental belts could trigger, along-the-basin lower crustal flow that could be used to explain the evolution of the Vshaped sedimentary basins in North West Shelf of western Australia and elsewhere. This mechanism seems to reconcile many geological and geophysical observations such as the discrepancy between extension of the lower and upper crust, the association of wrenching with magmatic activity, the role of basement and major strike-slip zones in the evolution of sedimentary basins and relationship between plate movement and creation of sedimentary basins.

General tectonic setting

The Mesozoic breakup of the Western Australian continental margin that started in Argo Abyssal Plain in the north, then in Gascoyne and Cuvier to the southwest, and later in Perth abyssal plains farther to the south, was associated with widespread lower crust / upper mantle extension and magmatism, (Symonds, et.al. 1998). They divided the western Australian margin into four main segments, the Argo margin to associate with the Browse and offshore Canning Basins, the Gascoyne margin with the Northern Carnarvon Basin, the Cuvier margin with the Southern Carnarvon Basin, and the Perth margin with the Perth Basin. They concluded that the evolution of these sedimentary basins extended for over more than 500 million years. Previously, the Argo Abyssal Plain is considered a Jurassic passive margin; Muller et al (1998) suggested an oblique strike-slip margin. They also showed that the Gascoyne and Cuvier abyssal plains have been segmented by major and parallel northwest trending fracture zones. Muller et al (1998) documented farther two fracture zones to confined the Perth Abyssal Plain from the north and south, and interpreted gravity anomalies to represent several local fracture zones with similar trends to those interpreted in Argo, Gascoyne and Cuvier abyssal plains. The Carnarvon Basin is a Palaeozoic to Cenozoic depocentre at the southern end of the North West Shelf of Western Australia. The basin is divided into the mainly onshore Southern Carnarvon Basin and the offshore Northern Carnarvon Basin (Stagg and Colwell,



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



1994). The Northern Carnarvon Basin consists of four sub-basins namely the Exmouth, Barrow, Dampier and Beagle from south to north. These en echelon sub-basins are striking to the northeast. The Barrow sub-basin is displaced and bended to the east. The sediments may reach 20 km in thickness. Most of the onshore sediment is Paleozoic, while the offshore sediment is mostly Mesozoic and Cenozoic. North and northeast-trending faults that are cut by west and northwest-trending faults characterize the Exmouth Plateau. These faults swing eastward at the northwest corner of the plateau. Offset is recognized between the depocenters, especially at the boundary faults of the Barrow Sub-basin, Daim, 2001. As indication of continuous deformation, unconformities are documented between the Silurian and Devonian or Cretaceous sediments, the Carboniferous and Permian deposits, the Triassic and Cretaceous, and within the Early Cretaceous, Late Cretaceous, Late Tertiary and Quaternary sediments (Playford *et al.*, 1975;

Exon and Willcox, 1980; Kopsen and McGann, 1985). Folding occurred intermittently from the Middle Jurassic to Late Miocene and was most intense in the Late Cretaceous and Tertiary (Woodside Offshore Petroleum, 1988). Faults that are orthogonal to the major northwest trending faults show sinistral and dextral strike-slip movements (Williams and Poynton, 1985; Woodside Offshore Petroleum, 1988; Buthcher, 1990). Along the basin variation in stratigraphy is reported in the longitudinal basins of the Southern Carnarvon Basin (Condon, 1968) and across the Dampier Sub-basin of the Northern Carnarvon Basin (Kopsen and McGann, 1985; Woodside Offshore Petroleum, 1988). The impact of the King Leopold Mobile Belt, along the northern boundary fault of the Canning Basin, and its offshore projection on the adjacent sedimentary basin is realized in southern Browse Basin, Blevin *et al.* 1998. They reported a coincidence of mid to Late Cretaceous depocenters with the above-mentioned belt. Their figure -17 shows 2 V-shaped depocenters diverging to the north and south. The V-shaped pattern continues in the northern part of the Browse Basin for the Late Cretaceous sequence. Blevin *et al.* (1998) also realized that accommodation in the Browse Basin is tectonically controlled and indicates a lower crustal process. A hiatus from the breakup to the beginning of the Cretaceous is documented by Westphal & Aigner, (1997) in well Talisman 1 located to the south of Beagle Subbasin, indicating major variation in subsidence and uplift along the contacts between basins and subbasins. They suggested that the well maybe located on a separate tectonic block.

The gravity anomaly map (Sandwell and Smith, 1997) of Western Australia shows many positive and negative V-shaped features, (Figure 2). These features in most cases are confined to northwest trending faults or fracture zones. The Exmouth Plateau shows a positive anomaly diverging to the north, and bifurcates and dissected into small positive and negative V-shaped structures widening to the north and progressively displaced eastward along the northern boundary of the Northern Carnarvon Basin. To the south, the Cape Range Fracture Zone plays a dominant role in creating the adjacent V-shaped features such as Cuvier Abyssal Plain. Other sedimentary basins, such as Perth and Browse Basins show two opposite trends for V-shaped anomaly diverging to the north and south. These anomalies coincide with basins and subbasins of the North West Shelf.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020

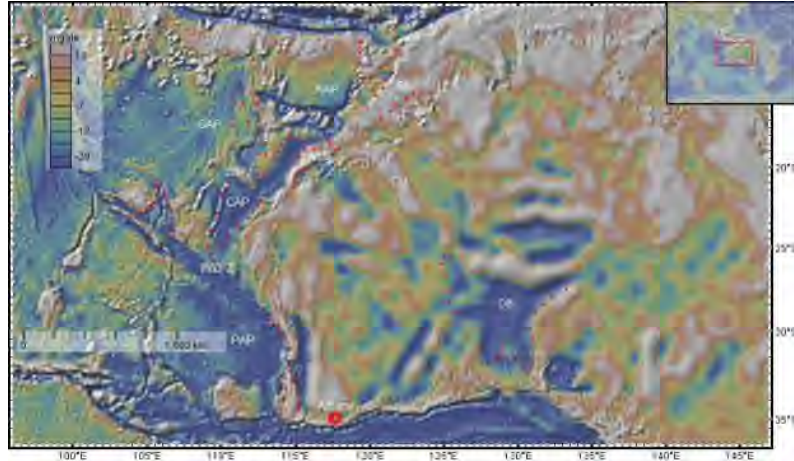


Figure 2 Gravity anomaly map (Sandwell and Smith, 97) of Western Australia, showing the major tectonic elements of Western Australia, AAP= Argo Abyssal Plain, BB= Browse Basin, CAP= Cuvier Abyssal Plain, CB=Canning Basin, CRFZ=Cape Range Fracture Zone, EP= Exmouth Plateau, GAP= Gascoyne Abyssal Plain, NCB = Northern Carnarvon Basin, OB= Officer Basin, PB= Perth Basin, PAP= Perth Abyssal Plain, WZFZ= Wallaby-Zenith Fracture Zone.

Yasin & Iasky, (1998) have described a pre-Cretaceous geological map of the Peedamullah Shelf of Northern Carnarvon Basin. The map shows a set of north-diverging pattern. The V-shaped pattern here is representing half graben controlled by north to northeast trending vertical to subvertical faults. Significant folding of the pre-Cretaceous section suggests strike-slip movements on those faults during Upper Jurassic breakup. They also reported that the rollover near the base Locker Shale along the Sholl Fault suggests its formation was due to strike-slip movements in the Jurassic. Northwest trending gravity lineaments have been interpreted by Yasin & Iasky, (1998) as basement-linked transfer fault, and compared to similar orientation in the Carnarvon and Perth Basins. It is important to mention here that many of the north and northeast trending faults in the

Peedamullah Shelf are sub-vertical, interpreted by Yasin & Iasky, (1998) as normal faults, such as their figures 9 & 10. They demonstrated that Miocene folding is less significant than breakup folding in the Tubridgi anticline, which is related to reactivation of the Flinders Fault. However, their figure 10 shows that the Top Kennedy Group folding is much more significant than others. V-shaped sedimentary strata dominate the Southern Carnarvon Basin inferred from so many data sets:- depth to the basement of the Gascoyne Platform and Coolcalalaya Sub-basin, Iasky et al., 1998, Mory, et al., 1998 a, respectively, bouguer gravity image of the Coolcalalaya Sub-basin, and maturity map for the upper Silurian source rocks of the Gascoyne Platform, Mory, et al., 1998b.

In both the Exmouth and southern Barrow subbasins the late Triassic to Callovian interval thickens toward the east, Driscoll & Karner, 1998. The observed localized Jurassic depocenters suggest that the accommodation was generated by restricted brittle deformation rather than by regional thermal subsidence associated with the late Permian extensional event. A major reorganization during the latest Berriasian in the drainage system of the Barrow Delta causing the depocentre to switch from the western Exmouth Plateau to the eastern Barrow Rift, Ross & Vail (1994). In the latest Berriasian the depocentre shifted 250 kilometers to the east. They realized that the shift was likely to be caused by movement on the adjacent fault system, although not directly caused by it. They documented that transpression – related uplift along the Cape Range Fracture Zone probably was the source for the sediments of the Delta. It has been



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



suggested that the motion on the fault system created conditions favoring a reorganization of the depositional system.

Some roughly contemporaneous tectonic events have been identified around Australia by Muller et al (1998). They documented anomalous tectonic subsidence event, dated at about 99 Ma, to be related to plate reorganization between India and Australia, when the spreading direction between them changed from northwest-southeast to north-south. Another event at about 61 Ma in the early Paleocene is recorded in the Tasman Sea and in the southeast Indian and Pacific oceans as a change in spreading direction. Muller et al (1998) reported accelerated subsidence commencing as early as 20 Ma, in wells in the offshore Canning Basin and the Northern Carnarvon Basin. The Carnarvon Basin and adjacent areas contains the thickest section of Tertiary sediments in Western Australia, the maximum thickness is about 2600 m, (Westphal & Aigner, 1997).

To the east, in central Australia, the same tectonic setting is applicable. Major northwest trending transcurrent faults controlled the evolution of the adjacent V-shaped basin. For example, the thickest section of Neoproterozoic sediments located in the northern part of the northward diverging Officer Basin. Which also resulted in more mature source rocks in the same area as in Yowalga-3 well, (Ghori, 1998). Sediments thickening to the south are also inferred from thermal maturation of source rocks in the southward diverging Wiso and Georgina Basins. Gorter, et al., (1998) reported high maturation of the Cambro-Ordovician source rocks in the Lander Trough of the Wiso Basin. They have suggested that oil potential in the Lander Trough is similar to the Dulcie and Toko synclines of the southern Georgina Basin where oil and gas shows have been encountered.

Similar, but in opposite direction, migration of a depocenter is reported in the Northern Basin and Range Province, western USA. Parsons et al. (1998), for instance, reported a tectonic activity of the northeastern Basin and Range throughout much of the last 600 million years. They have documented major variation in subsidence from east to west, in Cambrian time alone, eastern Utah received roughly 600 m of sedimentary strata while western Utah typically accumulated over 3000 m. During the Pennsylvanian, marine sedimentation continued in northwestern Utah with the deposition of well over 7000 m of carbonate and clastic sediments into the rapidly subsiding, northwest-trending Oquirrh Basin, Parsons et al. (1998) and reference therein.

Interpretation of seismic data

Several regional 2D seismic lines have been used to specifically analyze the shallow sedimentary sequences of the Northern Carnarvon Basin (Figure 3). In these lines, time horizons tied to well data were interpreted largely based on the work by Romine *et al* (1997). Generally, seismic lines shot along the basin reveal that the Northern Carnarvon Basin is divided into blocks as evident from seafloor bathymetry and the overall sedimentary patterns (Figure 4). Distinctly different blocks correspond to different sub-basins. The boundary between sub-basins may be sharp as is



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020

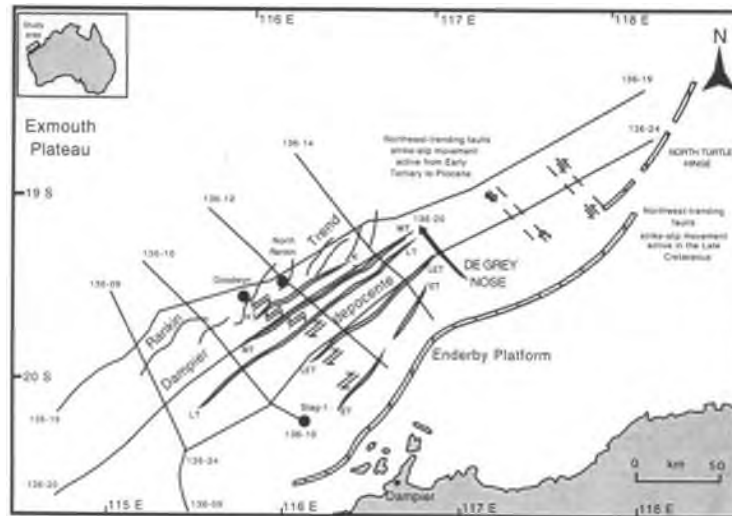


Figure 3 Location map of the studied seismic lines of AGSO 136 Survey and the tectonic model of the Dampier Sub-basin showing dominantly sinistral strike-slip movements on the western flank and dextral strike-slip movements on the eastern flank, KT=Kendrew Trough, MT=Madeleine Trend, LT=Lewis Trough, LET=Legendre Trend and ET=Enderby Trend.

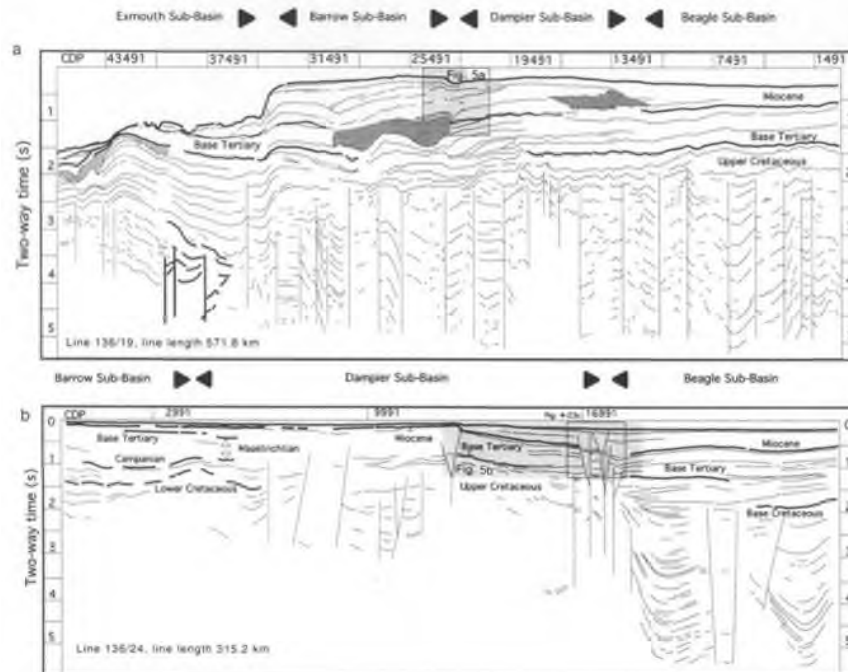


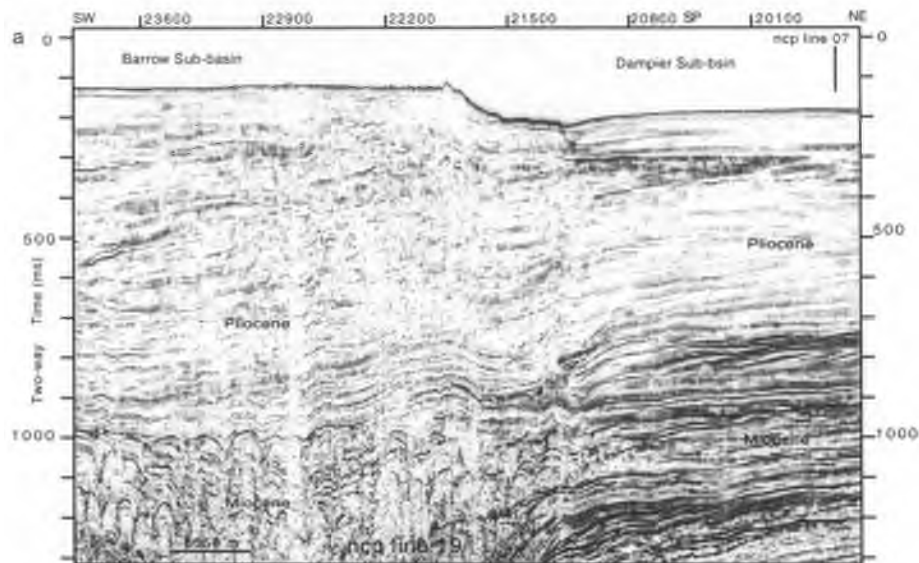
Figure 4 Highly compressed displays of strike lines showing variation in sea bed bathymetry and the wedge-shaped pattern. Major sediments change is evident in the Exmouth Sub-basin (4a) and in the Beagle Sub-basin (4b), probably caused by NW-trending faults.



The case for both sides of the Barrow Sub-basin or smooth and gradual as is the case between the Dampier and Beagle sub-basins (Figures 4 a & b). At the southern boundary of the Northern Carnarvon Basin, the deepest seafloor is present in the Exmouth Sub-basin, which is dissected by canyons (Figure 4a), whereas the adjacent Barrow Sub-basin shows the shallowest seafloor compared with the rest of the basin. No such contrast in the depth of seafloor is evident further north, between the Dampier and Beagle sub-basins, where the post-Tertiary sedimentation pattern is more comparable and the seafloor gradually deepens northwards. On another line however, the Beagle Sub-basin is seen to be completely different in terms of the sedimentation pattern from the rest of the basin (Figure 4b). Two grabens, which

affected all the pre-Cretaceous sequences, are evident in the Beagle Sub-basin. The thin post-Miocene sediment maintains a similar thickness across the Barrow and most of the Dampier subbasins but is relatively thick in the Beagle Sub-basin. Wedge-shaped sediment patterns are common in all seismic lines. In the southern part, the Exmouth Sub-basin has a wedge-shaped sedimentation pattern for the probable Jurassic or Triassic sequences (Figure 4a, see the bold lines). The wedge-shaped sediment patterns are open to the south and terminated by a set of sub-vertical faults. A big wedge involved Cretaceous and Tertiary sediments that is open to the north overlying the Jurassic or Triassic wedges. This big

wedge characterizes the northern part of the Exmouth Sub-basin (Figure 4a). The post-Miocene sediments in the northern part of the Exmouth Sub-basin, the Barrow Sub-basin and southern part of the Dampier Sub-basin, show wedge-shaped patterns towards the boundary between the Exmouth and Barrow Sub-basins. The boundary itself does not match any of the adjacent areas (Figures 4a, 5a). This may indicate strike-slip faulting in the area. The wedge-shaped sedimentation pattern is best seen for post-Miocene sediments in the northern section of the Dampier Sub-basin and towards its faulted boundary with the Beagle Sub-basin (Figures. 4b, 5b). Significant thickness variation is evident on the pre-Miocene section in the northern part of the Barrow Sub-basin (Figure 4a, shaded). In most cases, these wedges are overlying a reversed thickness pattern, where the maximum thickness of the wedge corresponds to the minimum thickness underneath and vice-versa (Figures 4 & 5).



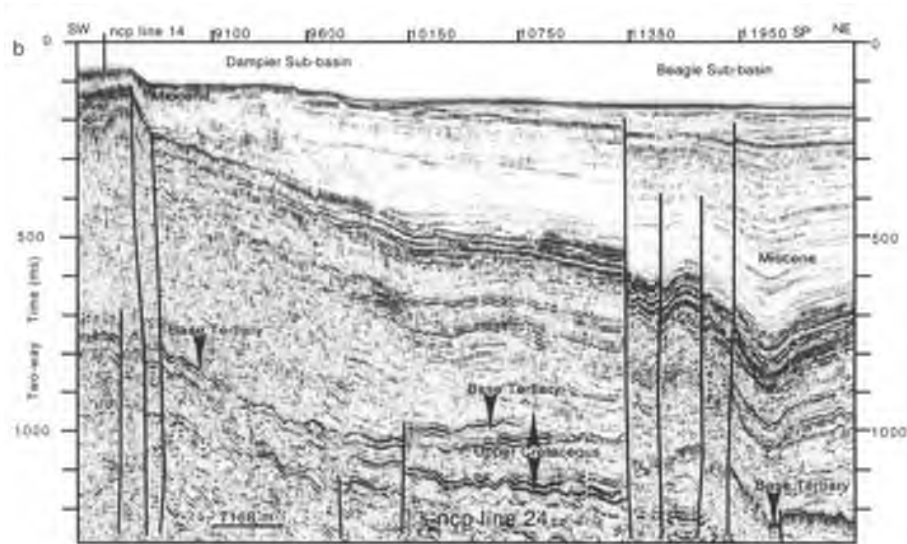


Figure 5 Seismic profiles showing (a) sharp sea bed depth and stratigraphy changes between Barrow and Dampier Sub-basin and (b) NW-trending positive flower structure and its impact on the adjacent accommodation space.

A succession of structural highs and lows characterize the seismic lines across the Dampier Subbasin. They include several anticlinal trends such as the Brigadier, Rankin, Madeleine and Legendre trends and troughs such as Kendrew and Lewis. All these structures are northeast-trending and have widths that range from 5 to 15 km. This pattern of alternating highs and lows is consistent with Anfiloff's (1988) interpretation of the gravity data of the Rankin Platform and Dampier Sub-basin. He recognized that the northeast-trending gravity highs and lows in the Northern Carnarvon Basin overlap at the southern boundary of the offshore Canning Basin with an orthogonal set of northwest-trending structures. To the west, and across the Exmouth Plateau, deep seismic reflection data show northeast-trending Moho undulation parallel to the COB (Frey *et al.*, 1998). Therefore, it is scientifically logical to assume that the northeast-trending anticlinal trends and troughs in the Dampier Sub-basin are reflecting similar pattern in the lower crust. This is based on a suggestion that most of the Moho undulations, in France for instance, are perpendicular to the actual shortening direction and concentric with surface structures (Lefort and Agarwal, 2002). Sediments thickening and thinning of an area confined by faults have been seen in the Lewis Trough between 1 and 4 sec. TWT in Line 12, central Dampier Sub-basin. This section includes strata that span the time from the Jurassic (or even earlier) to Pliocene. Opposite thickness patterns are interpreted for the pre-Cretaceous, Lower Cretaceous, Upper Cretaceous and Tertiary sediments. This pattern may not be a result of sea level changes as it is dominantly controlled by faults and probably related to thermal relaxation. Vertical and sub-vertical strikeslip faults that dominated the basin are inconsistent with classical models whereas normal faults are expected.

A migration of fault activity and structuring has been seen along and across the basin revealed by the dip lines (Figure-6). The Rankin Trend shows Early Cretaceous to early Late Cretaceous tilting in Line 10, (Figure-6a), whereas in Line 12, Early Cretaceous tilting and folding continued into the Late Cretaceous. The pre-Miocene folding evident in Line 10 on the Madeleine Trend shifts to Late Miocene - Pliocene over the Legendre Trend in line 12, (Figure-6b). This folding continued until the present as is evident from the seabed topography on the Legendre Trend in

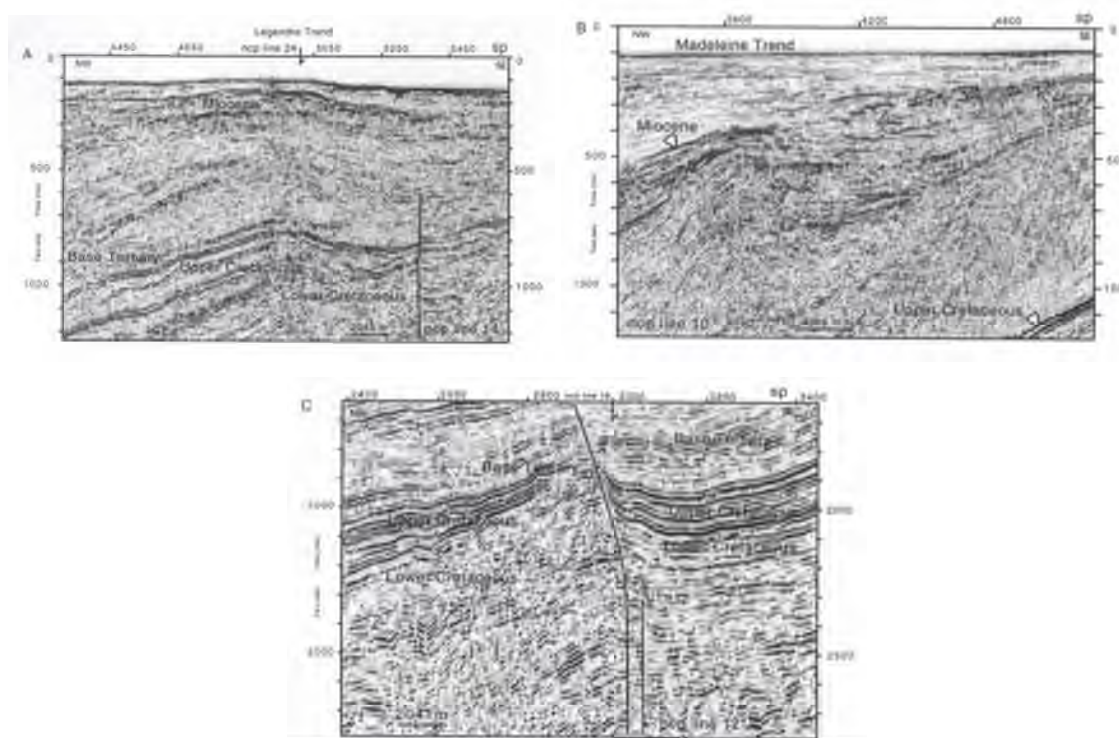


Figure 6 Faulting and folding variation along and across the Northern Carnarvon Basin. A: Miocene-Recent folding, B: Miocene-Pliocene folding and C: Upper Cretaceous faulting and folding. Line 14, (Figure-6c). Local folding and unconformities also points to non-regional unconformity that is required by plume models.

Continental-scale shear zones

General

Continental-scale structural elements have been documented in many areas around the world (Keith, 1928). Such features have been described as faults in the Arabian Plate, where they are parallel to the direction of the plate motion (Bushara, 1995; Kocyigit and Beyhan, 1998). Both sinistral and dextral strike-slip displacements on these faults have been reported. The role of these features in controlling the evolution of sedimentary basins is recognized in Africa (Rosendahl *et al.*, 1992; Pawlowski, 1999), UK (Barruol *et al.*, 1997; Faerseth *et al.*, 1997), and North America (Carlson, 1999). Meyers *et al.*, (1998) also described such features in Africa as volcanic lines associated with strike-slip movements and mafic rocks. Lawrence (1976) has considered four major zones of right-lateral strike-slip faulting to represent the northern limit of the Basin and Range province in southeastern Oregon. The total amount of east-west extension is considered to decrease in the block north of each strike-slip fault zone. He added that extension essentially dies out across the northern two fault zones. The role of these mega-structural elements in controlling the depositional pattern of adjacent sedimentary basins, their sinuous trend and long history was recognized early in the last century, yet they continue to be poorly understood (Carlson, 1999). Continental-scale elements are most likely to represent strike-slip fault systems, since only a very large strike-slip fault system can remain active for a long time within a continent (Sengor, 1999).



Australian shear zones:-

In Australia, similar features were first reported by Hills (1956), and later described as major continuous gravity corridors (O'Driscoll, 1980) or lineaments (Elliott, 1994). They define basins and sub-basins in the Northern Carnarvon Basin (Eriyagama et al., 1988; Islam, 1988; Parry and Smith, 1988 and Romine et al., 1997) and the Canning Basin (Anfiloff, 1988; Bradshaw et al., 1988). Coeval yet different tectonic events in western, central and eastern Australia have been documented (Veevers, 1988; Baillie et al., 1994; Lipski, 1994). These tectonic events could be explained by movement along a crustal block extending from western to eastern Australia, with different areas along this basement feature experiencing different tectonic events spatially and temporally.

The map of Australian sedimentary basins revealed the interpreted continental-scale crustal features. Two sets of V-shaped sedimentary basins are evident in this map. The sedimentary basins in both of these sets are open towards the Canning New-England Block (Figure 1). This arrangement is not mere coincidence; a northwest-trending crustal feature is suggested to control the development of these basins, (Daim & Lennox, 1998). The shape of the Darling Basin does not seem to reflect this arrangement, but its gravity and the structural elements mapped by Scheibner (1996) show a V-shape configuration. The thickness of sediments increases in each of these basins towards their open end, based upon interpretation of their gravity anomaly, and the basins are progressively younger to the east.

The concept of a major northwest-trending feature that bisects Australia has been previously published. Rutland (1973) called this feature the Amadeus Transverse zone, including the Pilbara block, and defined it as a zone with dominant northwest-trending structures. The Pilbara block is excluded in the present work for having dominantly north to northeast trending structures. The southern part of the Canning Basin and its along strike extension to central Australia represent part of the Musgrave Mobile Belt (Rutland, 1973). Shaw *et al.* (1984) described the Arunta Inlier located along the northern part of the concerned structure in central Australia as the Arunta Mobile Belt. Daim & Lennox (1998) proposed northwest-trending belt that are consistent with the Amadeus Transverse zone. This belt should be parallel or sub parallel to the absolute plate motion, in analogy with similar trends observed in Africa and the Arabian plates. In this work, the King Leopold and Arunta mobile belts are considered to represent the western and central parts of one shear zone, called the Derby-Brisbane shear zone. Whereas the northwest-trending part of the Musgrave Mobile Belt represents the western part of the Bedout-Newcastle shear zone (Figure 1).

Sinistral movement in the Amadeus Basin, Central Australia, documented by Veevers et al. (1982), may represent younger reactivation along the Derby-Brisbane shear zone. While dextral movements documented along the Musgrave Block in the Ediacarian (Petermann Ranges Orogeny), during the Late Carboniferous in the southern Cooper Basin and the Lachlan Transverse zone (Walter and Veevers, 1997; Apak *et al.*, 1997; Glen and Walshe, 1999 respectively), are consistent with dominant dextral movement on the Bedout-Newcastle shear zone.

It is proposed that the Canning-New England Block was more mobile than the adjacent blocks. This is inferred from the similarity between the Proterozoic basement rocks of the Haddon Downs 1 well and the Arunta Complex (Gunn *et al.*, 1997, see Figure 1), and the preliminary three dimensional shear wave model of Kennett (1997), which shows a displacement of Proterozoic rocks to the east that corresponds with the proposed shear zones. Hoatson et al. 2008, reported mafic and ultra-mafic rocks of 575 Ma (M29, Skipworth Event) in a drillhole, few Kilometers to the north of Tamworth town, northeast New South Wales. As well as the sinistral and dextral senses of displacement along the northern and southern shear zones. In this context, two northwest-trending parallel strike-slip faults are documented to separate the Fitzroy Trough from the Lennard Shelf of the northern flank of the Canning Basin, Crostella, 1998. The following activities are documented:- smaller dextral offset on a faults striking at 130° in the Pillara Range. Positive flower structure across the Blina Oil Field. Mid-Carboniferous wrench structure in the Lennard



Shelf, and Middle Jurassic Fitzroy Transpressional movement which created elongated anticlines also activated structures in the Lennard Shelf near major faults. This tectonic model also consistent with the suggestion that parts of the New England Fold Belt have been broken from Australia and moved eastward to locations in New Zealand, and on the Lord Howe Rise and Norfolk–New Caledonia Rise, during the post 120 Ma breakup, Crawford et al. 2003. Two parallel fracture zones, striking northwest-southeast are likely to represent the most eastern extension of the proposed shear zones that defined the Canning-New England Block. These fracture zones named Cook Fracture Zone and Vening-Meinesz Fracture Zone are expected to have the same strike-slip mechanism as their continental counterpart. Their location however, is displaced northeast because of anti-clock wise rotation of the Tasman Sea. Detailed documentation of these fracture zones is beyond this contribution.

Another two shear zones which influenced the evolution of the adjacent sedimentary basins are represented by the west-trending Barrow-Gibson and Carnarvon-Cooper shear zones (Daim & Lennox (1998, Figure 1). Based on the left-handed overstep of the aligned continent-ocean boundary, sinistral strike-slip movement is interpreted to dominate the Barrow-Gibson shear zone (see figure 1). Krapez (1999) has interpreted sinistral and dextral strike-slip faults that could be associated with this shear zone. A dextral sense of movement is interpreted to dominate the Carnarvon-Cooper shear zone. Figure 7 shows eastwards displacement of the Ajana-Wandagee basement ridge that coincides with the Wooramel River in the Carnarvon area. The eastwards displacement of the segmented Weedarra Ridge relative to the Yallalong Ridge, and an eastward displacement of the boundary between the Precambrian deposits and younger strata, also supports a dominate dextral movements in this area. Krapez (1999) confirmed the location and the trascurrent movement of all the mentioned shear zones in Western Australia.

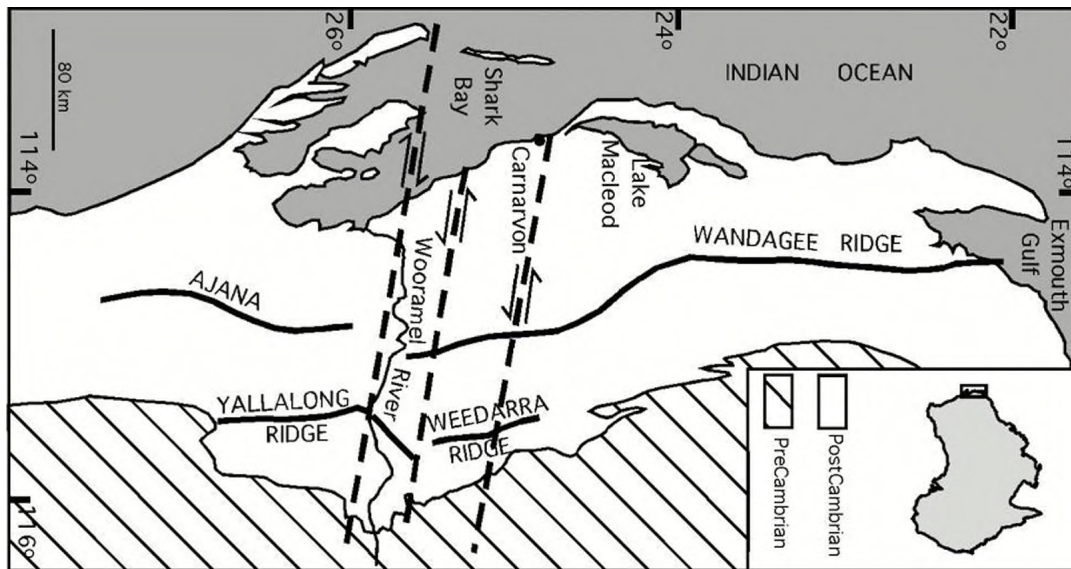


Figure 7 Detailed map of the western part of the Carnarvon-Cooper shear zone, reinterpreted after Condon, 1968, showing diffuse strike-slip movements in the Carnarvon area.

Western USA shear zones

The Basin and Range province in western US is divided into four sub-provinces:- Northwestern, Northern, Central and Southern, Muhammad (2010) and references therein. The tectonic setting of the North western and Northern provinces is the main concerned in this paper. To the northeast of the Northern Basin and Range province, the Snake River Plain may represent the northern boundary of the basin, characterized by



its low elevation. Its south boundary is expected to continue southwest ward to merge with the Gorda Escarpment. Gravity anomaly map of Sandwell and Smith, 1997 shows a change in the trend of structures from northeast-southwest to east-west to the east of Gorda Escarpment, (Figure 8). The northern boundary of the Snake River Plain is expected to progressively rotate to merge with the Blanco Fracture Zone. This rotation did not occur in one stage but happened in extended time as indicated by volcanic eruption in

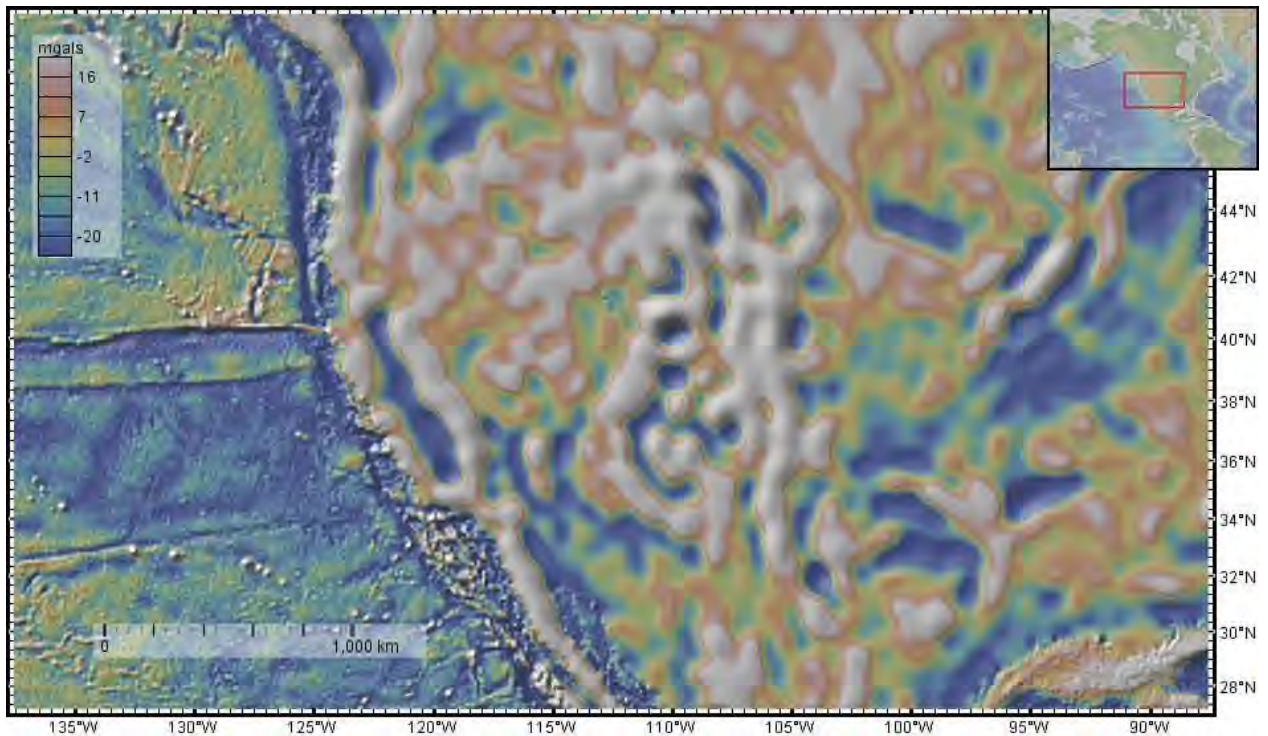


Figure 8 Gravity anomaly map (Sandwell and Smith, 97) of Western USA, showing major tectonic elements of the Basin and Range Province and surrounding areas.

between as Mount Shasta. The magnetic anomaly map (EMAGZ-2013) shows clear east-west dextral displacement along the onshore projection of the Escarpment, (Figure 9). Lawrence (1976) has considered four major zones of right-lateral strike-slip faulting to represent the northern limit of the Basin and Range province in southeastern Oregon.

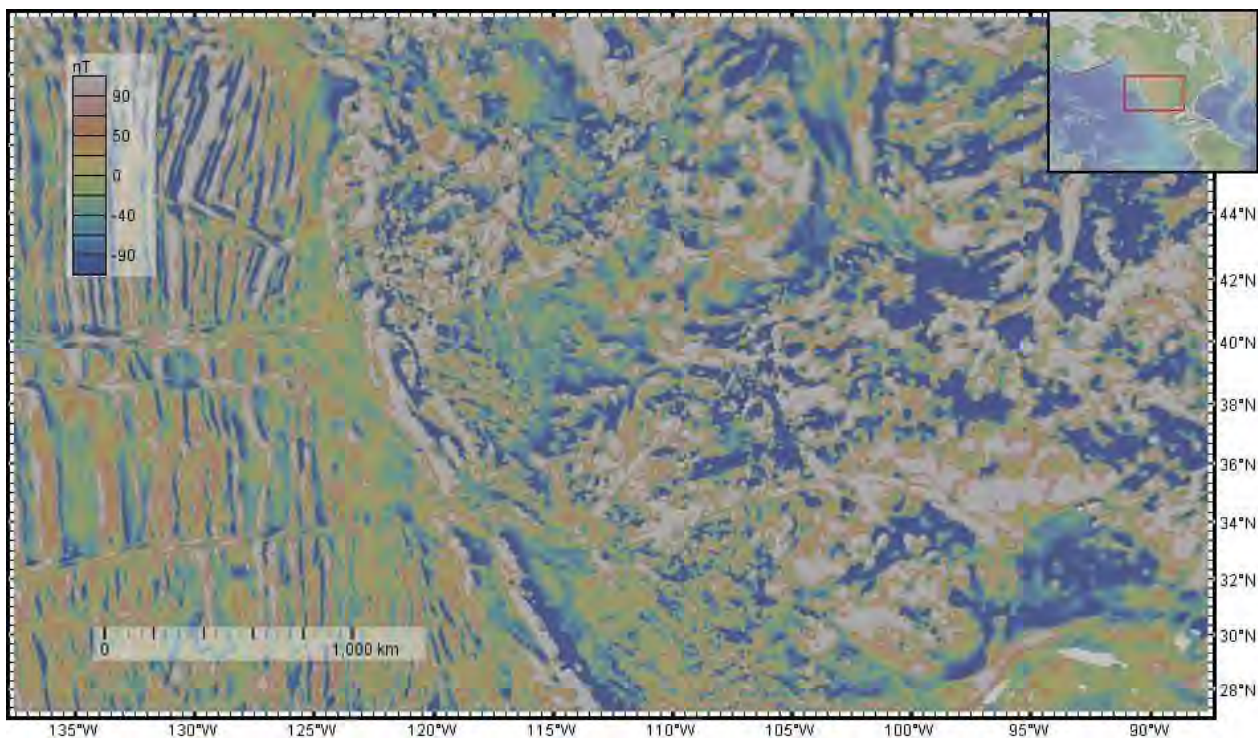


Figure 9 magnetic anomaly map of Western USA, showing major tectonic elements of the Basin and Range Province and surrounding areas.

In the south, Muhammad (2010) described the Pahrangat shear zone which lies along the boundary between the northern and central Basin and Range contains three east-northeast-striking left-lateral strike-slip faults: The Arrowhead Mine fault, Buckhorn fault, and Maynard Lake fault from north to south. The Pahrangat shear zone locates in the center of a larger belt named the Southern Nevada Seismic Belt, it also represent the western along-strike of much larger belt called the Caliente-Enterprise Zone. No unanimous agreement has been reached regarding the position of Caliente-Enterprise Zone. Muhammad (2010) has shown two parallel belts striking northeast to represent the boundary between northern and central basin and range. The southern one is wider. The author has shown that the two belts cross-cut each other to north of the Kane Spring Wash Fault without noticeable offset. To the southwest and north of the Mojave Desert, Sinistral displacement is reported on the Garlock fault and its northeast probable extension by Kruse et al., 1991. This fault extends westward to cut the San Andreas Fault. **Neotectonic data**

Seismicity and Topography in Australia

Seismicity and the topographic map of Australia have been integrated to locate the proposed shear zones (Figures 10 & 11). Many earthquakes coincide with the offshore Canning Basin and occur southeastwards along the margins of the Canning Basin. At the eastern end of the Canning Basin, the seismic activity has been shifted to the centre of the basin (east Canning events). All the well-located epicentres of the east Canning events lay in a clearly defined north-north westerly zone about 140 km long and 25 km wide (Denham *et al.*, 1974). Further east, seismic activity remains roughly in the middle of the proposed Canning-New England Block but closer to its northern shear zone (Simpson Desert events).

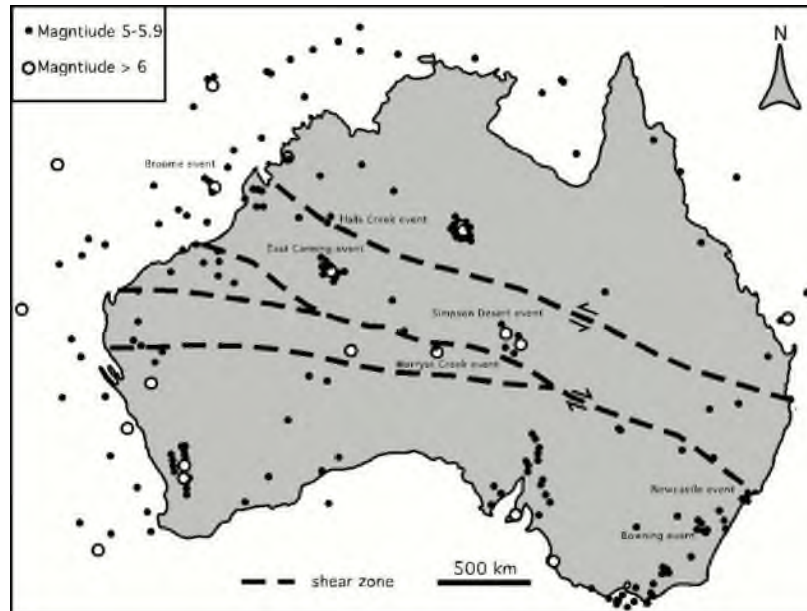


Figure 10 Australian earthquake epicenters of magnitude 5 or greater between 1873-2002.

The focal mechanism solution of the 1972 Simpson Desert earthquake, which coincides with the Derby-Brisbane shear zone, is consistent with predominantly left-lateral, strike-slip faulting caused by northwest-southeast compression (Stewart and Denham, 1974; Everingham and Smith, 1979). Stewart and Mount (1972) suggested dextral senses of movements for earthquakes that are associated with the Bedout-Newcastle shear zones in the Canning Basin and central Australia. In eastern Australia, the earthquakes associated with the Canning-New England block are aligned in a northwest trending line close to the margin, Figure 10). Fault-plane solutions for earthquakes in the east Canning Basin, central Australia and the Newcastle area indicate almost horizontal

northwest-southeast compressive forces (Denham *et al.*, 1979; Everingham and Smith, 1979; McCue *et al.*, 1990). The earthquakes data used in Figure 10 go back to 1873, so it is likely to underestimate seismicity in northwestern and central Australia, where no local seismic networks existed prior to about 1960 (Fredrich and McCaffrey, 1988). The recent seismic record should, therefore, be more reliable. The 1994 earthquakes, for instance, are more consistent with the Canning-New England Block where 50% of the recorded earthquakes are located within this block (see Figure 10). An orthogonal trend of seismicity is represented by roughly northwards alignment of earthquakes seen along the western margin of the Adelaide Fold Belt and east of Perth. This trend of seismicity is probably created by forces acting orthogonally to the west and northwest-trending shear zone and related to the evolution of adjacent sedimentary basins. In general the topography is consistent with the proposed shear zones and specially the high altitude area (>600m) in western and central Australia, in terms of location and trends. The map also shows that the area between Sydney and Brisbane is displaced eastwards that is consistent with similar displacement of the 300 m contour in the Canning Basin (Figure 11). Tertiary and Recent tectonic activity of the Canning-New England block is also inferred from Northwest-trending Tertiary and Quaternary deposits in the Canning Basin, the westnorthwest-trending rivers in Western Australia and the aligned salt lakes in central Australia. In central Australia, the Tertiary accommodation space of the Lake Eyre Basin shows a V-shaped pattern that is open to the north (Moussavi-Harami and Alexander, 1998), towards the proposed Bedout - Newcastle shear zone (Figure 11). This pattern is consistent with the older sediment pattern underneath.



The current morphology of the shoreline in Western Australia represented by Exmouth Gulf and Shark Bay as well as Lake Macleod, indicates that the V-shaped pattern continues to dominate recent sedimentation. Recent movement on these faults is likely as indicated by sharp jogs in the shoreline along the proposed shear zones and the associated seismicity.

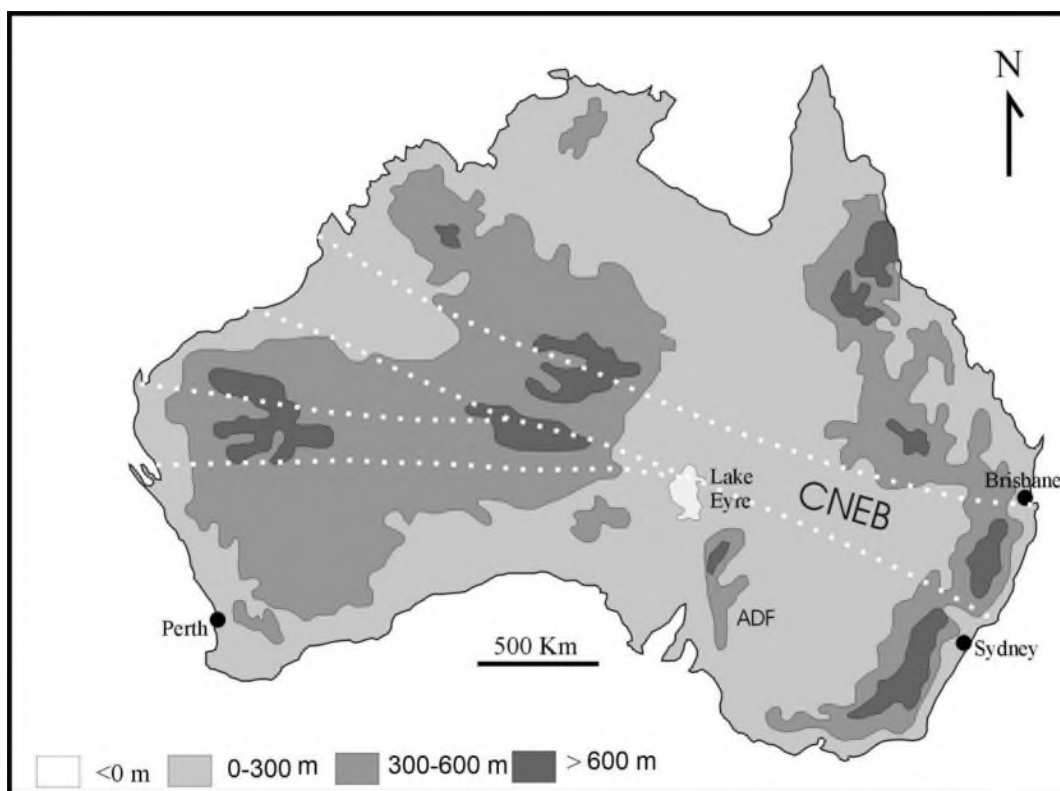


Figure 11 Topography map of Australia showing the relationship between elevation and the proposed Australian Transcurrent faults, cneb=Canning-New England Block, afb=Adelaide Fold Belt.

Seismicity and Topography in Western US

Events of $M \geq 6.5$ have been used to investigate the tectonic stress regime of the Northern Basin and Range Province and surrounding areas, western United State, Table-1. A group of four events represent the oldest $M \geq 6.5$ earthquakes in western US occurred in 1954, in Nevada. The most powerful two of them occurred within few minutes on the 16th of December. Two earthquakes dated 18/8/1959 occurred to the northeast of the Snake River Plain. Another $M 6.9$ Earthquake occurred on 28th of October 1983 southern Idaho and to the north of the Snake River Plain. Plane 1 nodal plain strike 301 and the rake is -121. Therefore, dextral transtension is expected in the area. Only one event of $M 6.5$ coincides with the Blanco Fracture Zone, off the coast of Oregon. The Blanco Fracture Zone trending northwest-southeast. Fault plane solution that consists with the mentioned trend shows dextral transtension. All the events that bounded from the north by the Blanco Fracture Zone and from the south by the Gorda Escarpment show dextral strike-slip mechanism. Mostly are transtensional, however, transpressional also seen (event no. 4-6, Table-1).



Table 1 Data of $M \geq 6.5$ earthquakes of western USA for the period from 1983-2016.

No.	Date	Time (GMT)	Lat.	Lon.	Depth	Mag.	Plane 1			Plane 2		
							strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake
1	28/10/1983	14:06:06 GMT	44.06	-113.86	10	6.9	301	42	-121	160	55	-65
2	13/03/1985	19:34:51 GMT	43.51	-127.56	10	6.5	297	72	-172	205	82	-18
3	13/7/1991	2:50:20.8 GMT	42.09	-125.86	15.6	6.8	315	78	-178	225	88	-12
4	17/8/1991	22:17:20.8 GMT	41.71	-125.63	15	7	314	62	176	46	86	28
5	15/6/2005	2:51: 5.4 GMT	41.15	-126.42	20.4	7.2	317	83	175	47	85	007
6	8/11/1980	10:27:34 GMT	41.12	-124.253	19	7.2	320	63	178	51	88	027
7	10/3/2014	5:18:21.8 GMT	40.8	-125.23	15	6.9	320	75	-172	228	82	-15
8	10/1/2010	0:27:46.8 GMT	40.53	-124.81	19	6.5	143	89	-175	53	85	-1
9	17/6/2005	6:21:45.2 GMT	40.64	-126.76	16.2	6.6	292	82	-179	202	89	-8
10	19/2/1995	4: 3:21.2 GMT	40.43	-125.74	15	6.6	307	72	-177	216	87	-18
11	10/9/1984	3: 14:10 GMT	40.5	-126.831	10	6.7	270	66	178	1	88	024
12	8/12/2016	14:49:53.4 GMT	40.46	-126.46	20.8	6.6	270	87	174	1	84	4
13	1/9/1994	15:16: 0.6 GMT	40.59	-125.78	15	7	186	77	-1	277	89	-167
14	26/4/1992	11:18:30.5 GMT	40.42	-124.69	15	6.6	308	79	170	40	80	011
15	25/4/1992	18: 6:11.8 GMT	40.25	-124.31	15	7.2	330	12	75	165	79	93
16	18/10/1989	0: 4:21.3 GMT	37.06	-121.63	19	6.9	240	54	031	130	65	140
17	2/5/1983	23:42:38 GMT	36.23	-120.312	9.6	6.7	317	61	096	125	30	080
18	22/12/2003	19:16: 6.3 GMT	35.75	-121.15	15	6.6	296	32	088	119	58	091
19	17/1/1994	12:31: 3.5 GMT	34.44	-118.64	16.8	6.6	278	42	065	130	53	111
20	16/10/1999	9:46:59.2 GMT	34.71	-116.27	15	7.1	335	81	-173	244	83	-009
21	28/6/1992	11:57:53.0 GMT	34.65	-116.65	15	7.3	341	70	-172	248	82	-20
22	24/11/1987	13:16:11.5 GMT	33.02	-116	15	6.5	133	78	178	223	88	012
23	4/4/2010	22:41: 9.2 GMT	32.31	-115.39	12.8	7.2	223	84	-2	313	88	-174

Their strike ranges from 292° to 320° . There is a tendency to increase compressional force towards the Gorda Escarpment especially onshore. Three events (11, 12 and 13, Table-1) show almost identical east-west strike, and dextral movement, as they coincide with the Gorda Escarpment. Event number 15 probably shows reversal fault mechanism. The events 14 and 15 show strike of 308° and 330° respectively, consistent with adjacent escarpment.

The reset of $M \geq 6.5$ events are located in central and south California. Event number 16 with M 6.9 and occurred on 18th of October, 1989, (Loma Prieta event); show a left-lateral mechanism.

The interpreted fault strikes northeast-southwest (240°). Events 17 and 18 may show reversal mechanism on a northwest trending fault. Event number 19 with M 6.6 shows a left-lateral mechanism on almost east-west trending fault. All the other events 20-23, Table-1 show leftlateral mechanism on northeast-southwest



trending faults. Strikes of these faults range from 223° - 248° . Moreover, all the last mentioned events are showing transtensional mechanism.

Fault plane solutions show predominantly strike-slip mechanisms. Like the Officer Basin in Western Australia, the Northern Basin and Range Province is bounded from the north and south by strike-slip belts with northward divergences. The combined existence of extension and strikeslip mechanism indicates transtensional setting. Many earthquakes coincide with the Gorda Escarpment offshore northern California. Therefore, the tectonic stress regime surrounding the Northern Basin and Range Province is consistent with Zubovich et al. (2010) suggestion that in active intracontinental belts, deformation is distributed and several faults are usually concurrently active.

The South Napa M 6.0 earthquake occurred on August 24th, 2014 to the north of San Francisco, California, resulted from 11.5 Km depth strike-slip faulting in the crust. USGS have documented 6 moment-tensor products, indicating rupture occurred on a steeply dipping fault as the result of either left-lateral slip on a plane striking NE-SW or as right-lateral slip on a plane striking NWSE. Most rakes show negative angles (normal) and only two shows positive angles (reverse). The normal rake is consistent with its currently subsiding location at the edge of some islands and rivers, (Figure 12). Aftershocks of $M \geq 3.5$ arranged in perfectly V-shaped pattern divergent to the mainshock event. The earthquakes pattern is consistent with Roy and Royden (2000) demonstration that deformation in northern and southern California occurs on networks of subparallel strike-slip faults including the San Andreas Fault. They suggested fault geometries in the northern and southern San Andreas system are consistent with the presence of large-scale viscous flow in the lower crust and near the Moho. The surrounding area shows some northeast-southwest trends that are consistent with some positive and negative neotectonic features such as

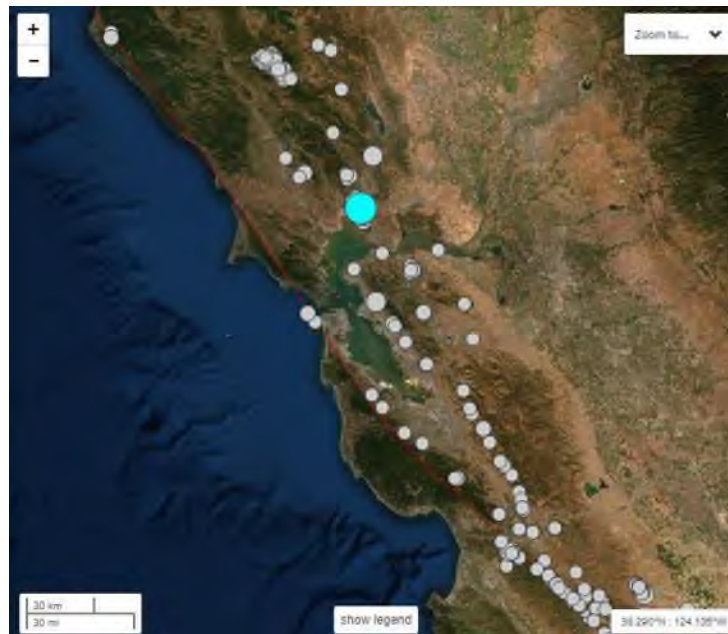


Figure 12 Satellite image showing the South Napa M 6.0 earthquake occurred on August 24th, 2014 to the north of San Francisco, (blue circle) and $M \geq 2.5$ aftershock events for one year period.

volcanic domes or lakes. The earthquake location is consistent with the Tahoe and Folsom lakes. Another parallel line and to the north is represented by Sutter Buttes (a small circular complex of eroded volcanic lava domes) and Clear Lake. Therefore, it is more likely that a northeast trending crustal discontinuity



triggered the South Napa M 6.0 earthquake. The gravity map shows a possible circular intrusive and westward bend in a positive anomaly ridge exactly to the southwest of the event, (Figure 13). A southwest trending transform fault to the north of the area is also visible. Magnetic anomaly map also show some southwest trending transform fault and a clear left-lateral strike-slip movements, (Figure 14). Many of focal mechanism coincide with these faults that show left-lateral transtentional mechanism to the north and south of the event. Some of the transformal faults extend onshore to merge with similar trend faults.

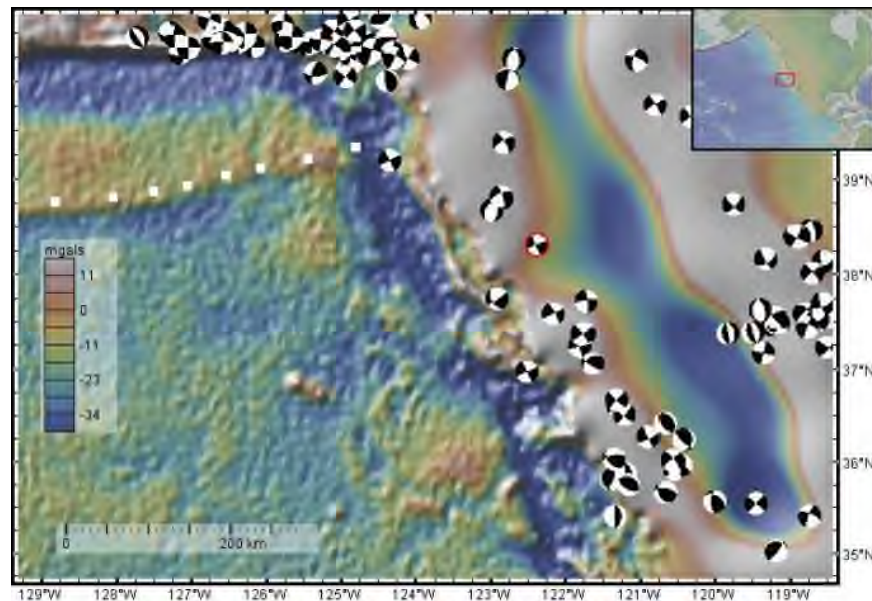


Figure 13 Gravity anomaly map (Sandwell and Smith, 97) of Western USA, showing the South Napa M 6.0 earthquake (circled in red) and adjacent major tectonic elements, white dotted line represents a transform fault.

On the July 6th, 2019 a M7.1 earthquake occurred in eastern California, southwest of Searles Valley, which was predated by M6.4 foreshock and followed by a lot of aftershock. Data of three main events are presented in Table-2. The nodal planes indicate either right-lateral slip on a plane striking NW- SE or as left-lateral slip on a plane striking SW-NE (USGS, 2019). According to Lau et al. (2019) the location of the main event falls within the Eastern California shear zone and coinciding with the Mojave Desert. An obvious topographic anomaly striking northeast-

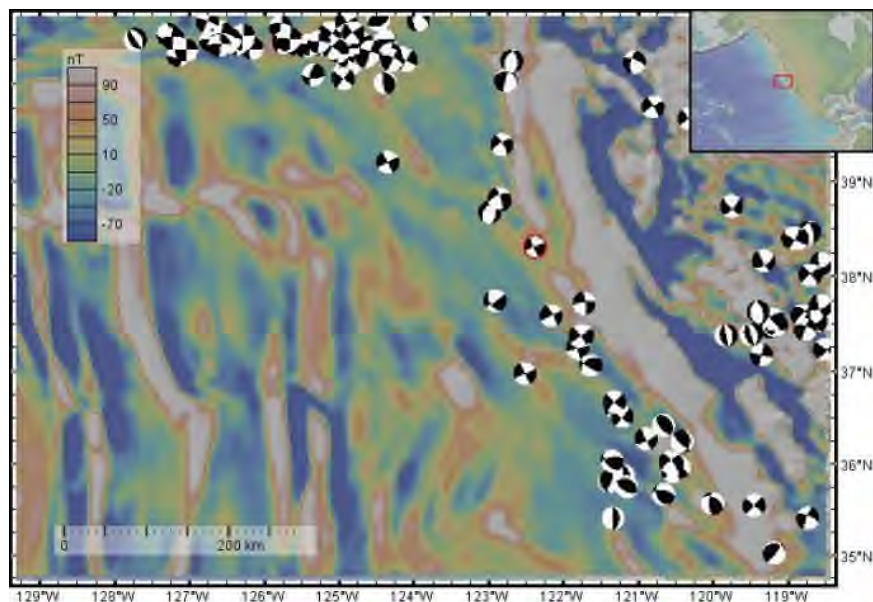


Figure 14 magnetic anomaly map of Western USA, showing major tectonic elements in relation to the South Napa M 6.0 earthquake (circled in red) and adjacent areas.

Table 2 Data of three main powerful earthquakes of the 2019 Ridgecrest, California, Sequence.

Date	Time	Lat.	Lon.	Depth	Mag.	Plane 1			Plane 2		
						strike	Dip	Rake	Strike	Dip	Rake
4/7/2019	17:33:49 (UTC)	35.705°N	117.504°W	8.0 km	6.39 Mwb	228°	66°	4°	137°	86°	156°
				13.5 km	6.47 Mww	226°	82°	1°	136°	89°	172°
				13.0 km	6.32 Mwb	318°	79°	-179°	228°	90°	-11°
6/7/2019	03:19:53 (UTC)	35.770°N	117.599°W	8.0 km	6.9 TMTS	322°	81°	-173°	231°	83°	-9°
				11.5 km	7.07 Mww	230°	81°	-6°	321°	84°	-171°
				17.0 km	6.89 Mwb	323°	83°	-178°	232°	88°	-7°
6/7/2019	03:47:53 (UTC)	35.901° N	117.750° W	15.5 km	5.39 Mww	243°	70°	-7°	336°	84°	-160°

southwest dominates the area and links the Death Valley to San Andreas Fault, (Figure 15). However, no such major trend is seen in northwest direction in the area. A left stepping is interpreted to limit the Death Valley from the north and south. The northern expected fault is more active than the southern one. The interpreted northern fault separates the Middle Basin in the north from the Badwater Basin in the south. Current activity of the fault is inferred from the major subsidence in the Badwater Basin, as Google map shows -85m below sea level. About 20 km to the north of the M 7.1 earthquake, the post seismic events of $\geq M3.5$ creates a V-shaped that verging to the north, (Figure 16). The northern boundary of this shape represent northeast-southwest trending lineament that connect the northern offset of the Death Valley with the Lake Isabella. The northeast strike for the fault also supported by the co-seismic homes damaged that known to happen in Trona Town, located to the northeast of the Ridgecrest event.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020

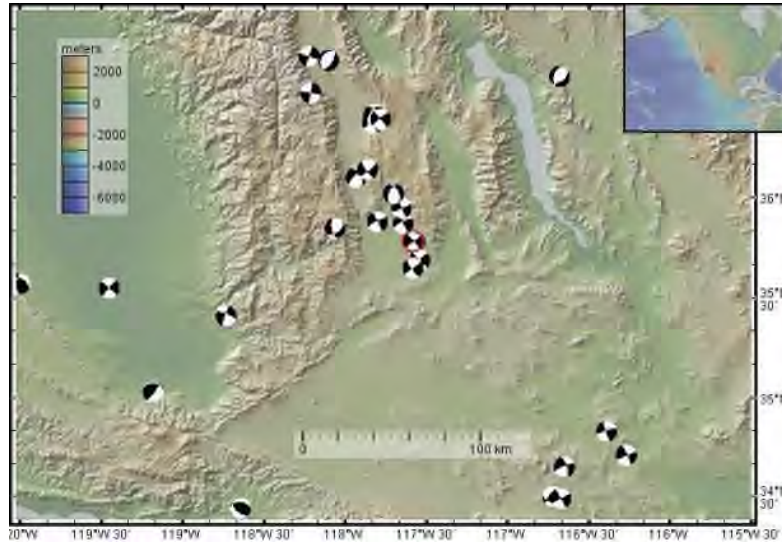


Figure 15 the focal mechanism of the main events including the M7.1 (circled in red) Ridgecrest superimposed on topographic map.

The most powerful events usually followed by less magnitude events within minutes, days or even months. Ridgecrest sequence however, was probably unique as the main events preceded by less magnitude M6.4 2 days earlier. The Rio Dell event M7.2 followed next day by two events to the northwest M6.5&M6.6. All the powerful earthquakes are likely triggered by faults that are orthogonal to the San Andreas Fault.



Figure 16 Satellite image showing the Ridgecrest sequence and M \geq 3.5 aftershock events for 2019, M7.1, event is the blue circle.

Magmatism and mafic dykes



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Mafic and ultramafic rocks have been mapped along the northern boundary of the Canning Basin; the southern Pilbara block; between the Barrow-Gibson and Carnarvon-Cooper shear zones, and the Arunta and Musgrave provinces in central Australia (see Australian Geological Maps). Williams (2002) reported mafic rocks along the faulted contact between the Pilbara block and the Canning Basin. In eastern Australia, ultramafic intrusions are documented along the Lachlan Transverse Zone (Glen and Walshe, 1999). The association of mafic rocks with these shear zones indicates their crustal character. Magmatic activity is also associated with offshore extensions of the proposed features. This activity includes volcanic emplacements along the margins of the offshore Canning Basin in the Late Triassic-Middle Jurassic (Colwell and Stagg, 1994), along the northern margin of the Exmouth Plateau (Exon and Willcox, 1980) and a Lower Cretaceous igneous body near the Cape Fracture Zone (Rad and Thurow, 1992).

Various generations of Archaean to Proterozoic mafic dyke swarms in the Pilbara region, Western Australia, described by Semeniuk & Brocx., 2019 show clear V-shaped pattern in geometry, (Figure 17). The Archaean Black Range mafic dyke swarm diverging to the contact between the Canning Basin and Pilbara region. The western dykes trend northwest, while the eastern ones trend northeastward. However, the Black Range mafic dykes seen in granitogreenstone inliers amongst the Proterozoic show wider angle of divergence compared with the same swarm in the Archaean. Other Proterozoic mafic dyke swarms show north (towards Dampier Archipelago) or south diverging pattern towards tectonic contacts of sedimentary basins. They also described interesting features of a dolerite/gabbro sill in granite in the granitoid-greenstone terrain in the Dampier Archipelago (their Figs. 8, 9, 10E), showing Pegmatitic gabbro with coarse crystals of pyroxene in fanlike (radiating) clusters. They specifically reported that from the lower part of the intrusion in the same area as [Pegmatitic gabbroic in lower part of gabbro intrusion showing fan array of prismatic pyroxene crystals]. Semeniuk & Brocx (2019) documented melting and partial melting in the Proterozoic dolerite/gabbro contact with Archaean granite in the Dampier Archipelago, the dolerite magma of the granite has preferentially melted the quartz leaving feldspar crystals to be incorporated into the mafic melt. Another striking features described by Semeniuk & Brocx., 2019 is presented in their figure 5, as the geological map of the Archaean Shaw Batholith, southern Pilbara Region, showing a range of V-shaped structure of north-trending shear zone and northeast-striking dolerite dyke. Shear zone at the edge of foliated granitoid is displaced significantly (8 km)

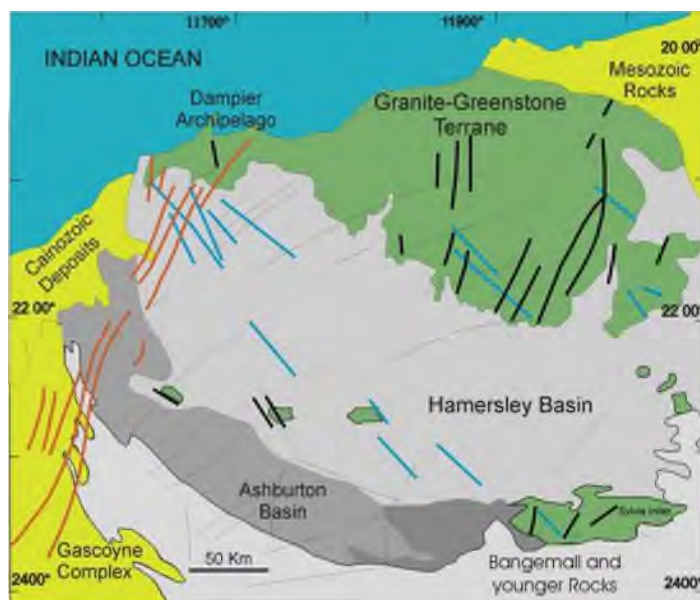




Figure 17 Various generations of Archaean to Proterozoic mafic dyke swarms in the Pilbara region (map modified from Semeniuk & Brocx (2019). Black and thick lines represent the Black Range dyke swarm; other thick color represents different trend V-shaped dyke swarms eastwards by post-tectonic granitoid. The Blackrock Range dolerite dyke crossing the post-tectonic granitoid and terminated at its northern end with northwest trending fault.

Lower crustal deformation

Partial melting has been documented within the lower crust in active regions such as the Kenya Rift (Achauer *et al.*, 1992), Tibetan Plateau (Hirn *et al.*, 1997) and central Andean crust (Schmitz *et al.*, 1997). The existence of partial melts within the lower crust in active regions emphasizes the important role of the lower crust in continental deformation. In this context, Meissner and Mooney (1998) suggested that uplift, tectonic escape and delamination are interconnected and related to weaknesses in the lower crust during continental compression and extension.

The Basin and Range Province in western United State has been a site for testing and modeling ductile deformation of the lower crust. The reason behind that is the coexistence of highly extended and unextended areas that show small differences in elevation. This observation precludes local (Airy) isostatic compensation. The Airy model predicts that highly extended areas with thinned crust should be considerably lower topographically than unextended areas. Several hypotheses have been proposed to explain areas that show negligible differences in topography, yet have undergone very different amounts of extension. Gans (1987) proposed crustal underplating processes that add material to the base of the crust in extended areas. Others suggested ductile flow of lower crustal material from regions of thicker upper crust toward regions of thinner upper crust (Block and Royden, 1990; Wernicke, 1990). Massive delamination processes has been invoked by Meissner and Mooney (1998) to explain the high topography and thin laminated crust of the Basin and Range Province. Delamination is a one-stage mechanism and may not account for a continuously extended regime as is the case for most sedimentary basins. Underplating may not be a viable mechanism because the mantle-derived additions to the crust must coincide precisely with regions of crustal extension (Kruse *et al.*, 1991). Ductile flow of the lower crustal material could satisfactorily explain small variations in topographic elevation in areas that have undergone variable amounts of upper crustal extension (Kruse *et al.*, 1991; McKenzie *et al.*, 2000).

In the northeastern Basin and Range Province, an elevation-driven ductile flow of the lower crustal material from the Basin and Range toward the Eastern Snake River Plain is suggested by Anders and Sleep (1992). In contrast, McQuarrie and Rodgers (1998) proposed a density-driven, lower crustal flow away from the Eastern Snake River Plain towards the Basin and Range. Simplified models of continental lithospheric extension demonstrate that the strength of the lower crust is an important factor in the evolution of rifting (Hopper and Buck, 1998). They suggested that isostatically compensated crustal thickness variations result in horizontal pressure gradients that induce lower crustal flow at a rate determined by its effective viscosity. Lower crustal flows out from under areas of high relief into nearby thinning crust; reduce the amount of local crustal thinning for a given amount of horizontal extension. McKenzie *et al.* (2000) demonstrated that the lower continental crust has flowed to smooth out variations in crustal thickness caused by differential crustal extension or shortening. They emphasized that the lower crustal flow is largely restricted to continents, and recognized the striking association of the lower crustal flow and magmatism, pointing out that the magmatic activity in the Basin and Range, for instance, appears to predate extension at the surface. Channel flow of the lower crustal material can occur over hundreds of kilometers (Block and Royden, 1990; McKenzie *et al.* 2000). Accordingly, a pressure gradient is the most likely cause for the lateral and ductile flow of the lower crust.

While lower crustal flow is now widely accepted, no such agreement on the triggering mechanism and flow direction has been reached. Several mechanisms have been proposed to account for the ductile flow of the lower crust. They include lithostatic pressure and the geodynamic consequences of erosion and



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



sedimentation (Westaway, 1994; Burov and Cloetingh, 1997 respectively). However, topographically induced differential pressure has been widely used to account for lower crustal flow (Block and Royden, 1990; Hopper and Buck, 1998; McKenzie *et al.*, 2000). McKenzie *et al.*, (2000) have recognized that the buoyancy forces generated by a contrast in crustal thickness are not always successful in removing thickness contrast. They documented many places such as rifted margins where the Moho topography has been preserved for many millions of years. Daim and Lennox (1998) proposed that lower crustal flow is preferentially following an along the basin direction. This direction is controlled by the pattern of the channeling of the lower crust, which in turn is related to decompression zones along major shear zones. We proposed that lower crustal flow could be renewed whenever there is a differential pressure. The poly-phase lower crust flow may modify the rheology of the rocks so that it facilitates along-strike flow.

Published field observations and theoretical consideration are considered to develop the new mechanism. The flow direction may be inferred from mineral and stretching lineation patterns that are parallel or subparallel to the fold axis and regional deformation (Dirks, 1997; Druguet *et al.*, 1997; Ji *et al.*, 1997; Parry *et al.*, 1997). In this context, Cunningham *et al.*, (1997) have documented that there is a relationship between lower crustal ductile deformation and upper crustal deformation, as simple shear stresses within the flowing medium (lower crust in this case) being transmitted through discrete vertical fault zones to the brittle upper crust. Along the basin lower crustal flow is consistent with McHone's (2000) suggestion that the Central Atlantic basalts occur in overlapping provinces of distinct dyke trends and compositional types, not as magma generated from a single plume source. Furthermore, along the basin channel flow in the lower crust is also in agreement with Sleep's (1997) suggestion that the plume material below the lithosphere flows easily parallel to the strike of the undulations. This mechanism is also viable to explain the flow in the lower crustal conduits (Sleep, N. 2001, written comm.).

Studies of lower crustal mafic and ultramafic rocks outcropping worldwide were also used as input to understand the mechanism of lower crustal flow. Mafic and ultramafic sills interlayered with felsic and intermediate rocks are reported at the base of the continental lower crust (Rutter *et al.*, 1993; Seyler *et al.*, 1998). Thickness and metamorphism of these sills increase parallel to the general trend of the area (Rutter *et al.*, 1993). The intensity of deformation and recrystallization also increases toward the contact between the crust and mantle (Seyler *et al.*, 1998). Successive intrusion may produce such sills in both continental and oceanic crust (Rutter *et al.*, 1993; Dick *et al.*, 2000). Seismic data also supports the existence of such lenses of melt in the lower oceanic crust. These lenses are embedded within a solid roof and floor (Singh *et al.*, 1999). These observations indicate that the ductile flow in the lower crust comprises mainly of existing lower crustal material, which is consistent with the model proposed by Block and Royden (1990).

In Australia, the association of ductile deformation of the lower crust and the evolution of sedimentary basins has been realized (Stagg & Colwell, 1994). More specifically it has been suggested that there is mafic addition to the lower crust during extension (Gunn, 1988; Finlayson *et al.*, 1989; Symonds *et al.*, 1994). High velocity lower crustal bodies interpreted to represent magmatic underplating and/or lower crustal mafic intrusions has been reported in the Kimberley Block, eastern Browse Basin and the outer part of the Exmouth Plateau, Symonds *et al.* (1998). They noticed a spatial correlation between the area of underplating and the presence of extensive upper-crustal block faulting and intrusives in the shallow crust. Symonds *et al.* (1998) explained the association of the above-mentioned features by a style of magmatic development involving a transient change in the crustal rheological structure associated with magmatic underplating. Adding, it is hard to determine if this process happened during Jurassic breakup or during some earlier extensional phase. However, in the Browse Basin (their figure 3-a) clear lower crust thinning is spatially consistent with maximum thickness of pre and post-breakup sediments



Tectonic modelling Previous models

The western Australian margin is regarded as a volcanic margin due to the volume of breakup volcanism (Frey et al., 1998; Symonds et al., 1998). Some workers proposed plumes for the formation of the western Australian margin (Mihut and Muller, 1998; Symonds et al., 1998); whereas others suggested non-mantle plume type models (Mutter et al., 1989; Planke et al., 1997). Colwell et al. (1994) proposed a hybrid model with a non-plume rift and breakup-related volcanism and plume-related, post-breakup volcanism. The reported volcanism is associated with sea-floor spreading that first started in the Argo Abyssal plain prior to anomaly M26 (155Ma). Whereas the formation of the Gascoyne, and Cuvier abyssal plains started in the Lower Valanginian (136.2 Ma) (Muller et al., 1998).

Most of the published tectonic models for the evolution of the Northern Carnarvon Basin adopted simple shear model. Low-angle detachment and large-scale extensional detachment have been proposed (Mutter et al., 1989; Driscoll and Karner, 1998). Both west-dipping and east-dipping detachments have been interpreted for the Northern Carnarvon Basin (Etheridge and O'Brien, 1994; Driscoll and Karner, 1998 respectively). The west-dipping and east-dipping detachments relate to lower-plate and upper-plate margins respectively that are supposed to show different patterns of uplift-subsidence behavior (Lister et al., 1991). However, Stagg and Colwell (1994) suggested that the Northern Carnarvon Basin was formed by a major episode of pure shear, lower crustal thinning that lasted from the Carboniferous to the Jurassic.

Multi-stage extension events are well recognized in the Northern Carnarvon Basin. Williamson et al. (1990) suggested two rift episodes: (1) A Permo-Carboniferous rifting causing a thinning of 40% of the basement and the lower crust of the Exmouth Plateau; and (2) Mesozoic rifting of only a few percent. Driscoll and Karner (1998) concluded that the Northern Carnarvon Basin was formed as a consequence of four extension events: a broad Late Permian, localized Rhaetian and Callovian fault reactivation and Tithonian-Valanginian events. These events have generated large post-Valanginian regional subsidence across the basin. Muller et al. (1998) focused on the period that followed the breakup of Australia and Greater India. They suggested at least three phases of tectonic reactivation, spanning 100-90 Ma, 70-60 Ma, and 10 Ma to present. They proposed that these events were caused by major plate reorganisation between India and Australia, plus changes in the spreading direction south and east of Australia and the breakup of Indo-Australia Plate respectively. Gartrell (2000) added a new Cambrian-Ordovician extension event to the known Palaeozoic and Mesozoic events. In all these models the up to 2.5 km thick Late Cretaceous-Tertiary sequence of clastic and carbonate rocks is not considered to have been deposited as a result of an extension event. The multi-phase extension events create problems for the classic models of basin evolution because of the lack of an appropriate mechanism to explain each extension event.

General V-Shaped model

Western Australian geology consists of major outcrops of Archaean and Proterozoic rocks bisected by Phanerozoic deformed strata. Veevers and McElhinny (1976) recognized that the Proterozoic rocks of Western Australia represent a single intact continent based on palaeomagnetic data and lack of evidence of oceanic lithosphere. Geological and geophysical data support the idea of a single continent and suggest that all tectonic and magnetic activities are intracratonic and dominated by vertical and extensional processes (Etheridge et al., 1987). Daim and Lennox (1998) proposed a new conceptual model for the evolution of the Northern Carnarvon Basin. This model is based on the idea that the Australian Plate is subdivided on a large scale by WNW-trending shear zones into blocks and belts (Figure 18a). Differential movement of these belts creates pull-apart basins along their borders. Major pull-apart basins are associated with decompression zones in the lower crust (Figure 18b).

The decompression zone always propagates in the direction of the absolute plate motion. Decompression may melt mafic rocks at the base of the lower crust and /or top of the upper mantle, causing magma



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



upwelling. Ascending mafic magma leads to a further pressure drop, which in turn triggers lateral ductile movement of lower crustal material, from the less mobile and relatively over-pressured adjacent block, towards the decompression zone (Figure 18b). The ductile flow of lower crustal material is controlled by pressure gradient. Ductile stretching is facilitated by low viscosity of mafic and ultramafic rocks. The lower crustal flow increases gradually as the decompression zone grows, until the decompression zone is at its maximum, and then starts to decline.

The involvement of the adjacent area increases gradually coeval with the development of the decompression zone, and propagates across the prospective basin. Mafic melt fraction is likely to vary along and across the channel flow, and expected to increase towards the decompression zone. High heat flow should be associated with the melting process, which also increases somewhat, until a time when the largest area of the prospective basin is involved, then, heat flow would be at its maximum. A time lag is expected between the triggering of melting and maximum basin involvement. Such lag times are also expected to occur so that different parts of the basin are not affected simultaneously. The time delay may be tens of millions of years, depending on the size of the decompression zone and the differential movement of the blocks.

The associated heat should decrease the density of the overlying crustal cover, and therefore lift up the involved area of the prospective basin, leading to the development of an unconformity. The extent of the unconformity would be controlled by the maximum surface heat flow, which shifts from one side of the basin to the other as a result of the underlying ductile deformation.

The ductile movement of the lower crustal materials toward a decompression zone is associated with wrenching in the brittle upper crust, oriented almost orthogonal to the transcurrent faults. Both dextral and sinistral strike-slip faulting develops in the upper crust. Plate that is moving eastwards, sinistral faulting starts first associated with the ductile movement of the lower crust as the decompression zone grows, for basin located to the south of the transcurrent fault. Whereas, dextral faulting is associated with the declining stage of the decompression zone, (Figure 19a). The evolution of the Northern Carnarvon, Officer and Sydney Basins is likely to be controlled by such a mechanism, Figure 19a. However, for basins located to the north of a transcurrent fault, dextral strike-slip faulting starts first, then followed by sinistral faulting. Examples are the Browse, Wiso and Bowen Basins.

This is not a general rule, because the type of the strike-slip faulting depends on the direction of the block's movement and the location of the basin in regard to the shear zone. Plate that is moving westward, such as western America, dextral faulting starts first for basin located to south of the belt as the decompression zone grow and then sinistral faulting associate with the declining phase of the decompression zone, (Figure 19b). The Northern Basin and Range Province is consistent with such a mechanism. Opposite sense of mechanism for basins located north of the belt.

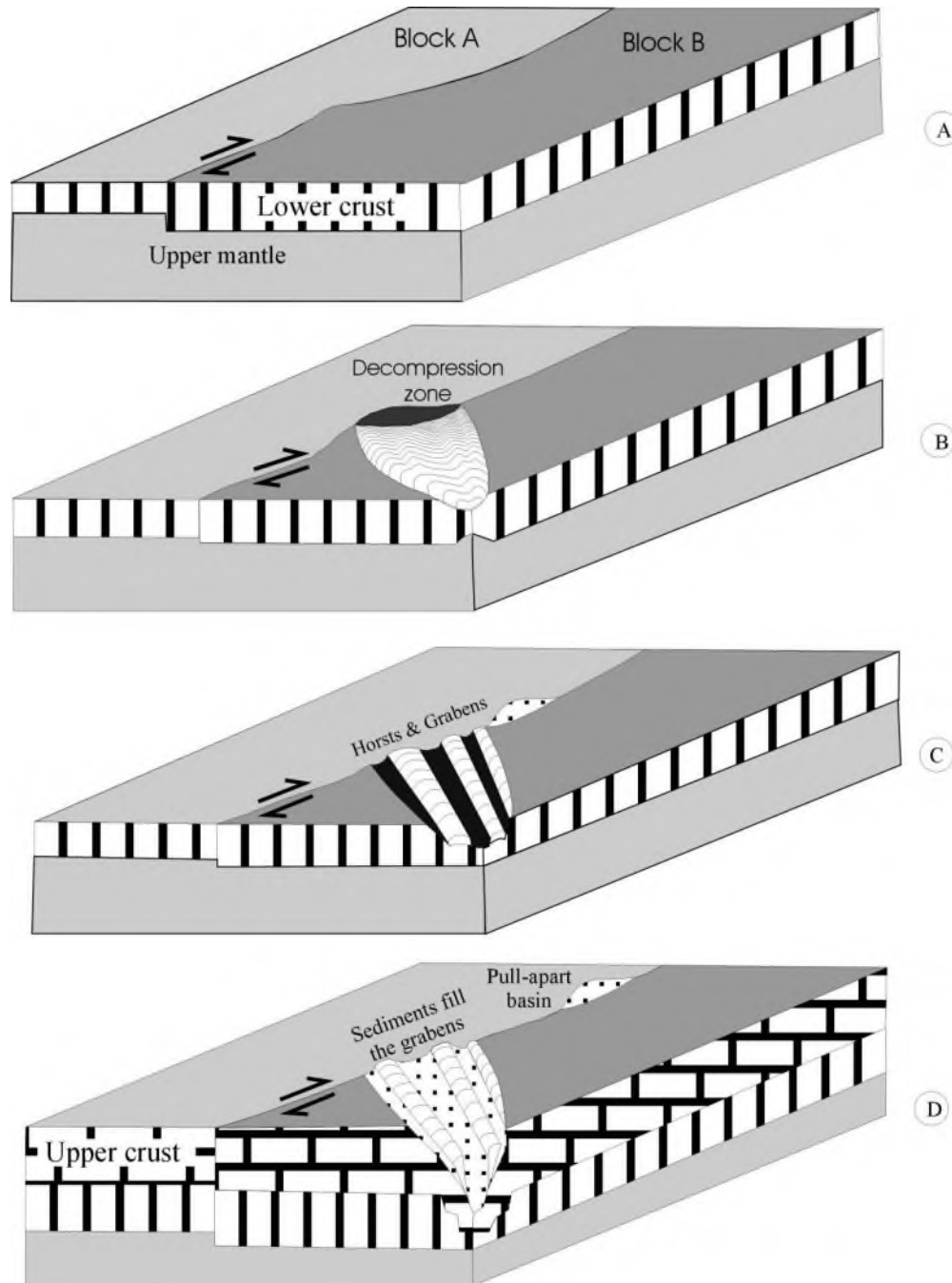


Figure 18 A crustal blocks diagram showing the evolution of the Northern Carnarvon Basin. (a) dextral movement of blocks A and B along a non-linear shear zone (b):ductile movement of lower crustal material towards a decompression zone (c): creation of horsts and grabens along the basin and (d): thermal subsidence and basin filling, modified after Daim & Lennox, 1998.

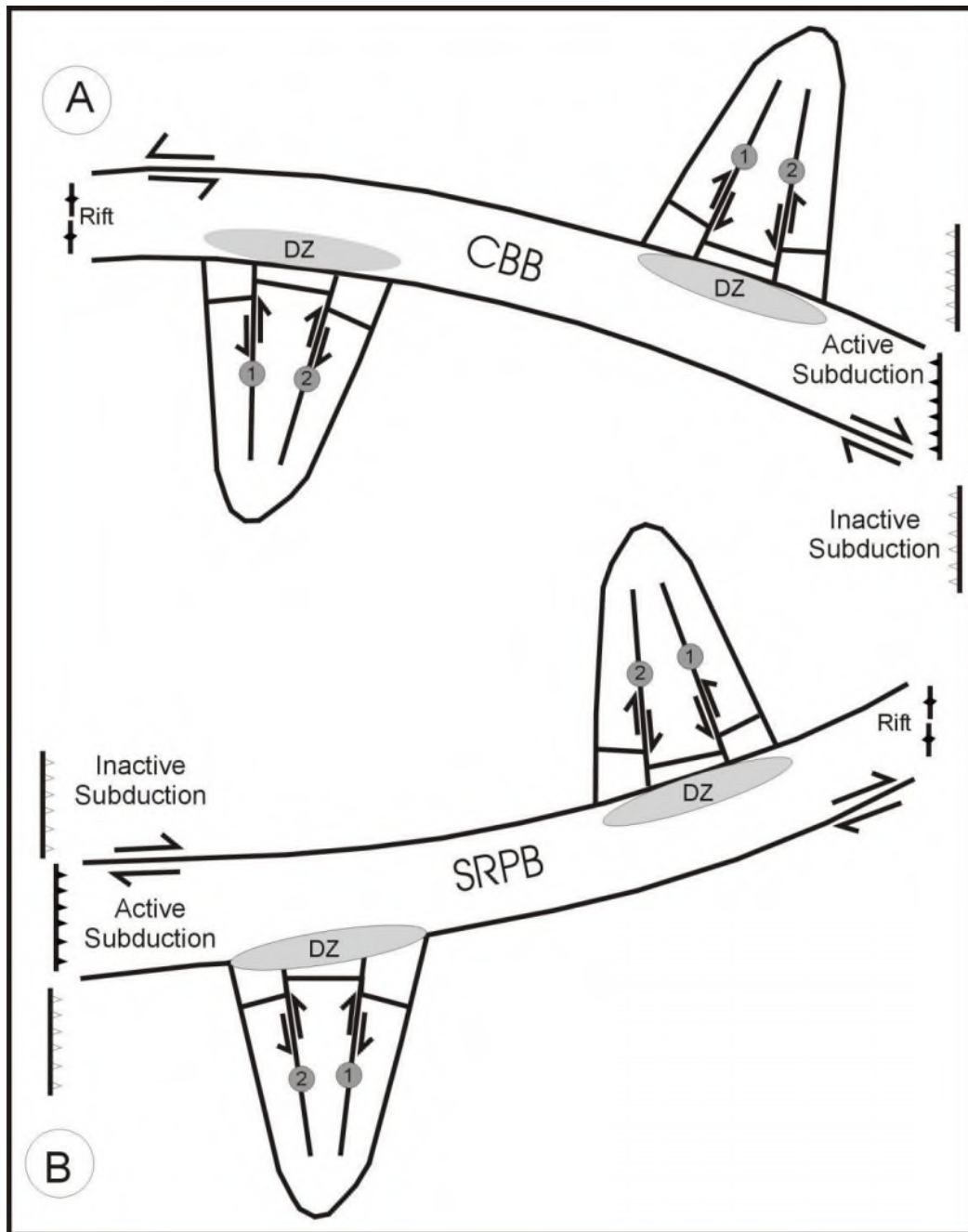


Figure 19 A crustal blocks diagram showing the evolution of a general V-shaped sedimentary Basin. (a) Along the Canning –New England Block (cneb) (b): Along the Snake River Plain Belt (srpb) showing the various strike-slip mechanisms.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Re-equilibration of pressure in the lower crust terminates the ductile movement of the lower crustal materials, which causes the melted materials to solidify. Thermal subsidence will be associated with the solidification, causing density increase leading to subsidence and sedimentation (Figure 18d). The lower crust of the nascent sedimentary basin is always subjected to re-melting and re-stretching, leading to further thinning, as long as the adjacent block is in motion. Thinning is presumably proportional to the contemporaneous upper crust extension at every stage. This model is applicable under a very wide range of crustal stretching parameters. It is even applicable for V-shaped sea floor spreading as in Cuvier Abyssal Plain and Tasman Sea. It is intriguing to see that every ridge in these basins and in offshore western United States has its own characters and they did not show any kind of symmetry. So, it is likely that this model is applicable as long as lower crust and upper mantle is involved.

Discussion and conclusions

Australia was continuously moving to the east during most of the Palaeozoic and Mesozoic, as eastern Australia was a site of subduction from the Early Ordovician to Late Cretaceous (Baillie et al., 1994). This movement was not the same for the entire continent. The pattern of seismicity indicates that Australia is consisting of crustal blocks divided by strike-slip faults (Cleary and Simpson, 1971; Stewart and Mount, 1972). Their division was based on the stresses that were generated as the result of rifting and drifting of Antarctica. The fact that Australia is younging to the east indicates that the subduction in eastern Australia should have had a more profound impact on the absolute plate motion than the rifting along the southern margin of Australia. We proposed that the northwest-trending Canning-New England Block was more mobile than the adjacent blocks. This differential mobility is probably facilitated by the presence of considerably more mafic and ultramafic rocks along the margins. Ultramafic rocks show less resistance to sliding compared with more felsic rocks (Obata and Karato, 1995). Differential rifting and subduction may also have a role in the high mobility of the belt as well as the known mechanisms of ridge push and slab pull.

In the Late Jurassic, the intermittent movement of the Canning-New England Block led to the creation of Argo Abyssal plain. In this context, it has been postulated that transform faults originate along lines of weakness within continents (Wilson, 1965), and the coincidence of continental and oceanic shear zones in Western Australia supports such a model. Sinistral and dextral fracture zones with significant displacement bound the Argo Abyssal plain (Sager et al., 1992). Similar sets of faults probably continue along strike bounding the offshore Canning Basin to merge with their counterpart continental shear zones. However, different parts of this belt may have had different movement histories and they did not necessarily move contemporaneously. The Mesozoic rifting and sea-floor spreading in Western Australia that peaked in Jurassic (Argo Abyssal Plain) was coeval with the evolution of the Great Artesian Basin in central and eastern Australia. This basin is coincided with the eastern part of the Canning-New England Block. The two bounding belts were active at the time of evolution, creating some wide V-shaped sedimentary basins diverging towards the Canning-New England Block from the south and north respectively.

The polyphase extension process in the Carnarvon Basin that started as early as the early Ordovician was associated with differential movement of the Canning-New England Block, and its offshore extension, and not because of the rifting and drifting of Greater India off Western Australia. Because substantial extension is likely to predate the rifting event in continental margins (Beck and Housen, 2003). The evolution of the Northern Carnarvon Basin was by multistage ductile movement of lower crustal material from the Exmouth Plateau towards decompression zones along the Bedout Newcastle shear zone. The documented mafic rocks along these shear zones and their offshore extensions validate the decompression zones. AGSO North West Shelf Study Group (1994) suggested major upwelling of middle and lower crustal material in the Bedout High, currently northeast of the Carnarvon Basin. The Bedout High is interpreted as a



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



decompression zone along the boundary between the offshore Canning Basin and the Carnarvon Basin, which was displaced to its current position by subsequent extension and wrench tectonics.

Lower crustal flow has been invoked for the evolution of the Northern Carnarvon Basin to account for the significant thinning in the lower crust compared with the upper crust (Stagg and Colwell, 1994; Driscoll and Karner, 1998 and Gartrell, 2000). These studies proposed outward and inward flow from the basin centre to the flanks and vice versa. In contrast with these studies Daim and Lennox (1998) stressed the important role of along the basin flow as an alternative mechanism to resolve the thinning of the lower crust. Clift et al. (2002) argue against the possibility of outward flow as the density difference within the mantle precludes the lower crustal material from flowing landward under the thicker continental crust. They discount any outward flow prior to sea floor spreading. Lower crustal flow in the Northern Carnarvon Basin started as early as the Permian (Stagg and Colwell, 1994; Driscoll and Karner, 1998), a long time before sea floor spreading, which started in Late Jurassic. It seems likely that along the basin flow is the only way for the lower crustal material to move. Along strike igneous bodies interpreted in the Exmouth Plateau by Symonds et al (1998) support our hypothesis. In other part of the world the impact of the shear zone on the evolution of the Dead Sea that causing an along the basin lower crustal flow has been proposed by Al-Zoubi and Brink (2002). Multi-stage lower crust flow could influence the density of the involved material from both the lower crust and upper mantle. With time and because of the low viscosity of mafic materials, density will increase towards the decompression zone at the open end of V-shaped basins (Ayala et al., 2003). This might provide a reason for the northwards increase in the gravity signature on the Rankin Trend (Anfiloff, 1988). The association of mafic rocks with the shear zones facilitate multistage extension events and resulted in differential extension events along the basin and likely the subsequent V-shaped pattern of basins. This model may resolve the general northward thickening of almost all the Triassic to Miocene sediments in the Northern Carnarvon Basin (Barber, 1988; Hocking, 1990; Blevin et al., 1994; Exon and Von Rad, 1994; Stein, 1994). It could also explain the northward plunge of structures and markers (Bentley, 1988; Vincent and Tilbury, 1988; Woodside Offshore Petroleum, 1988).

Upper crustal wrenching should be contemporaneous with lower crust flow (eg. Cunningham et al., 1997; McKenzie et al., 2000). Sinistral and dextral strike-slip movements were associated with a full cycle of a decompression zone. Along the basin and parallel to the margin tectonic transition interpreted for the pre-drift extension of the Atlantic margins (eg. Beck et al., 2003) is consistent with our model. During the Jurassic the Rankin Trend, Kendrew Trough and possibly all of the Madeleine Trend were subjected to sinistral movements on the western flank of the Dampier Sub-basin (Butcher, 1990). Whereas dextral movements occurred later in the Tertiary, (Keep et al., 1998). Thermal perturbation associated with the sinistral movement on the Rankin Trend probably uplifted the area and resulted in erosion of lower and middle Jurassic deposits. That was followed by thermal relaxation and deposition of thick upper Jurassic sediments adjacent to the Rankin Trend compared to eastern flank of the basin. A different sedimentation pattern can be seen on the eastern flank of the basin. It is evident that the Dampier Sub-basin is characterised by along the basin tectonic blocks that are bound by basement faults that mirror lower crust channel flow. This finding is in agreement with a thermal maturity study of the lower Saxony Basin, where every along the basin faulted block shows its own maturity ranges (Petmecky et al., 1999).

In the Early Cretaceous, active rifting and drifting in the Gascoyne and Cuvier abyssal plains led to segmentation of the Exmouth Plateau. Differential movement of these blocks along subcontinental, west-trending shear zones resulted in local decompression zones. The block that is bounded by the Barrow-Gibson and Carnarvon-Cooper shear zones from the north and south respectively seem to be more mobile than adjacent blocks. This differential movement resulted in local lower crust flow towards the active shear zones. Such flow could result in uplift that increases towards the active shear zone. This flow could take up to a few millions years and was followed by wedge-shaped sediment patterns where the maximum thickness should be superimposed on the maximum uplift. The wedge-shape sediment patterns seen in the



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Barrow and Exmouth sub-basins resulted from local lower crust flow towards minor decompression zone along the west-trending faults. Comparing the Black Range mafic dykes seen in the granite-greenstone Sylvia inlier with the same dykes in the Pilbara region as well as the wider angle of divergence amongst other Proterozoic inliers indicate southwest transport of the Sylvia Inlier, (see figures 1, 17). This displacement is consistent with another eastward displacement of north-trending shear zone in the Pilbara region. Farther west, the Barrow-subbasin and Barrow Delta shifted eastward in the Cretaceous. This continuous eastward displacement conflicts with the classical model of rifting and drifting of Greater India. The various form of V-shaped dyke swarm reported in the Pilbara region consistent with the proposed transcurrent fault in the area and with their strike-slip mechanism. The most striking result of this study is the migration of faulting and folding along and across the basin. The northward migration of folding with time may reflect lower crustal flow that involves more material moving towards the decompression zones. Across the basin shifts in faulting activity is related to movements along the offshore extension of the shear zones. As a result of increasing compressive stress in the Late Cretaceous and Tertiary, lower crust flow during that time resulted in inversion of structures, as proposed for folding mechanism, (McKenzie et al., 2000). The continuous draining of mafic material from the lower crust and upper mantle beneath the Barrow Sub-basin northwards and southwards may reduce the density of the involved rocks and result in a shallow seabed seen in seismic data. We conclude that the flow of lower crustal material may explain the polyphase extension events that started in the Ordovician/Silurian until the present.

Figure 20 shows the main tectonic elements of the Northern Basin and Range Province. The basin is confined by dextral strike-slip faults from the north and sinistral strike-slip faults from the south. Two other parallel northeast-southwest trending crustal discontinuity are evident too. They divided the Sierra Nevada and Great Valley into three parts with different trends. The northern one pass the merging point of the Central Nevada Seismic Belt and the Walker Lane Belt. The second one comprises the Mina Deflection. The northeast striking faults are generally longer and show more deformation than other trends of faults. Whereas, north-west trending faults are straight and expected to represent the youngest deformation phase. The early stage of extension started with lower crustal flow directed northeastwards, the latest probably, Tertiary and Quaternary was by lower crust flow towards the northwest represented by Tertiary Volcanic cover. While most of the lower crustal flow is expected northwards to the Snake River Plain and its extension southwest, A southward flow is expected represented by Eastern California Shear Zone toward the boundary faults between the Northern and Central Basin and Range Province inferred from the width of the zone and V-shaped fault pattern.

Generally, in this contribution, a lateral lower crustal flow is proposed towards decompression zones at the open end of the V-shaped basins. Therefore, the expected crustal flow is toward Iceland not away from it as suggested by Hey et al., (2010) for their propagating rift model for the V-shaped ridges. The same setting is applicable farther to the southeast; the Jutland Event of Europe has been defined based on the convergence of three swarms: the Whin-Midland Valley,

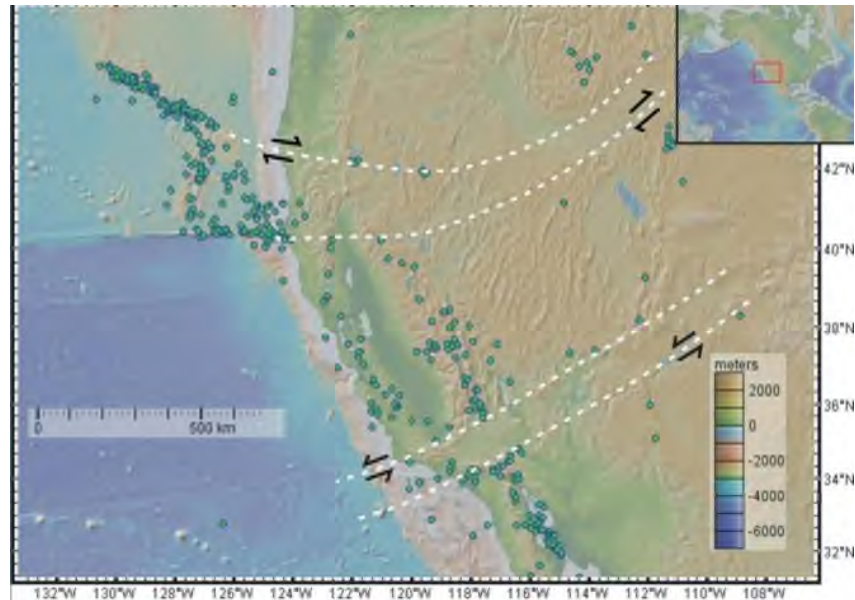


Figure 20 A crustal blocks map of the Northern Basin and Range Province showing major strikeslip faults superimposed on topographic map, focal mechanism are green dots.

Oslo Rift and Scania swarms, all of age 300 Ma. The east-trending Whin-Midland Valley swarm in the British Isles and the adjacent North Sea is the most impressive of them with >400 Km-long dykes, Ernst and Buchan, 1997. They proposed a convergence to a plume centered to the south of Oslo Rift. The Oslo Rift of Norway with north-northwest to north-northeast trending dykes and northeast trending of the Kongsberg dykes clearly diverging to their proposed convergence point. This divergence is consistent with a V-shaped adjacent shoreline. It is likely that the east-trending Whin-Midland Valley swarm is linked to the Scania swarm and represents a single belt. Activities along this belt created the adjacent wide V-shaped basin such as the North Sea and typical V-shaped Oslo Rift.

Data and Resources

2D regional seismic lines were provided by Geoscience Australia.

USGS Earthquakes database was searched using <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map> (last accessed December 2019).

The Global Centroid Moment Tensor Project database was searched using www.globalcmt.org/CMTsearch.html (last accessed December 2019).

GeoMapApp, version 3.6.8 has been used for, focal mechanism, Gravity anomaly (Sandwell and Smith, 1997) and magnetic anomaly maps at <http://www.geomapapp.org> (last accessed January 2020).

Acknowledgments

I would like to thank the Australian Research Council for awarding me an Australian Postgraduate Award (Industry) that has provided the financial support needed to undertake my PhD program. Woodside Petroleum Company has generously provided financial support and donated time, data and maintained an



active interest throughout the duration of the project. A special thanks to Dr. Paul Lennox for his continuous support, encouragement and the knowledge he passed to me. I am thankful to my PhD committee members for their supportive and valuable comments and feedback. I am grateful to my co-supervisor Dr. Geoffrey O'Brien for his interest and support in providing me with Geoscience Australia samples, seismic data and facilitating the use of the LANDMARK system at the University of Sydney. I wish to thank Dr. Sabah A. G. Mohammed for critical reading of early version of this manuscript.

References

- [1] Achauer, U., Maguire, P.K.H., Mechie, J., Green, W.V., The KRISP Working Group, 1992. Some remarks on the structure and geodynamics of the Kenya rift. *Tectonophysics* 213, 257-268.
- [2] Anders, M.H., & Sleep, N.H., 1992. Magmatism and extension: The thermal and mechanical effects of the Yellowstone hotspot. *Journal of Geophysical Research*, 97, 15379-15393.
- [3] AGSO North West Shelf Study Group, 1994. Deep reflection on the North West Shelf: changing perceptions of basin formation. In: Purcell, P.G. & R.R. (Eds.), *The Sedimentary basins of Western Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, pp. 63-76.
- [4] Al-Zoubi, A., Brink U.T., 2002. Lower crustal flow and the role of shear in basin subsidence: an example from the Dead Sea basin. *Earth and Planetary Science Letters* 199, 67-79.
- [6] Anfiloff, V., 1988. Polycyclic rifting-an interpretation of gravity and magnetics in the North West Shelf, In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The North West Shelf Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, pp. 443-55.
- [8] Apak, S.N., Stuart, W.J., Lemon, N.M. and Wood, G., 1997. Structural evolution of the Permian-Triassic Cooper Basin, Australia: Relation to hydrocarbon trap styles: *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, v. 81, p. 533-55.
- [9] Ayala, C., Torne, M., Pous, J., 2003. The lithosphere-asthenosphere boundary in the western Mediterranean from 3D joint gravity and geoid modeling: tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters* 209, 275-290.
- [10] Baillie, P.W., Powell, C.M.C.A., Li, X.Z., Ryall, A.M., 1994. The tectonic framework of Western Australia's Neoproterozoic to Recent sedimentary basins, In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The Sedimentary basins of Western Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, pp. 45-61.
- [11] Barber, P.M., 1988. The Exmouth Plateau deep water frontier: a case history, In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The North West Shelf Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, pp. 173-88.
- [12] Barruol, G., Helffrich, G., Vauchez, A., 1997. Shear wave splitting around the northern Atlantic: frozen Pangean lithospheric anisotropy. *Tectonophysics* 279, 135-48.
- [13] Beck, M.E., Jr., Housen, B.A., 2003. Pre-drift extension of the Atlantic margins of North America and Europe based on paths of Permo-Triassic apparent polar wander. *Geophysics Journal International* 152, 68-78.
- [14] Bentley, J., 1988. The Candace Terrace-a geological perspective, In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The North West Shelf Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, 1988, 157-72.
- [15] Blevin, J.E., Stephenson, A.E., West, B.G., 1994. Mesozoic structural development of the Beagle Sub-basin-implication for the petroleum potential of the northern Carnarvon Basin. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The Sedimentary basins of Western Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, pp. 479-495.
- [17] Blevin, J.E., Struckmeyer, H.I.M., Cathro, D.L., Totterdell, J.M., Boreham, C.J., Romine, K.K., Loutit, T.S., Sayers, J., 1998, Tectonostratigraphic framework and petroleum systems of the Browse Basin, North West



- Shelf. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), The sedimentary basins of Western Australia (2), Proceeding of the Petroleum Exploration Society Australia Symposium, Perth, 369-395.
- [18] Block L., Royden, L.H., 1990. Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. *Tectonics* 9, 557-567.
- [19] Bott, M.H.P., 1999. Modeling local crustal isostasy caused by ductile flow in the lower crust. *Journal of Geophysical Research* 104, B9, 20349-20359.
- [20] Bradshaw, M.T., Yeates, A.N., Beynon, R.M., Brake, I.A.T., Langford, R.P., Totterdell, J.M., Yeung, M., 1988. Palaeogeographic evolution of the North West Shelf region. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), The North West Shelf Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia, Perth, pp. 29-54.
- [21] Buck, W.R., Martinez, F., Steckler, M.S., Cochran, J.R., 1988. Thermal consequences of lithospheric extension: pure and simple. *Tectonics* 7, 2, 213-234.
- [22] Burov, E., Cloetingh, S., 1997. Erosion and rift dynamics: new thermomechanical aspects of post-rift evolution of extensional basins. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 7-26.
- [23] Bushara, M.N., 1995. Subsurface structure of the eastern edge of the Zagros Basin as inferred from gravity and satellite data. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 79 (9), 1259-1274.
- [24] Butcher, B.P., 1990. Northwest shelf of Australia. In: Edwards, J.D., Santogrossi, P.A. (Eds.), Divergent/passive margin basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 48, pp. 81-115.
- [25] Carlson, M.P., 1999. Transcontinental Arch- a pattern formed by rejuvenation of local features across central North America. *Tectonophysics* 305, 225-233.
- [26] Cleary, J.R., Simpson, D.W., 1971. Seismotectonics of the Australian Continent. *Nature* 230, 239-241.
- [27] Clift, P., Lin, J., Barckhausen, U., 2002. Evidence of low flexural rigidity and low viscosity lower continental crust during continental break-up in the South China Sea. *Marine and Petroleum Geology* 19, 951-970.
- [28] Cloetingh, S., Boldreel, L.O., Larsen, B.T., Heinesen, M., Mortensen, L., 1998. Tectonics of sedimentary basin formation: models and constraints. *Tectonophysics* 300, 1-11.
- [29] Colwell, J.B., Stagg, H.M.J., 1994. Structure of the Offshore Canning Basin: first impression from a new regional deep-seismic data. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), The Sedimentary basins of Western Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia, Perth, pp. 757-68.
- [30] Colwell, J.B., Symonds, P.A., Crawford, A.J., 1994. The nature of the Wallaby (Cuvier) Plateau and other igneous provinces of the west Australian margin, *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics* 15, 137-156.
- [31] Condon, M.A., 1968. The geology of the Carnarvon Basin, Western Australia, part 3. PostPermian stratigraphy; structure; economic geology. *Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics Bulletin* 77, 1-68.
- [32] Crawford, A. J., Meffre, S., & Symonds, P. A., 2003, 120 to 0 Ma tectonic evolution of the southwest Pacific and analogous geological evolution of the 600 to 220 Ma Tasman Fold Belt System, *Geological Society of Australia Special Publication* 22, 377-397
- [33] Crostella, A., 1998, The Lennard Shelf Revisited. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), The sedimentary basins of Western Australia (2), Proceeding of the Petroleum Exploration Society Australia Symposium, Perth, 667-682.
- [34] Cunningham, W.D., Windley, B.F., Owen, L.A., Barry, T., Dorjnamjaa, D., Badamgarav, J., 1997. Geometry and style of partitioned deformational zone in the eastern Gobi Altai Mountains, Mongolia. *Tectonophysics* 277, 285-306.
- [35] Daim, F.M., Lennox, P.G., 1998. A new tectonic model for the evolution of the Northern Carnarvon Basin, Western Australia. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), The sedimentary basins of Western Australia (2), Proceeding of the Petroleum Exploration Society Australia Symposium, Perth, pp. 435-446.
- [36] Daim, F.M., 2001, Late Cretaceous – Early Tertiary Tectonostratigraphy of the Northern Carnarvon Basin, Western Australia, Ph.D. Thesis, University of New South Wales, 333P.



- [37] Denham, D., Alexander, L.G., and Worotnicki, G., 1979. Stresses in the Australian crust: [38] evidence from earthquakes and in-situ stress measurements: *BMR Journal of Australian Geology & Geophysics*, v. 4, p. 289-295.
- [39] Denham, D., Everingham, I.B., and Gregson, P.J., 1974. East Canning Basin earthquake, March 1970: *Journal of the Geological Society of Australia*, v. 21, p. 353-358.
- [40] Dick, H.J.B., Natland, J.H., Alt, J.C., Bach, W., Bideau, D., Gee, J.S., Haggas, S., Hertogen, [41] J.G.H., Hirth, G., Holm, P.M., Ildefonse, B., Iturrino, G.J., John, B.E., Kelley, D.S., Kikawa, E., Kingdon, A., Leroux, P.J., Maeda, J., Meyer, P.S., Miller, D.J., Naslund, H.R., [42] Niu, Y-L., Robinson, P.T., Snow, J., Stephen, R.A., Trimby, P.W., Worm, H-U., [43] Yoshinobu, A., 2000. A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the southwest Indian ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 179, 31-51.
- [44] Dirks, P.H.G.M., 1997. Exhumation of high-pressure granulites and the role of lower crustal advection in the North China Craton near Datong. *Journal of Structural Geology* 19, 1343- [45] Driscoll, N.W., Karner G.D., 1998. Lower crustal extension across the Northern Carnarvon basin, Australia: Evidence for an eastward dipping detachment. *Journal of Geophysical Research* 103, 4975-4991.
- [46] Druguet, E., Passchier, C.W., Carreras, J., Victor, P., Den Brok, S., 1997. Analysis of a complex high-strain zone at Cap de Creus, Spain. *Tectonophysics* 280, 31-45.
- [47] Elliott, C.I., 1994. Lineament Tectonic: An Approach to basin analysis and exploration. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The Sedimentary basins of Western Australia*: [48] *Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, pp. 77-92.
- [49] Eriyagama, S.C., Collins, L.B., Hocking, R.M., 1988. Depositional framework and major lithostratigraphic variations of the Barrow Group. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The North West Shelf Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, pp. 189-201.
- [50] Ernst, R.E., Buchan, K.L., 1997. Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. In: Mahoney, J., Coffin, M. (Eds.), [51] *Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Volcanism*, Geophysical Monograph Series, vol. 100. American Geophysical Union, pp. 297 – 333.
- [52] Etheridge, M.A., O'Brien, G.W., 1994. Structural and tectonic evolution of the Western Australian margin basin system. *PESA Journal* 22, 45-63.
- [53] Etheridge, M.A., Rutland, R.W.R., Wyborn, L.A.I., 1987. Orogenesis and tectonic process in the early to middle Proterozoic of Northern Australia. In: Kroner, A., (Ed.), *Proterozoic lithospheric evolution*, Geodyn. Ser., Washington, D.C., AGU, 17, pp. 131-147.
- [54] Everingham, I.B., Smith, R.S., 1979. Implication of fault-plane solutions for Australian earthquakes on 4 July 1977, 6 May 1978 and 25 November 1978: *BMR Journal of Australian Geology & Geophysics* 4, 297-301.
- [55] Exon, N.F., Von Rad, U., 1994. The Mesozoic and Cenozoic sequences of the northwest [56] Australia margin, as revealed by ODP core drilling and related studies. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The Sedimentary basins of Western Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, pp. 181-99.
- [57] Exon, N.F., Willcox, J.B., 1980. The Exmouth Plateau stratigraphy, structure and petroleum potential. *BMR Bulletin* 199, Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, 52 P.
- [58] Faereth, R.B., Knudsen, B.E., Liljedahl, T., Midboe, P.S., Soderstrom, B., 1997. Oblique rifting and sequential faulting in the Jurassic development of the northern North Sea, *Journal of Structural Geology* 19 (10), 1285-302.
- [59] Fernandez, M., Ranalli, G., 1997. The role of rheology in extensional basin formation modeling. *Tectonophysics* 282, 129-145.
- [60] Finlayson, D.M., Leven, J.H., Wake-Dyster, K.D., 1989. Large-scale lenticles in the lower crust under an intra-continental basin in eastern Australia. In: Mereu, R.F., Mueller, S., Fountain, D.M., (Eds.), *Properties and processes of earth's lower crust*, Geophysical Monograph 51 (IUGG 6), pp. 3-16.



- [61] Fredrich, J., McCaffrey, R., and Denham, D., 1988. Source parameters of seven large Australian earthquakes determined by body waveform inversion: *Geophysical Journal*, v. 95, p. 1-13.
- [62] Frey, Ø., Planke, S., Symonds, P.A., Heeremans, M., 1998. Deep crustal structure and rheology of the Gascoyne volcanic margin, Western Australia. *Marine Geophysical Researches* 20, 293-312.
- [63] Gans, P.B., 1987. An open-system, two-layer crustal stretching model for the eastern Great Basin. *Tectonics* 6, 1-12.
- [64] Gartrell, A.P., 2000. Rheological controls on extensional styles and the structural evolution of the Northern Carnarvon Basin, North West Shelf, Australia. *Australian Journal of Earth Science* 47, 231-244.
- [65] Ghori, K. A. R., 1998, Petroleum Generation Potential and Thermal History of the Neoproterozoic Officer Basin, Western Australia. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The sedimentary basins of Western Australia (2)*, Proceeding of the Petroleum Exploration Society Australia Symposium, Perth, 717-730.
- [66] Glen, R.A., Belousova, E., and Griffin, W.L., 2016, Different styles of modern and ancient noncollisional orogens and implications for crustal growth: a Gondwanaland perspective, *Can. J. Earth Sci.* 53: 1372–1415 (2016) dx.doi.org/10.1139/cjes-2015-0229.
- [67] Glen, R.A., Walshe, J.L., 1999. Cross-structures in the Lachlan orogen: the Lachlan Transverse Zone example. *Australian Journal of Earth Sciences* 46, 641-658.
- [68] Gorter, J.D., Nicoll, R.S., Purcell, R., Phillips, S.E., 1998, Contribution to the Geology of the
- [69] Wiso Basin (Middle Cambrian to Ordovician), Northern Territory. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The sedimentary basins of Western Australia (2)*, Proceeding of the Petroleum Exploration Society Australia Symposium, Perth, 731-743.
- [70] Gunn, P.J., 1988. Bonaparte Basin: Evolution and structural framework. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The North West Shelf Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, pp. 275-85.
- [71] Gunn, P.J., Milligan, P., Mackey, T., Liu S., Murray, A., Maidment, D., Haren, R., 1997. Geophysical mapping using the national airborne and gravity datasets: an example focusing on Broken Hill. *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics* 17, 127-36
- [72] Hey, R., Martinez, F., Hoskuldsson, A., and Benediktsdottir, A., 2010, Propagating rift model for the V-shaped south of Iceland, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11(3) doi:10.1029/2009GC002865
- [73] Hills, E.S., 1956. A contribution to the morphotectonics of Australia. Benchmark paper reprinted. In: Lemaitre (Ed.), *Pathways in Geology: Essay in honor of Edwin Sherbon Hills Memorial Volume Committee*, pp. 230-246.
- [74] Hirn, A., Martine, S., Lepine, J. C., Diaz, J. Mei, J., 1997. Increase in melt fraction along a southnorth traverse below the Tibetan Plateau: evidence from seismology, *Tectonophysics* 273, 17-30.
- [75] Hoatson, D.M., Claoue´-long, J.C., and Jaireth, S., 2008, Map of Proterozoic Magmatic Events (sheet 1). GeoCat Number 66114, Geoscience Australia, Australian Government.
- [76] Hocking, R.M., 1990. Carnarvon Basin, in Western Australia Geological Survey ed. *Geology and Mineral Resources of Western Australia*, Memoir 3, 457-95.
- [77] Hopper, J.R., Buck, W.R., 1998. Styles of extensional decoupling. *Geology* 26, 699-702.
- [78] Iasky, R.P., Mory, A.J., & Shevchenko, S.I., 1998, A Structural Interpretation of the Gascoyne Platform, Southern Carnarvon Basin, WA. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The sedimentary basins of Western Australia (2)*, Proceeding of the Petroleum Explration Society Australia Symposium, Perth, 589-598.
- [79] Islam, M.A., 1988. Palynological age-dating of seismic horizons D, E and F, Beagle and Dampier sub-basins. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The North West Shelf Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, 599-604.
- [80] Ji, S., Long, C., Martignole, J., Salisbury, M., 1997. Seismic reflectivity of a finely layered, granulite-facies ductile shear zone in the southern Grenville Province (Quebec). *Tectonophysics* 279, 113-33.
- [81] Keep, M., Powell C.M., Baillie, P.W., 1998. Neogene deformation of the North West Shelf, Australia. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The sedimentary basins of Western*
- [82] *Australia (2)*, Proceeding of the Petroleum Exploration Society Australia Symposium, Perth, pp. 81-91.



- [83] Keith, A., 1928. Structural symmetry of North America. Geological Society of America Bulletin 39, 321-386.
- [84] Kennett, B.L.N., 1997. The mantle beneath Australia. AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics 17, 49-54.
- [85] Kocyigit, A., Beyhan, A., 1998. A new intracontinental transcurrent structure: the central Anatolian fault zone, Turkey. Tectonophysics 284, 317-336.
- [86] Kopsen, E., McGann, G., 1985. A review of the hydrocarbon habitat of the eastern and central Barrow-Dampier Sub-basin, Western Australia. The APEA Journal 25, 154-76.
- [87] Krapez, B., 1999. Stratigraphic record of an Atlantic-type global tectonic cycle in the Palaeoproterozoic Ashburton province of Western Australia. Australian Journal of Earth Science 46, 71-87.
- [88] Kruse, S., McNutt, M., Phipps-Morgan, J., Royden, L., 1991. Lithospheric extension near Lake Mead, Nevada: a model for ductile flow in the lower crust. Journal of Geophysical Research 96, B3, 4435-4456.
- [89] Kuszniir, N.J., Egan, S.S., 1990. Simple-shear and pure-shear models of extensional sedimentary basin formation: application to the Jeanne d'Arc basin, Grand Bank of Newfoundland. AAPG Memoir 46, 305-22.
- [90] Lau, N.N., Trinh, P.T., Phong, T.V., Binh, P.T., 2019, Ground displacement of the 6 July 2019 Ridgecrest earthquake from the GNSS permanent stations, Vietnam Academy of Science and Technology, Vietnam Journal of Earth Sciences, 41(4), 305-320, Doi: 305
- [91] Lawrence, R.D., 1976, Strike-slip faulting terminates the Basin and Range province in Oregon, Geological Society of America Bulletin 87(6), DOI: 10.1130/0016-7606(1976)87<846
- [92] Lefort, J.P., Agarwal, B.N.P., 2002. Topography of the Moho undulations in France from gravity data: their age and origin. Tectonophysics 350, 193-213.
- [93] Lipski, P., 1994. Structural framework and depositional history of the Bedout and Rowley subbasins. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), The Sedimentary basins of Western Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia, Perth, pp. 769-777.
- [94] Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., 1991. Detachment models for the formation of passive continental margins. Tectonics 10, 1038-1064.
- [95] McBride, J.H., 1998. Understanding basement tectonics of an interior cratonic basin: southern Illinois Basin, USA. Tectonophysics 293, 1-20.
- [96] McCue, K., Wesson, V., and Gibson, G., 1990. The Newcastle, New South Wales, earthquake of 28 December 1989: BMR Journal of Australian Geology & Geophysics, v. 11, p. 559-567.
- [97] McHone, J.G., 2000. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the central Atlantic Ocean. Tectonophysics 316, 287-296.
- [98] McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth and Planetary Science Letters 40, 25-32.
- [99] McKenzie, D., Nimmo, F., Jackson, J.A., 2000. Characteristics and consequences of flow in the lower crust. Journal of Geophysical Research 105. B5, 11029-46.
- [100] McQuarrie, N., and Rodgers, D.W., 1998. Subsidence of a volcanic basin by flexure and lower crustal flow: The eastern Snake River Plain, Idaho, Tectonics, Vol. 17, No. 2, 203-220.
- [101] Meissner, R., Mooney, W., 1998. Weakness of the lower crust: a condition for delamination, uplift, and escape. Tectonophysics 296, 47-60.
- [102] Meyers, J.B., Rosendahl, B.R., Harrison C.G.A., Ding, Z.-D., 1998. Deep-imaging seismic and gravity results from the offshore Cameroon volcanic line, and speculation of African hotlines. Tectonophysics 284, 31-63.
- [103] Mihut, D., Muller, R.D., 1998. Volcanic margin formation and Mesozoic rift propagators in the Cuvier abyssal plain off Western Australia, Journal of Geophysical Research 103, 2713527150.
- [104] Mory, A.J., Iasky, R.P., & Shevchenko, S.I., 1998a, The Coolcalalaya Sub-Basin: A Forgotten



- [105] Frontier 'between' the Perth and Carnarvon Basins, WA. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), The sedimentary basins of Western Australia (2), Proceeding of the Petroleum Exploration Society Australia Symposium, Perth, 613-622.
- [106] Mory, A.J., Nicoll, R.S., & Gorter, J.D., 1998b, Lower Palaeozoic Correlations and Thermal Maturity, Carnarvon Basin, WA. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), The sedimentary basins of Western Australia (2), Proceeding of the Petroleum Exploration Society Australia Symposium, Perth, 599-609.
- [107] Moussavi-Harami, R., Alexander, E.M., 1998. Tertiary stratigraphy and tectonics, Eromanga Basin region, Minerals and Energy Resources of South Australia 8, 32-36.
- [108] Muhammad, M.M., 2016, Structural Evolution of the Maynard Lake Fault Within the Left Lateral Pahrangat Shear Zone, Nevada, USA (2016). UNLV Theses, Dissertations, Professional Papers, and Capstones. Paper 2798.
- [109] Muller, R.D., Mihut, D., Baldwin, S., 1998. A new kinematic model for the formation and evolution of the Northwest and West Australian margin. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), The Sedimentary Basins of Western Australia 2, pp. 55-72.
- [110] Mutter, J.C., Northwest Australia Study Group, 1989. Extension of the Exmouth Plateau, offshore northwestern Australia: Deep seismic reflection/refraction evidence for simple and pure shear mechanisms, *Geology* 17, 15-18.
- [111] Obata, M., Karato, S., 1995. Ultramafic pseudotachylite from the Balmuccia peridotite, Ivrea-Verbano zone, northern Italy. *Tectonophysics* 242, 313-328.
- [112] O'Driscoll, E.S.T., 1980. The double helix in global tectonics. *Tectonophysics* 63, 397-417.
- [113] Parry, J.C., Smith, D.N., 1988. The Barrow and Exmouth Sub-basins. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), The North West Shelf Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia, Perth, 129-45.
- [114] Parry, M., Stipska, P., Schulmann, K., Hrouda, F., Jezek, J., Kroner, A., 1997. Tonalite sill emplacement at an oblique plate boundary: northeastern margin of the Bohemian Massif, *Tectonophysics* 280, 61-81.
- [115] Parsons, T., Thompson, G.A. & Smith, R.P., 1998, More than one way to stretch: a tectonic model for extension along the plume track of the Yellowstone hotspot and adjacent Basin and Range Province, *Tectonics*, Vol. 17, NO. 2, 221-234.
- [116] Pawlowski, R., 1999. Megaregional rift-drift structural controls on hydrocarbon accumulations offshore West Africa. *The Leading Edge*, May, 600-603.
- [117] Petmecky, S., Meier, L., Reiser, H., Littke, R., 1999. High thermal maturity in the Lower Saxony Basin: intrusion or deep burial? *Tectonophysics* 304, 317-344.
- [118] Planke, S., Symonds, P.A., Muller, D., Crawford, A.J., Mihut, D., Hopper, J.R., Colwell, J.B., Coffin, M.F., 1997. Formation of a Volcanic Rifted Margin in a Non-Mantle Plume Environment - A Proposal Drill the Cuvier Volcanic Margin off Western Australia.
- [119] Playford, P.E., Cope, R.N., Cockbain, A.E., Low, G.H., Lowry, D.C., 1975. Carnarvon Basin, In : *Geology of Western Australia. Geological survey of Western Australia. Memoir 2*, 269-307.
- [120] Rad, U.V., Thurow, J., 1992. Bentonitic clays as indicators of early Neocomian post-breakup volcanism off North West Shelf Australia, in *Proceeding of the ocean drilling program, scientific results* 122, 213-57.
- [121] Reemst, P., Cloetingh, S., 2000. Polyphase rift evolution of the Voring margin (mid-Norway): constraints from forward tectonostratigraphic modeling. *Tectonics* 19, 225-240.
- [122] Romine, K.K., Durrant, J.M., Cathro, D.L., Bernardel, G., 1997. Petroleum play element prediction for the Cretaceous-Tertiary basin phase, northern Carnarvon Basin. *The APPEA Journal* 37, 315-39.
- [123] Rosendahl, B.R., Kilembe, E., Kaczmarick, K., 1992. Comparison of the Tanganyika, Malawi, Rukwa and Turkana rift zones from analyses of seismic reflection data, *Tectonophysics* 213, 235-56.



- [126] Ross, M.I. & Vail, P.R., 1994, Sequence Stratigraphy of the Lower Neocomian Barrow Delta, Exmouth Plateau, Northwestern Australia, In PURCELL, P.G. & R.R. (Eds), The sedimentary Basins of Western Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia Symposium, Perth, 435 to 474.
- [127] Roy, M., & Royden, L.H., 2000. Crustal rheology and faulting at strike-slip plate boundaries 2. Effects of lower crustal flow, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, No. B3, 55995613.
- [128] Rutland, R.W.R., 1973. Tectonic evolution of the continental crust of Australia. In Tarling D.H., and Runcorn S.K., eds, *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, Academic Press, London, v. 2, pp.1011-1033.
- [129] Rutter, E.H., Brodie, K.H., Evans, P.J., 1993. Structural geometry, lower crustal magmatic underplating and lithospheric stretching in the Ivrea-Verbano zone, northern Italy. *Journal of Structural Geology* 15, 647-662.
- [130] Ryan, W. B. F., S.M. Carbotte, J. Coplan, S. O'Hara, A. Melkonian, R. Arko, R.A. Weissel, V.
- [131] Ferrini, A. Goodwillie, F. Nitsche, J. Bonczkowski, and R. Zemsky (2009), Global MultiResolution Topography (GMRT) synthesis data set, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 10, Q03014, doi: 10.1029/2008GC002332
- [132] Sager, W.W., Fullerton, L.G., Buffler, R.T., Handschumacher, D.W., 1992. Argo Abyssal Plain magnetic lineations revisited: implications for the onset of seafloor spreading and tectonic evolution of the eastern Indian Ocean. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 123, 659-69.
- [133] Sandwell DT, Smith WHF (1997) Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite imagery. *J Geophys Res* 102(B5):10039–10054
- [134] Scheibner, E., 1996. Structural framework, volume 1. In: BASDEN, H. (Ed.), *Geology of New South Wales-Synthesis: Department of Mineral Resources*, Sydney.
- [135] Schmitz, M., Heinsohn, W.D., Schilling, F.R., 1997. Seismic, gravity and petrological evidence for partial melt beneath the thickened Central Andean crust (21-23 degree S). *Tectonophysics* 270, 313-26.
- [136] Semeniuk, V., & Brocx, M., 2019, The Archaean to Proterozoic igneous rocks of the Pilbara region, Western Australia—internationally significant geology of a globally unique potential geopark. *International Journal of Geoh Heritage and Parks*, 7, 56-71.
- [137] Sengor, A.M.C., 1999. Continental interiors and cratons: any relation? *Tectonophysics* 305, 1-42.
- [138] Seyler, M., Paquette, J.L., Ceuleneer, G., Robert, J.R., Loubet, M., 1998. Magmatic underplating, metamorphic evolution and ductile shearing in a Mesozoic lower crustal-upper mantle unit (Tinaquillo, Venezuela) of the Caribbean belt. *The Journal of Geology* 106, 35-58.
- [139] Shaw, R.D., Stewart, A.J., and Black, L.P., 1984. The Arunta Inlier: a complex ensialic mobile belt in central Australia. Part 2: tectonic history: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 31, p. 457-484.
- [140] Singh, S.C., Collier, J.S., Harding, A.J., Kent, G.M., Orcutt, J.A., 1999. Seismic evidence for a hydrothermal layer above the solid roof of the axial magma chamber at the southern East Pacific Rise. *Geology* 27, 3, 219-222.
- [141] Sleep, N.H., 1997. Lateral flow and ponding of starting plume material. *Journal of Geophysical Research* 102, 10,001-10,012.
- [142] Stagg, H.M.J., Colwell, J.B., 1994. The structural foundation of the northern Carnarvon Basin.
- [143] In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The Sedimentary basins of Western Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, pp. 349-364.
- [144] Stein, A., 1994. Rankin Platform, Western Australia: structural development and exploration potential. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The Sedimentary basins of Western Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, pp. 509-23.
- [145] Stewart, I.C.F., Denham, D., 1974. Simpson Desert earthquake central Australia, August 1972: *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 39, 335-341.
- [147] Stewart, I.C.F., Mount, T.J., 1972. Earthquake mechanism in south Australia in relation to plate tectonics: *Journal of the Geological Society of Australia* 19, 41-52.



- [148] Symonds, P.A., Collins, C.D.N., Bradshaw, J., 1994. Deep structure of the Browse Basin: implications for basin development and petroleum exploration. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The Sedimentary basins of Western Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, pp. 315-31.
- [149] Symonds, P.A., Planke, S., Frey, Ø., Skogseid, J., 1998. Volcanic evolution of the Western Australian continental margin and its implications for basin development. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The Sedimentary Basins of Western Australia 2: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, pp. 33-54.
- [150] Van Wees, J.D., Arche, A., Bejjdorff, C.G., Lopez-Gomez, J., Cloetingh, S.A.P.L., 1998. Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (eastern Spain): inferences from automated forward modeling of high-resolution stratigraphy (Permian-Mesozoic). *Tectonophysics* 300, 285-310.
- [151] Van Wees, J.D., Stephenson, R.A., Ziegler, P.A., Bayer, U., McCann, T., Dadlez, R., Gaupp, R., Narkiewicz, M., Bitzer, F., Scheck, M., 2000. On the origin of the Southern Permian Basin, central Europe. *Marine and Petroleum Geology* 17, 43-59.
- [152] Veevers, J.J., 1988. Morphotectonics of Australia's northwestern margin. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The North West Shelf Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, pp. 19-27.
- [153] Veevers, J.J., Jones, J.G., and Powell, C.Mc.A., 1982. Tectonic framework of Australia's sedimentary basins: *APEA Journal*, v. 22, p. 283-300.
- [154] Veevers, J.J., McElhinny, M.W., 1976. The separation of Australia from other continents. *Earth Science Review* 12, 139-159.
- [155] Vincent, P., Tilbury, L., 1988. Gas and oil fields of the Rankin Trend and northern Barrow-Dampier Sub-basin. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), *The North West Shelf Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia*, Perth, pp. 341-69.
- [156] Walter, M.R., and Veevers, J.J., 1997. Australian Neoproterozoic palaeogeography, tectonic, and supercontinental connections: *AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics*, v. 17, p. 73-92.
- [157] 17, p. 73-92.
- [158] Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province- nappe tectonics in an extending orogen. *Nature* 291, 645-648.
- [159] Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences* 22, 108-126.
- [160] Wernicke, B., 1990. The fluid crustal layer and its implications for continental dynamics. In: Salisbury M., Fountain D. (Eds.), *Exposed cross-sections of the continental crust*, pp. 509-544. Kluwer Academic, Boston.
- [161] Westaway, R., 1994. Re-evaluation of extension across the Pearl River Mouth Basin, south China Sea: implications for continental lithosphere deformation mechanisms. *Journal of Structural Geology* 16, 823-838.
- [162] Westphal, H., & Aigner, T., 1997, Seismic stratigraphy and subsidence analysis in the Barrow-Dampier subbasin, Northwest Australia, *AAPG Bulletin*, V. 81, No. 10, p. 1721-1749.
- [163] Williams, A.F., Poynton, D.J., 1985. The geology and evolution of the south Pepper hydrocarbon accumulation. *The APEA Journal* 25, 235-247.
- [164] Williams, I.R., 2002, *Geology of the Cooragoora*. Geological Survey of Western Australia, Department of Minerals and Energy, Perth, Australia. P. 23, 1 sheet.
- [165] Williamson, P.E., Swift, M.G., Kravis S.P., Falvey D.A., Brassil F., 1990. Permo-carboniferous rifting of the Exmouth Plateau region (Australia): An intermediate plate model. In: Pinet, B., Bois, C. (Eds.), *The Potential of Deep Seismic Profiling for Hydrocarbon Exploration*, Editions Technip, Paris, pp. 135-248.
- [166] Wilson, J.T., 1965, A new class of faults and their bearing on continental drift: *Nature* 207, 343-347.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



-
- [167] Woodside Offshore Petroleum, 1988. A review of the petroleum geology and hydrocarbon potential of the Barrow-Dampier Sub-basin and environs. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), The North West Shelf Australia: Proceedings of Petroleum Exploration Society of Australia, Perth, 115-28.
- [168] Yasin, A.R., Iasky, R.P., 1998, Petroleum Geology of the Peedamullah Shelf, Northern Carnarvon Basin. In: Purcell, P.G., Purcell, R.R. (Eds.), The sedimentary basins of Western Australia (2), Proceeding of the Petroleum Exploration Society Australia Symposium, Perth, 1998, 473-490.



ریخت زمین ساخت گسل‌های پیرامون حاشیه ساحلی خلیج فارس در شهرستان عسلویه

احمد رشیدی*

استادیار، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

rashidi@iiees.ac.ir

چکیده

در حاشیه ساحلی خلیج فارس در منطقه عسلویه، گسل‌های عسلویه، خنگ، درنگ و لوارستان، مهمترین سرچشمه‌های لرزه‌زا هستند. با توجه به پراکنش فازهای مختلف منطقه اقتصادی عسلویه در امتداد گسل‌ها، وقوع زمین لرزه شدید، خسارات مالی فراوانی را در پی خواهد داشت. در این مطالعه براساس بررسی‌های صورت گرفته، شواهد ریخت زمین ساختی مختلفی برای تعیین فعالیت این گسل‌ها ارائه می‌شود. شواهد بررسی شده در امتداد گسل عسلویه از جمله برخاستگی بخشی از دشت ساحلی خلیج فارس حاکی از فعالیت عصر حاضر این گسل است. به طوریکه اسکارپ‌های گسلی بازدید شده بیش از ۲۰ متر برخاستگی شاقولی را در امتداد شاخه جنوبی تر آن نشان می‌دهند. در امتداد گسل آثار سطحی، کج شدگی واحدهای عهد حاضر، شکستگی‌های فرعی، آثار خش‌لغز و... دیده می‌شوند. واحدهای سنگی در امتداد این پهنه‌های فشاری دچار چین خوردگی شده‌اند. در اثر فشار حاصله تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها با اثر محوری موازی با راستای گسل ایجاد شده‌اند.

کلمات کلیدی ریخت‌زمین‌ساخت، گسل عسلویه، گسل فعال، زاگرس، جنوب ایران.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Geomorphic evidence of the faults in the north margin of the Persian Gulf, in the Asaluyeh city

Ahmad Rashidi*

International Institute of Earthquake Engineering and Seismology, Tehran, Iran
rashidi@iiees.ac.ir

Abstract

In the north margin of the Persian Gulf, in the Asaluyeh region; Asaluyeh, Khang, Darang and Lavarestan faults are the important seismic sources. Due to the distribution of different phases of Asaluyeh economic zone, along the faults, the occurrence of an earthquakes will cause a lot of property damage. In this study, various structural evidences are provided to determine the activity of the main faults. One of the evidence is uplifting of the coastal plain. So, visited fault scarp show more than 20 meters of vertical uplifting along its southern branch. Also, fault trace, tilting of the rock units, sub-fractures, slicken lines, etc can be seen. The rock units are folded along these compressive zones. Due to the compression tectonics, anticlines and synclines are created with an axial parallel to the fault strike.

Keywords: Geomorphology, Asaluyeh Fault, Active Fault, Zagros, South Iran.



۱. مقدمه

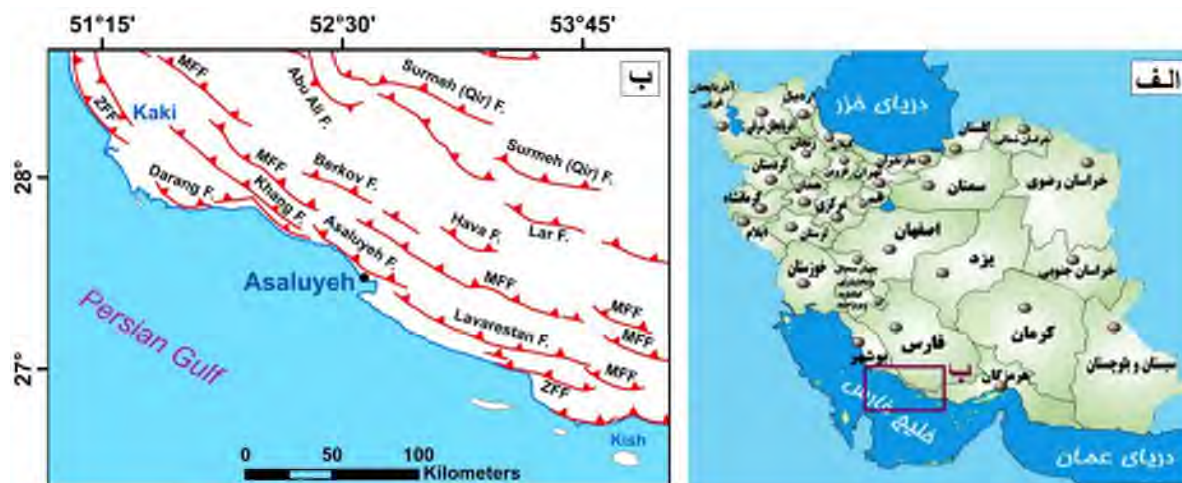
گسل‌ها براساس زمان پیدایش، زمان آخرین حرکت و پراکندگی جغرافیایی به سه دسته ۱- گسل‌های زمین‌لرزه‌ای جوان ۲- گسل‌های کوتاه‌تر و ۳- گسل‌های پیش از کوتاه‌تر دسته‌بندی می‌شوند [1]. گسل‌های زمین‌لرزه‌ای جوان در طی رویدادهای زمین‌لرزه‌ای زمان حال به وجود آمده‌اند و یا دوباره فعال شده‌اند؛ گسل‌های کوتاه‌تری: گسل‌هایی که در دو میلیون سال گذشته حرکت داشته‌اند ولی به ظاهر زمین‌لرزه تاریخی و ثبت شده ندارند و گسل‌های پیش از کوتاه‌تری سنی بیش از دو میلیون سال دارند ولی احتمالاً از زمان جنبش‌های آلپ پایانی تاکنون حرکتی نداشته‌اند. با اینحال نباید این گسل‌ها را از نظر دور داشت چرا که ممکن است حرکت‌های جوان آن‌ها ناشناخته باشد.

گسل‌هایی که دارای یکی از شرایط زیر باشند، می‌توان آن‌ها را به عنوان یکی از چشمه‌های لرزه‌زا در ارزیابی خطر لرزه‌ای در نظر گرفت: ۱- رویداد زمین‌لرزه تاریخی (قبل از سده بیستم) ۲- مرکز یابی زمین‌لرزه‌های بزرگ با خطای کم در سده بیستم ۳- گسلش در رسوبات کوتاه‌تر پسین: یک جنبش در ۳۵۰۰۰ سال و یا دو جنبش یا بیشتر در ۵۰۰۰۰۰ سال گذشته. ۴- دیواره‌های گسلی بر روی زمین، که بوسیله‌ی فرسایش از بین نرفته باشند. ۵- رویداد کله‌لرزه‌ای همبسته با راستای گسل که بوسیله‌ی شبکه‌ای کامل و بسته لرزه‌نگاری محلی با خطای کم در مرکز و کانون و زمان گیری یکنواخت و دقیق برداشته می‌شوند. ۶- همبستگی زمین‌ساختی یک گسل با گسل شناخته شده فعال.

از اینرو انتظار می‌رود گسل‌ها با ویژگی‌های فوق‌دچار جابجایی نسبی شوند و در هر گونه سازه‌ای که بر روی آنها قرار گیرد برش ایجاد کنند. در نتیجه، شناخت دقیق و کامل این گسل‌ها، گام نخست در راه بررسی لرزه زمین‌ساخت و خطر زمین‌لرزه-گسلش در هر پهنه ساختاری است. در نتیجه انجام پژوهش‌های ریخت زمین‌ساخت برای دوری از اشتباهات سازه‌ای در پهنه‌های فعال و نا آرام زمین و به کار بردن نتیجه به دست آمده در طراحی سازه‌های جدید، بسیار ضروری می‌باشد.

۱.۱. موقعیت زمین‌ساختی منطقه مورد بررسی

منطقه مورد بررسی در بخش شمالی خلیج فارس در پیرامون شهر عسلویه از استان بوشهر قرار دارد (شکل ۱). خلیج فارس با وسعتی حدود ۲۳۰,۰۰۰ کیلومتر مربع در واقع باقی‌مانده دریاهای سنوزوئیک است که همزمان با چین‌خوردگی‌های اواخر این دوران و بالا آمدن تدریجی زاگرس، به مرور به سمت جنوب عقب‌نشسته و تقریباً در محدوده کنونی باقی مانده است. ارتفاع ساختارهای زمین‌شناسی و سن نسبی کوه‌های زاگرس به سمت شمال شرق افزایش می‌یابد. این افزایش با پله‌های تدریجی از تاقدیس‌های حاشیه خلیج فارس تا خط الراس ارتفاعات گسل خورده زاگرس مرتفع، ادامه دارد.



شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه. گسل‌های لوارستان، عسلویه، خنگ و درنگ گسل‌های تاثیر گذار در حاشیه شمالی خلیج فارس در پیرامون شهر عسلویه می‌باشند.

ساختگاه عسلویه در جنوبی‌ترین حد نوار چین خورده جنبای زاگرس (جنوب شرقی) واقع شده است. با توجه به حضور لایه‌های افقی شکل‌پذیر در بخش‌های بالایی و روی پی‌سنگی، شناسایی ساختارها و عوارض پدیدار در سطح نمی‌تواند بیان‌کننده دقیق و واقعی ساختارهای ژرفی باشد. از سویی بیشتر زلزله‌های ویرانگر زاگرس در زیر پوشش رسوبی و در عمق پی سنگ رخ داده است. بر اساس مطالعات پیشین صورت گرفته، پی‌سنگ این بخش از زاگرس در ژرفای ۸-۶ کیلومتر زیر پوشش رسوبی و ژرفای موهو حدود ۳۵ کیلومتر برآورد شده است. پی‌سنگ زاگرس جنوب شرقی، از گسل‌های راست‌الغز عرضی چپگرد و راستگردی نظیر کره‌بس و کازرون - برازجان تشکیل شده است. این گسل‌ها که عمدتاً روند شمالی - جنوبی دارند، گسل‌های معکوس درون پی‌سنگ را بریده و قطع کرده است.

شواهد متعددی وجود دارد که روند لرزه‌ای عسلویه منطبق بر تغییرات رخساره‌های رسوبی زاگرس می‌باشد. روند لرزه‌ای عسلویه در نزدیکی مرز جنوب باختری کربنات‌های دریای کم عمق ژوراسیک (سازند سورمه در NE) و کربنات‌های ریفی - مردابی (سازند سرگلو در SW) قرار دارد. این روند تقریباً حد جنوبی دریای میوسن سازند میشان و مشخص‌کننده حد جدایش فعلی کمر بند چین خورده - رانده زاگرس در NE و سکوی عربی در SW می‌باشد. همچنین این روند لرزه‌ای مشخص‌کننده مرز پیشانی کوهستان و کوهپایه در کمر بند زاگرس است.

۲.۱. روش کار

در این مطالعه به کمک عکس‌های هوایی ۱:۵۰۰۰۰ سازمان نقشه برداری کشور و به کمک مطالعه تصاویر ماهواره‌ای گوگل، لندست، استر و... آثار گسلش و فعالیت آن‌ها در حاشیه شمالی خلیج فارس، واقع در شهرستان عسلویه ردیابی و مطالعه شدند. در بازدیدهای میدانی و تصاویر ماهواره‌ای، شواهد ریخت زمین ساختی حاصل از فعالیت گسل‌ها مشخص گردیدند.

۲. سرچشمه‌های لرزه‌زا در منطقه مورد پژوهش



در منطقه عسلویه، گسل‌ها مهمترین سرچشمه‌های لرزه‌ای هستند که به صورت آشکار^۱ و گاهی پنهان^۲ یا پوشیده^۳ حضور دارند. به طور کلی در مورد پارامترهایی نظیر هندسه گسل، کینماتیک و رفتار لرزه‌ای آن (که برآورد و اندازه‌گیری آن‌ها چندان ساده نیست) گاهی حتی با وجود رخنمون کامل گسل نمی‌توان به صورت حتم در مورد آن‌ها اظهار نظر کرد. در مواردی ممکن است دگرشکلی در هنگام انتشار و رسیدن به سطح زمین کاهش یابد، که در این صورت رخنمون گسیختگی، گویای طبیعت واقعی گسل نخواهد بود و یا ممکن است دگرشکلی در سطح به صورت شکل پذیر صورت گیرد و نشانی از جنبش واقعی گسل در درازای آن دیده نشود. در منطقه مورد پژوهش مهمترین سرچشمه لرزه‌ای آن، قطعه گسل عسلویه است (شکل ۱). البته توجه به این نکته- ضروری است که علاوه بر این ساختار، داخل دشت ساحلی و خلیج فارس، ممکن است سرچشمه‌های لرزه‌ای پوشیده‌ای نیز وجود- داشته باشند که ناشناخته می‌باشند.

رویداد زمین لرزه‌های تاریخی و دستگاهی متعدد در امتداد گسل عسلویه (شکل ۲) و از همه مهمتر، گسیختگی‌های چند مرحله‌ای کوتاه‌ترنر بالایی- هولوسن در امتداد شاخه‌های جوان آن نشانگر جنبایی قطعی این ساختار است، که آن را به عنوان مهمترین سرچشمه لرزه‌ای منطقه، معرفی می‌نماید. با این توضیحات این ساختار برای مجموعه پتروشیمی عسلویه دارای خطر لرزه‌ای بوده و از معدود قطعات گسلی در زاگرس جنوب شرقی است که گسلش کوتاه‌ترنر آن به سطح رسیده است.



شکل ۲: جایگاه تقریبی گسله عسلویه به همراه کانون سطحی شماری از زمین لرزه‌های روی داده در امتداد آن [2].

گسل عسلویه در امتداد جنوب خود به گسل لوارستان با یک آرایش پله‌به‌پله راست ختم می‌شود. بررسی‌های میدانی این مطالعه از گسل لوارستان؛ شامل ساختارهایی از جمله چین‌های مرتبط با فعالیت این گسل است که نشان از عملکرد راندگی آن می‌باشد (شکل ۳). گسل عسلویه در امتداد شمالی خود نیز به قطعات گسلی خنگ و درنگ ختم می‌شود که بخش از دگرشکلی راستالغز

¹.Evident

².Hidden

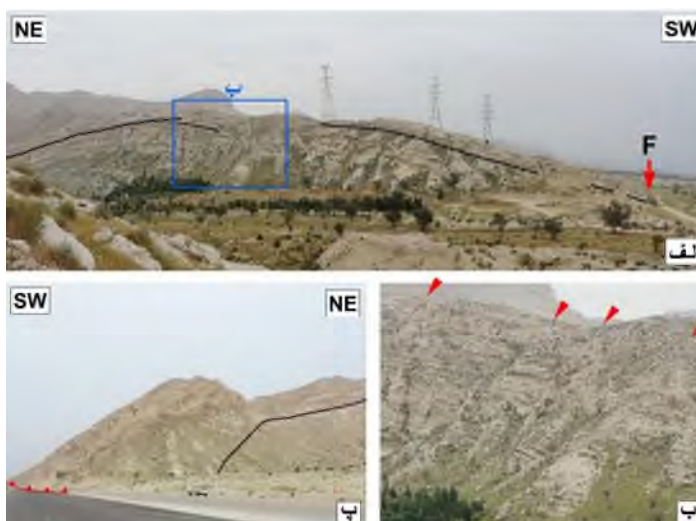
³.Blind



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



خود را هم بر روی آن‌ها خرج می‌کند. به طور کلی می‌توان گفت دشت ساحلی عسلویه در میان این چهار قطعه که به نظر می‌رسد از جنباترین گسل‌های موجود در پیشانی کوهستان زاگرس هستند، قرار گرفته است.



شکل ۳: الف) تاق‌دیس مرتبط با فعالیت قطعه گسلی لوارستان در بخش جنوبی گسل. ب) گسلش در محل محور چین از نمای نزدیکتر. پ) تاق‌دیس مرتبط با فعالیت گسل در بخش شمالی.

بازدیدهای میدانی به عمل آمده حاکی از آن است که، شاخه جنوبی‌تر گسل عسلویه عامل اختلاف ارتفاع حدود بیست متری در دشت ساحلی خلیج فارس بوده است (شکل ۴). گسل عسلویه، نقش مهمی در دگرشکلی‌های گستره بازی کرده است. به طوریکه براساس شواهد میدانی آن را در رده ساختارهای جنبای لرزه‌زا بحساب می‌آوریم. پهنه درگیر گسلش در این منطقه به شدت خرد شده و صفحات مختلفی از لغزش در امتداد آن که نشان از دگرشکلی قدیم و جدید است را به نمایش گذاشته است (شکل ۵).



شکل ۴: آثار یکی از شاخه‌های فرعی گسل عسلویه داخل مجتمع پتروشیمی عسلویه.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



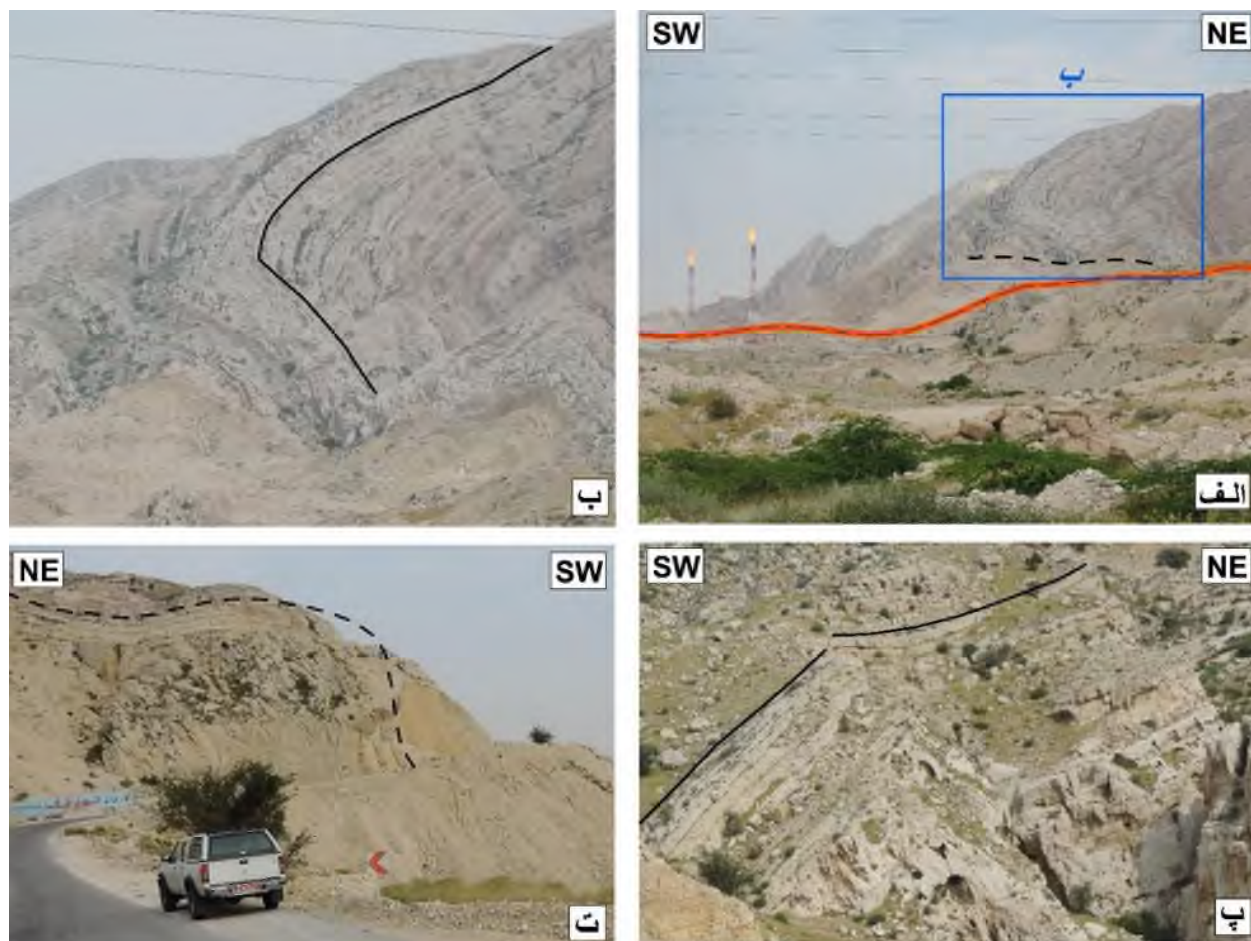
شکل ۵: الف) پهنه گسل عسلویه در جنوب خاور روستای شیرینو. ب) صفحات گسل با روندهای مختلف داخل این پهنه. پ - ج: آثار خطوط لغزش بر روی تعدادی از صفحات گسلی نمایش داده شده در قسمت ب).



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



سازوکار گسل عسلویه بر پایه شواهد ساختاری و مورفوتکتونیک، معکوس همراه با کمی مؤلفه امتدادلغز راستگرد است. تشکیل چین‌های مرتبط با گسل (شکل ۶) در فرادیواره این گسل عملکرد مؤلفه راندگی را در امتداد این گسله به خوبی اثبات می‌کند.



شکل ۶: چین مرتبط با فعالیت گسل در بخش میانی (الف و ب)، بخش جنوبی (پ) و بخش شمالی (ت) از گسل عسلویه.

تاق‌دیس‌های مخروطی کوچک در لبه چین عسلویه و خمش محور اصلی آن در پی راندگی رو به شرق این ساختار بر روی تاق‌دیس کناری آن، نمونه‌ای از اعمال برش راستگرد در امتداد قطعات گسلی در پیشانی کوهستان زاگرس است. از سوی دیگر، تشکیل این ساختار برشی مورب لغز در بیرونی‌ترین لبه چین عسلویه، شاهد خوبی بر حضور گسل عسلویه در پای تاق‌دیس است. از سوی دیگر اثر گسلش جنبا در ساختگاه عسلویه؛ سطوح ژئومورفیک گوناگون با پرتگاه‌های مختلف، همگی نشان دهنده چند مرحله‌ای بودن فرایند گسلش در امتداد گسله عسلویه است.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شواهد میدانی این مطالعه حاکی از این است که گسل عسلویه در سراسر طول خود به سطح رسیده است. به طوریکه شواهد آن را می‌توان در نزدیکی فازهای شمالی پتروشیمی عسلویه (در نزدیکی دشت ساحلی به جبهه کوهستان) بهتر ملاحظه نمود. در بخش‌های شمالی قطعه گسل عسلویه، تعدادی از تاسیسات داخل و یا بر روی فرادیواره پهنه گسلی قرار گرفته‌اند (شکل ۷).



شکل ۷: الف) رخنمون پهنه گسلی عسلویه. ب) رخنمون گسل از نمای نزدیکتر. پ و ت) آثار صفحات مختلف پهنه گسله عسلویه در محدوده تاسیسات پتروشیمی عسلویه. ث و ج) آثار تعدادی از صفحات گسلش از نمای نزدیک‌تر.

۳. نتیجه گیری

براساس شواهد میدانی این پژوهش، گسل عسلویه تاثیر گذارترین ساختار لرزه‌ای ساحل شمالی خلیج فارس در پیرامون شهر عسلویه می‌باشد. شواهد ریخت زمین ساختی در امتداد آن از جمله برخاستگی بخشی از دشت ساحلی خلیج فارس حاکی از فعالیت عصر حاضر این گسل است. به طوریکه اسکارپ‌های گسلی بازدید شده بیش از ۲۰ متر برخاستگی شاقولی را در امتداد شاخه جنوبی‌تر آن نشان می‌دهند. اثر سطحی گسل، کج شدگی واحدهای عهد حاضر، شکستگی‌های فرعی، آثار خش‌لغز، چین خوردگی‌ها با هندسه متفاوت از جمله مهمترین ساختارهای زمین ساختی حاصل از فعالیت این گسل مهم در منطقه هستند.

منابع

- [1] Berberian, M., 1976. Contribution to the seismotectonics of Iran (Part II), Report No. 39, Geological Survey of Iran.
[2] Berberian, M., 1981. Active Faulting and Tectonics of Iran, In: Zagros, Hindu-Kush, Himalayas Geodynamic Evolution, Gupta, H.K. & Delany, F.M. (eds), Geodyn. Ser. Am. Geophys. Un., 3, 33-69.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



تحلیل و بررسی شکستگی‌های ساختاری محدوده مسیر راه آهن قزوین - منجیل

داود دانشور فضلی *

دانش آموخته دکترای زمین‌شناسی تکتونیک - دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

d.daneshvar@srbiau.ac.ir

چکیده

احداث راه آهن قزوین - رشت - انزلی از جمله طرح‌های زیر بنایی و بسیار مهم کشور است. با توجه به پرخطر بودن منطقه از لحاظ زمین‌شناسی، می‌توان از مهمترین مطالعات این منطقه به مطالعه ساختارهای جنب و فعال در محدوده طرح اشاره داشت. در این مطالعه به بررسی این ویژگی‌ها در محدوده قزوین تا منجیل پرداخته خواهد شد. ناحیه مورد مطالعه، بخشی از اسکلت کوهزائی البرز را تشکیل می‌دهد که مانند سایر مناطق رشته جبال سراسری البرز شدیداً چین‌خورده و دچار شکستگی‌های گسله، فروافتادگی، لغزش و رانش گردیده است. در نتیجه چین‌خوردگی، ناودیس‌ها و تاقدیس‌هایی در رسوبات و رخساره‌های مختلف سنگی به وجود آمده است. از لحاظ سنگ‌شناسی جزء اصلی سنگ‌های منطقه توف‌ها می‌باشند که در بسیاری از موارد در اثر فرسایش رسوبات غالب منطقه را تشکیل می‌دهند. چین‌خوردگی در منطقه مورد مطالعه در انواع سنگ‌ها دیده می‌شود اما فراوانی قابل‌ملاحظه‌ای در نزدیکی مسیر ریل خط آهن ندارد. فراوان‌ترین گسل‌های منطقه از انواع تراستی و تراستی با مؤلفه چپ‌گرد می‌باشند. گسل‌های چپ‌گرد با مؤلفه معکوس و راستا لغز نیز در رده‌های بعدی قرار دارند. به ندرت در منطقه گسل‌های مشکوک به نرمال به صورت محلی و یا راستا لغز راست‌گرد دیده می‌شود. گسل‌های منطقه اغلب دارای روند شرقی-غربی و شمال غربی- جنوب شرقی می‌باشند. شواهد ساختاری و لیتولوژیکی نشان می‌دهند که منطقه تحت رژیم فشارشی و ترافشارشی قرار دارد. حرکت صفحه عربی و چرخش حوضه خزر یا کاسپین را محققین مختلف به عنوان دو عامل ایجاد کننده ساختارهای منطقه می‌دانند. مطالعات گذشته نیز علت انحنا و کج شدگی روند البرز (شرقی - غربی به شمال غرب - جنوب شرق) را به برخورد حوضه کاسپین نسبت به البرز، می‌دانند. اما شواهد این مطالعه وجود ساختاری خطی مانند دسته گسل امتداد لغز موازی با راستای تقریباً شمالی جنوبی را تایید می‌کند. شاید بتوان حرکت به سمت شمال غرب حوضه خزر و ایجاد پارگی در پوسته در منطقه البرز غربی را عامل ایجاد این گسل‌های احتمالی دانست.

کلمات کلیدی: راه آهن قزوین - منجیل، توف، کواترنری، چین‌خوردگی، گسل، شکستگی، نقشه پراکندگی گسل‌ها



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Analysis and investigation of structural fractures of Qazvin-Manjil railway route

Davoud Daneshvar Fazli*

PhD in Geology, Tectonic orientation from Islamic Azad University, North Tehran Branch, Iran
d.daneshvar@srbiau.ac.ir

Abstract

The construction of the Qazvin-Rasht-Anzali railway is one of the most important infrastructure projects in the country. Due to the geological high risk of the region, one of the most important studies in this region is the study of active and active structures in the project area. In this study, these features will be studied in the range of Qazvin to Manjil. The study area is part of the Alborz orogenic skeleton, which, like other areas of the Alborz mountain range, is severely wrinkled and has suffered fracture, collapse, slip and drift fractures. As a result, folds, synclines and anticlines have formed in sediments and various rock facies. From a lithological point of view, the main component of the rocks in the region is tuffs, which in other cases are caused by the erosion of the dominant sediments in the region. Wrinkles are seen in the study area in a variety of rocks but it is noticeable that there is no railroad near the track. The most abundant area of different faults of different types of trust and trust with left-left Melfo is available. Left-handed faults with inverted component and non-slip direction are also in the next categories. Rarely in the fault zone suspected to be normal is seen locally or in the direction of right-handed slip. The faults of the region often have east-west and northwest-southeast trends. Structural and lithological evidence shows that the region is under a high pressure and high pressure regime. The movement of the Arabian plate and the rotation of the Caspian or Caspian basin are considered by various researchers as two factors that create the structures of the region. Past studies have also attributed the curvature of the Alborz trend (east-west to northwest-southeast) to the collision of the Caspian Basin with respect to Alborz. However, the evidence of this study confirms the existence of a linear structure such as a fault handle along the strike-slip parallel to the almost north-south direction. Perhaps the movement to the northwest of the Caspian Basin and the rupture of the crust in the western Alborz region can be considered as the cause of these possible faults.

Keywords: Qazvin Railway - Manjil, Tuff, Quaternary, folding, fault, fracture, fault distribution map



۱. مقدمه

احداث راه آهن قزوین - رشت - انزلی از جمله طرح‌های زیر بنایی و بسیار مهم اقتصادی، اجتماعی و سیاسی کشور بوده که به وسیله آن دسترسی به شهرها و بنادر شمالی کشور و کشورهای همسایه شمالی سهولت یافته و تحول چشمگیری در توسعه روز افزون مناطق شمالی و شمال باختری ایران دارد. طراحی و احداث این خط آهن و ابنیه وابسته به آن همچون تونل‌ها، پل‌ها و ایستگاه‌های طول مسیر، نیاز به انجام مطالعات جامعی دارد که یکی از مهمترین آنها، انجام مطالعات زمین‌شناسی به ویژه مطالعه ساختارهای جنبا و فعال در محدوده طرح می‌باشد که در این مطالعه به بررسی آنها نیز در محدوده قزوین تا منجیل (شکل ۱) پرداخته خواهد شد.



شکل ۱- منطقه مورد مطالعه. همان‌گونه که در شکل مشاهده می‌شود منطقه مورد مطالعه بخشی از منطقه در حال ساخت راه آهن قزوین-رشت می‌باشد که با مستطیل با مرز سفید مشخص شده است.

با توجه به وضعیت خاص ایران در نوار کوهزایی آلپی و فشردگی‌هایی که از جنوب باختری در اثر حرکت صفحه عربستان بر آن وارد می‌شود، کشور ایران یکی از مناطق پرتحرک و لرزه‌خیز جهان محسوب می‌شود. [1] زمین‌لرزه یکی از پدیده‌های طبیعی کره زمین است که می‌تواند در ساختار اقتصادی، سیاسی، فرهنگی و اجتماعی جامعه تأثیر بگذارد. آمارهای موجود نشانگر این حقیقت است که اثرهای زانیار و ویرانگر این پدیده در کشورهای پیشرفته، که بررسی‌های عمیق زمین‌لرزه و وضعیت زمین‌ساختاری در آنها، انجام گرفته بسیار کم و در کشورهای در حال توسعه بسیار گسترده و فاجعه بار است. شناخت مناطق پرخطر و دارای تکاپوی زمین، به هیچ وجه صرفاً به معنای فرار از آن مناطق نیست، بلکه گامی است در جهت پیش‌بینی مسائل و رعایت جوانب فنی و ایمنی و تا حد امکان جلوگیری از توسعه مراکز اصلی استقرار جمعیت و یا مراکز صنعتی مهم و حساسی که امکان دارد در یک منطقه پرخطر ایجاد شوند.

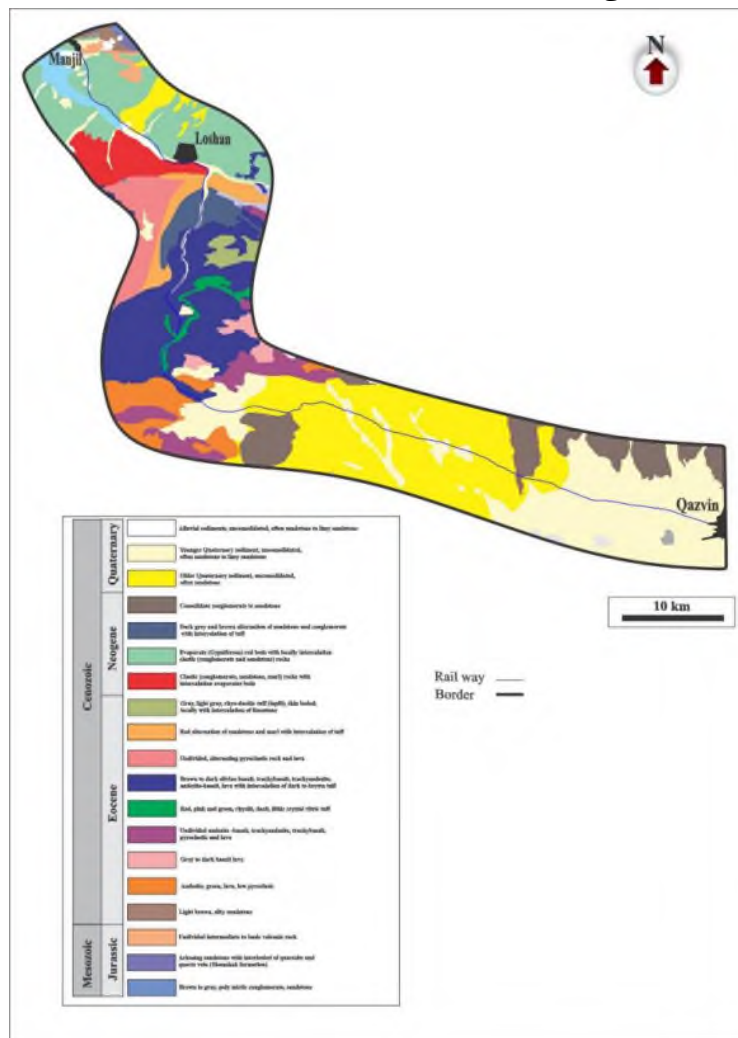
۲. مشخصات کلی زمین‌شناسی و ساختاری منطقه مورد مطالعه :

۲-۱. مشخصات سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه

برای مقاصد مختلف تعیین سنگ‌شناسی و لیتولوژی منطقه اهمیت بسیار زیادی دارد. در اینجا به بررسی دقیق‌تر انواع نمونه‌های سنگ‌شناسی منطقه پرداخته می‌شود. اطلاعات اولیه از سنگ‌شناسی منطقه از بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه به



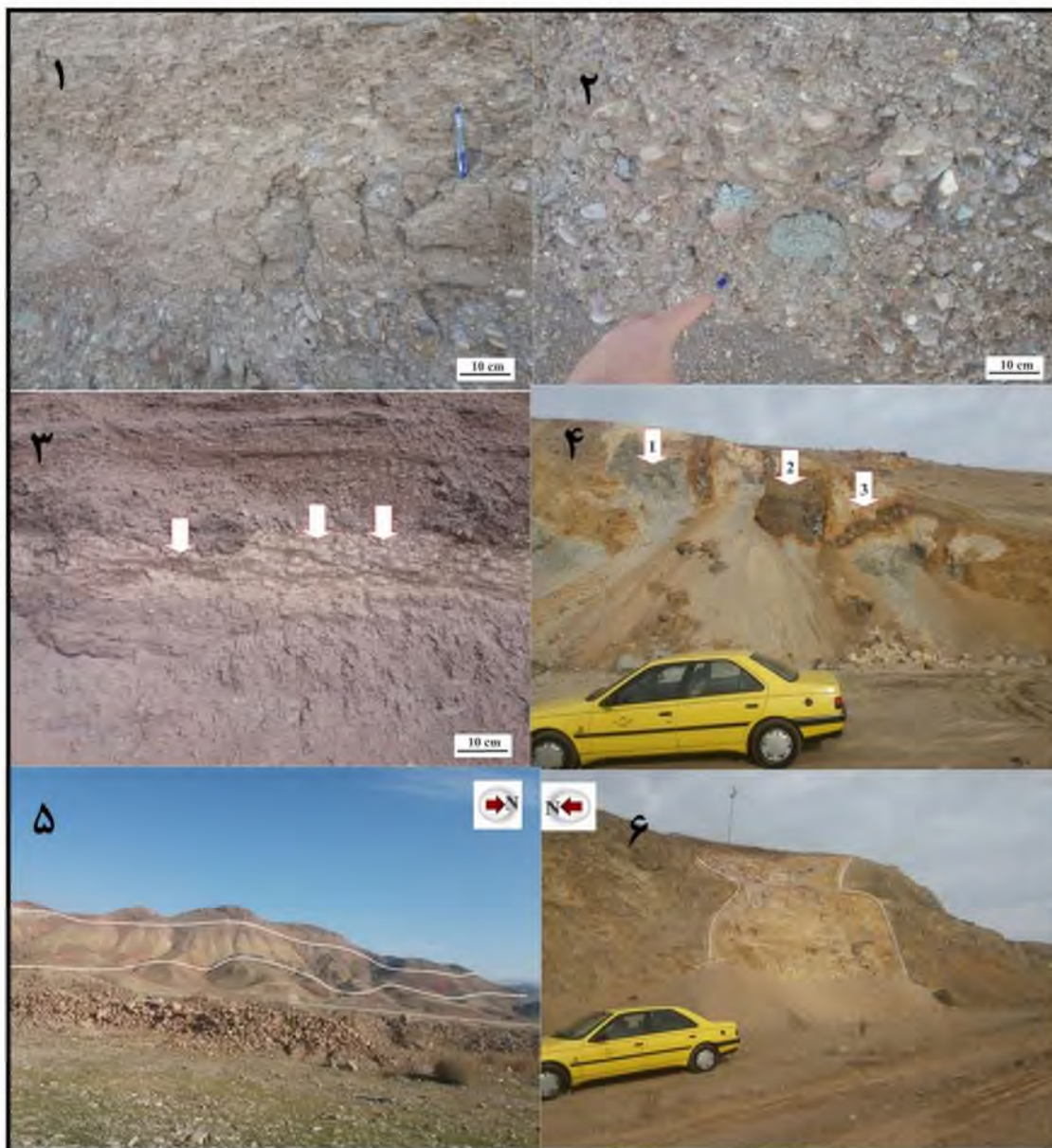
دست آمد. در مرحله بعدی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای ETM و همچنین بررسی دقیق‌تر منطقه، انواع سنگ‌های منطقه مورد مطالعه شناسایی شد و نقشه‌های قدیمی تصحیح و کامل‌تر گردید. به دلیل اینکه هدف اصلی این مطالعه بررسی سنگ‌شناسی منطقه نمی‌باشد توضیحات زیادی در این باره ارائه نمی‌گردد و فقط به ذکر مختصری از مشخصات سنگ‌شناسی بسنده می‌شود. در شکل (۲) نقشه سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه (از راه آهن قزوین-رشت) تا منجیل نشان داده شده است. به منظور تحلیل بهتر نقشه ترسیم شده فاصله بیشتر از ۵ کیلومتر از خط راه آهن را پوشش می‌دهد. همانگونه که در شکل مشاهده می‌شود فراوان‌ترین انواع سنگ منطقه مورد مطالعه آبرفت‌های کواترنری و رخساره‌های پیروکلاستیکی (آذرآواری) و سنگ‌های ولکانیکی است. به جز رسوبات کواترنری سایر سنگ‌های منطقه مربوط به سازند کرج می‌باشد. اما به طور کلی می‌توان بیان کرد که جزء اصلی سنگ‌های منطقه توف‌ها می‌باشند که در بسیاری از موارد در اثر فرسایش رسوبات غالب منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۳).



شکل ۲- نقشه سنگ‌شناسی منطقه مورد مطالعه



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۳ - تصویر ۱: آبرفت‌ها و رسوبات گراولی و کنگلومرای کواترنری - تصویر ۲: اجزاء آذرآواری اسیدی تا حد واسط در حال فرسایش و تبدیل به رسوبات عهد حاضر - تصویر ۳: رسوبات و سنگ‌های تبخیری در منطقه مورد مطالعه - تصویر ۴: توده‌های نفوذی منطقه که اغلب با دگرسانی سنگ‌های میزبان همراه هستند - تصویر ۵: سنگ‌های ولکانیکی صخره ساز (اغلب آندزیت و تراکی آندزیت) به همراه نواری از زاج آلونیتی که اغلب از همتایت و لیمونیت تشکیل شده است - تصویر ۶: سنگ‌های ولکانیکی (بیشتر از انواع آندزیت) به همراه توف در منطقه مورد مطالعه

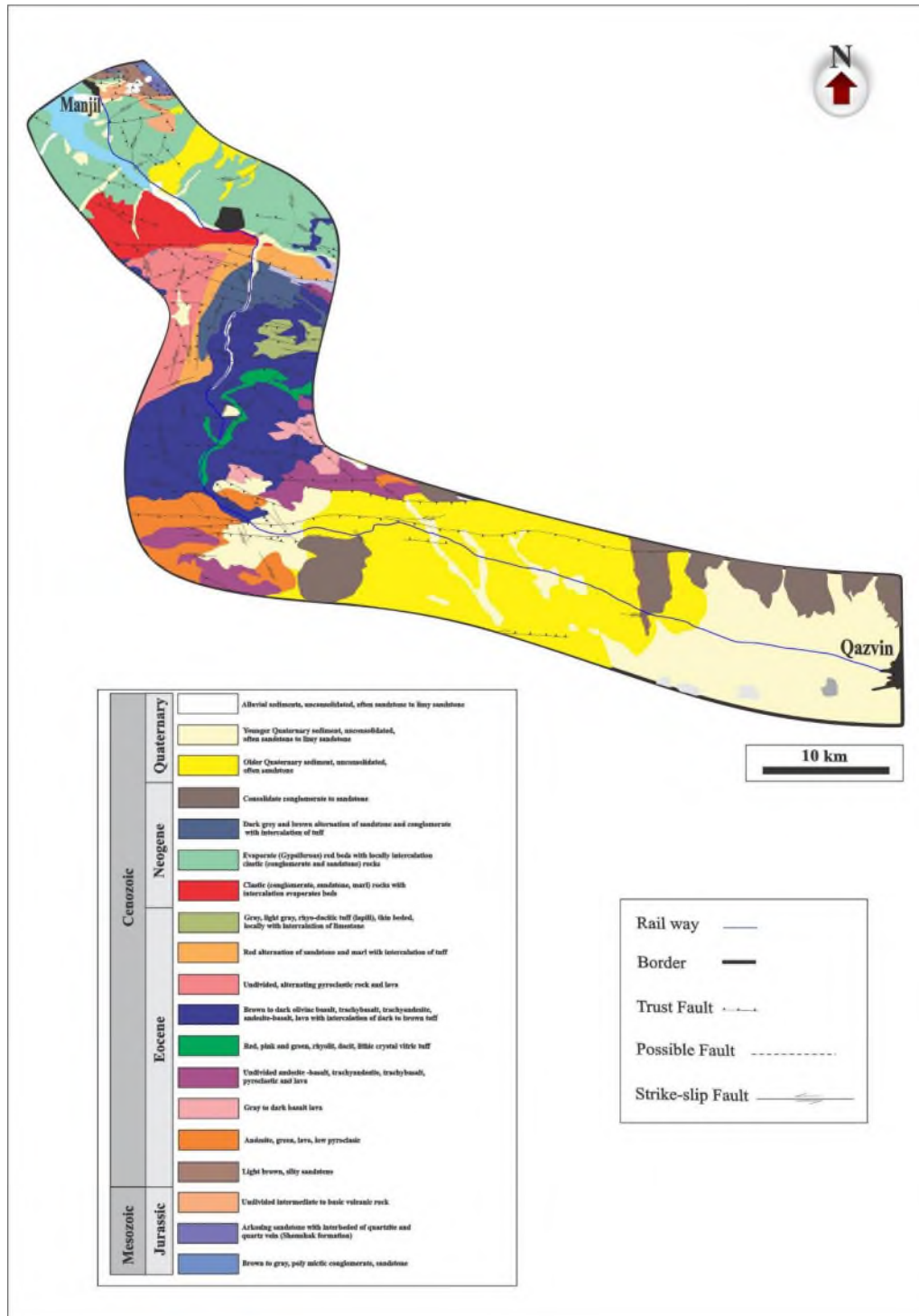


۲-۲. چین‌های منطقه مورد مطالعه :

چین خوردگی در منطقه مورد مطالعه در انواع سنگ‌ها دیده می‌شود اما فراوانی قابل ملاحظه‌ای در نزدیکی مسیر ریل خط آهن ندارد. بیشترین نوع چین در منطقه از انواع ایستاده تا خوابیده و جناغی و مایل می‌باشد که در سنگ‌های ولکانیکی و توف‌ها فراوان‌تر دیده می‌شود. لازم به ذکر است که در بسیاری از موارد چین‌های منطقه از انواع مرتبط با گسلش می‌باشند، مانند انواع دراگ فولدها. نکته بسیار حائز اهمیت دیگر که در تحلیل‌ها و نتایج این مطالعه مورد استفاده قرار می‌گیرد، چین خوردگی رسوبات کواترنری و به ویژه رسوبات عهد حاضر است (شکل ۴). شایان توجه است که به ندرت می‌توان در منطقه چین خوردگی‌ای یافت که دارای امتداد خط محوری شرقی-غربی یا شمال غرب-جنوب شرقی نباشد.



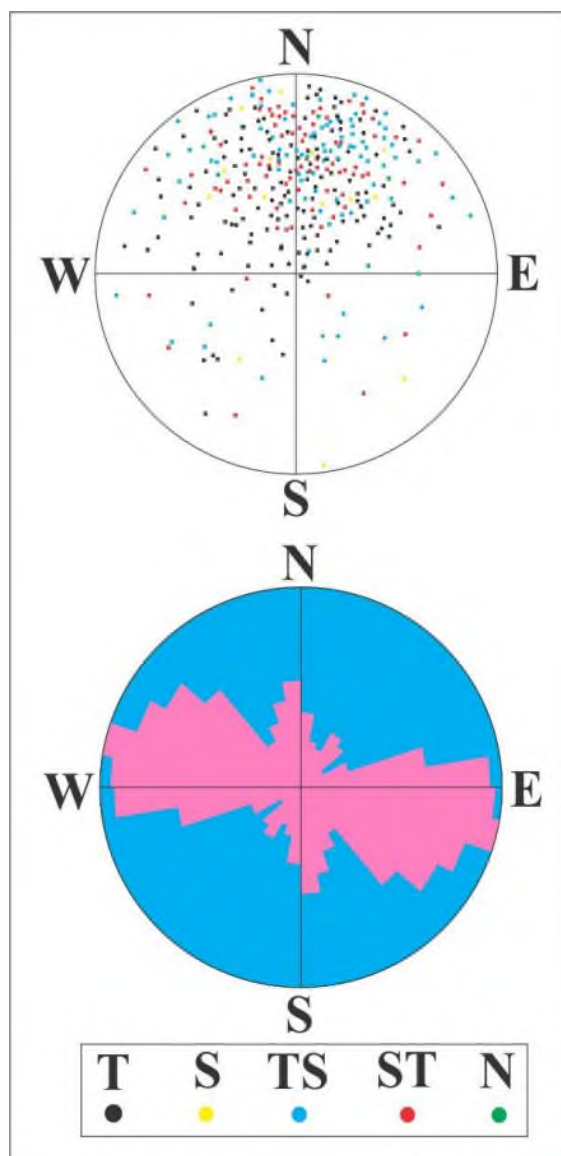
شکل ۴ - تصویر ۱: چین خوردگی در سنگ‌های ولکانیکی و ایجاد شکستگی‌های ورقه‌ای - تصویر ۲: چین خوردگی قائم در سنگ‌های ولکانیکی و توفی - تصویر ۳: چین خوابیده در رسوبات کواترنری منطقه مورد مطالعه - تصویر ۴: چین مایل در سنگ‌های ولکانیکی منطقه - تصویر ۵: چین جناغی در سنگ‌های رسوبی منطقه. قله چین در اثر فرسایش از بین رفته است. - تصویر ۶: دراگ فولد (چین خوردگی در اثر گسل معکوس) در رسوبات کواترنری



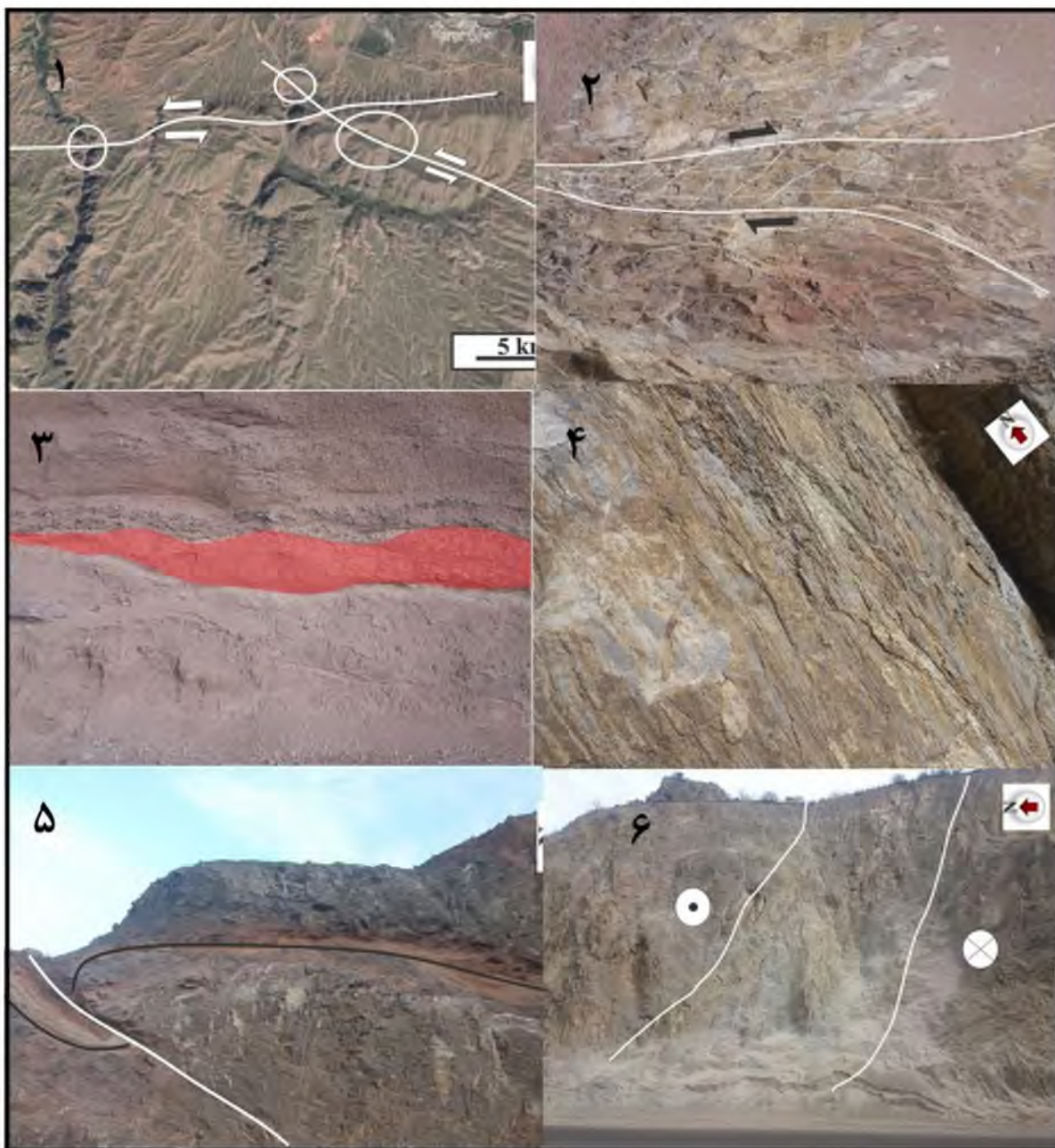
شکل ۶ - پراکندگی انواع گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه به همراه نقشه سنگ‌شناسی منطقه



به طور کلی فراوان‌ترین گسل‌های منطقه از انواع تراستی و تراستی با مؤلفه چپ‌گرد می‌باشند. گسل‌های چپ‌گرد با مؤلفه معکوس و راستا لغز نیز در رده‌های بعدی قرار دارند. به ندرت در منطقه گسل‌های مشکوک به نرمال به صورت محلی و یا راستا لغز راست‌گرد دیده می‌شود. در شکل ۸ تصاویر مربوط به برخی از گسل‌های منطقه و عوارضی که به شناخت گسل‌ها کمک می‌کند، آورده شده است.



شکل ۷ - مشخصات گسل‌های منطقه مورد مطالعه. بالا قطب گسل‌ها و پائین نمودار گل‌سرخ‌ی گسل‌ها. همان‌طور که در شکل دیده می‌شود فراوان‌ترین گسل‌ها از انواع تراستی و تراستی با مؤلفه راستا لغز بوده که غالباً دارای روند شرقی-غربی و شمال غربی-جنوب شرقی هستند. همچنین شیب گسل‌ها غالباً به سمت جنوب و جنوب غرب است.



شکل ۸ - تصویر ۱: جابه‌جایی آبراهه‌ها و ستیغ کوهستان در اثر عملکرد گسل - تصویر ۲: ساختار S-C در اثر ایجاد پهنه برشی راست‌گرد - تصویر ۳: ساختار بودین در اثر تنش کششی - تصویر ۴: خش لغز گسل که نشان‌دهنده مکانیسم معکوس با مؤلفه چپ لغز با امتداد شرقی-غربی است - تصویر ۵: گسل تراستی که باعث ایجاد درگ فولد یا چین کششی شده است - تصویر ۶: نمونه‌ای از گسل راست‌لغز چپ‌گرد همراه با زون خرد شده گسلی در منطقه مورد مطالعه

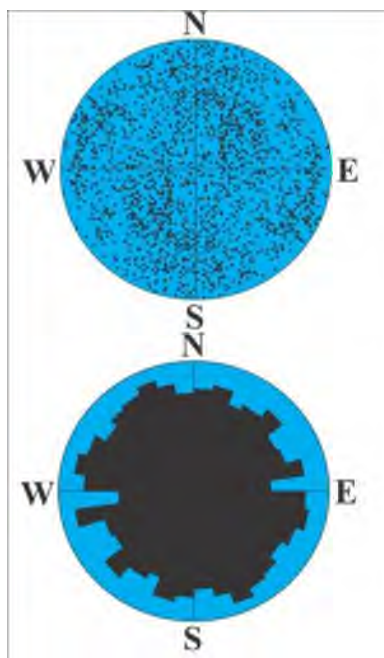


۲-۴. شکستگی‌ها و الگوی آنها :

به منظور بررسی و ارزیابی و تحلیل سیستم شکستگی‌ها، مشخصات تعداد زیادی از آنها در منطقه مورد مطالعه برداشت گردید. هیچ گونه الگوی خاصی در شکستگی‌های منطقه نمی‌توان مشاهده کرد. این نه تنها در مقیاس منطقه چنین است، حتی در مقیاس‌های کوچک و محلی نیز از این ویژگی (عدم امکان تعیین الگو) برخوردار است. در ادامه در شکل‌ها نمونه‌هایی از پراکندگی شکستگی‌ها ارائه می‌گردد. همچنین در شکل (۹) نیز استریونوت و پلات قطب‌های شکستگی‌ها و نمودار گل‌سرخ تعدادی از شکستگی‌های منطقه نشان داده شده است.

در اینجا لازم است به دو نکته کلیدی اشاره شود. اول اینکه شکستگی‌ها و به خصوص فراوانی آنها به شدت تحت کنترل لیتولوژی است. در سنگ‌های ولکانیکی شکستگی‌های ممتد با بلوک‌های بزرگ دیده می‌شود، در حالی که در سنگ‌های آذرآواری و رسوبی اغلب شکستگی‌ها ریزمقیاس بوده و کل توده به صورت یکنواخت خرد شده است.

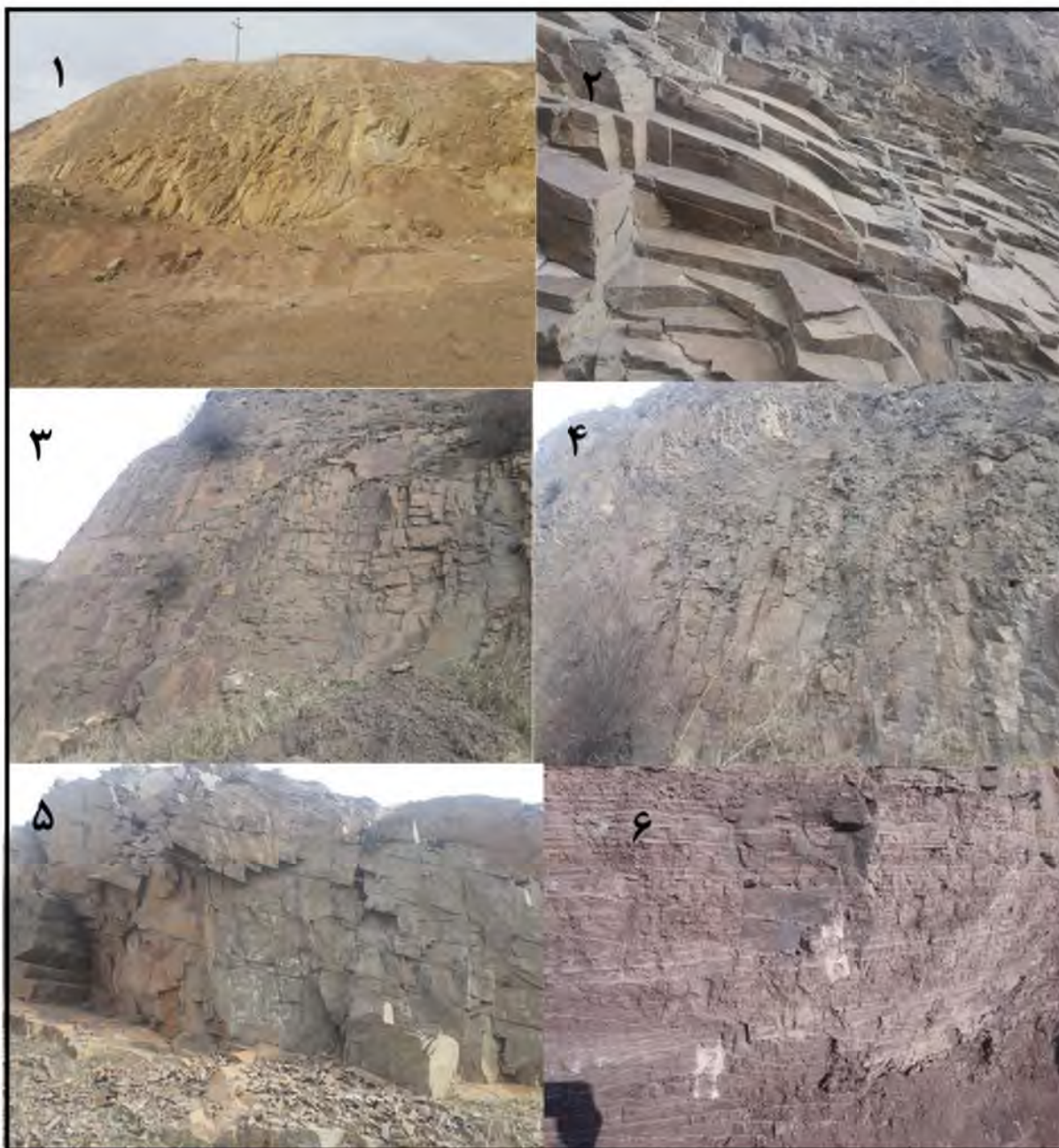
مطلب دومی که بسیار حائز اهمیت است، این واقعیت است که در همه منطقه که شکستگی وجود دارد، خطر جریان‌های واریزه است، اما در مناطق گسله و به ویژه زون‌های برخوردی گسلی به شدت خورد شدگی دیده می‌شود و ناپایداری شدید سنگ‌ها به وضوح قابل مشاهده است، چنانچه در ادامه در تصاویر نیز دیده می‌شود در زون‌های خرد شده و گسلی شکستگی‌ها باعث ناپایداری شدید شده که حتی مقاومت سنگ‌ها در برابر فرسایش جوی نیز کاهش یافته و گود شدگی و رسوبات عهد حاضر تشکیل شده است.



شکل ۹ - مشخصات شکستگی‌های منطقه مورد مطالعه. بالا قطب شکستگی‌ها و پائین نمودار گل‌سرخ شکستگی‌ها. همان‌طور که در شکل دیده می‌شود شکستگی‌ها دارای پراکندگی زیاد از نظر ویژگی‌های شیب، جهت شیب و امتداد هستند.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۱۰ - تصویر ۱: شکستگی‌های ممتد با بلوک‌های بزرگ‌تر در سنگ‌های ولکانیکی منطقه مورد مطالعه - تصویر ۲: شکستگی‌های پوست‌پیازی مرتبط با چین‌های منطقه و در یال آنها - تصویر ۳: شکستگی‌های مزدوج در کل توده ولکانیکی - تصویر ۴: شکستگی‌های منشوری در سنگ‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه - تصویر ۵: شکستگی‌های خطرناک و خطر وجود ریزش در سنگ‌ها - تصویر ۶: شکستگی‌های موازی پر شده با ژیبس



۳. تحلیل شکستگی های منطقه :

گسل‌های منطقه اغلب دارای روند شرقی-غربی و شمال غربی-جنوب شرقی می‌باشند. که با بسیاری از نظریات و مدل‌های تحلیلی در مورد منطقه مورد مطالعه سازگاری دارد.

با اندکی تأمل در مطالب بیان شده در بالا می‌توان به این نتیجه رسید که ساختارهای منطقه تحت رژیم فشارشی و ترافشارشی ایجاد شده‌اند که به خصوص در گسل‌ها و مکانیسم آنها به وضوح دیده می‌شود. حرکت صفحه عربی و چرخش حوضه خزر یا کاسپین را محققین مختلف به عنوان دو عامل ایجاد کننده ساختارهای منطقه می‌دانند. [1,2,4,5] مطالعات گذشته نیز علت انحنا و کج شدگی روند البرز (شرقی-غربی به شمال غرب-جنوب شرق) را به برخورد حوضه کاسپین نسبت به البرز آن، می‌دانند. [2,7]

نکته بسیار حائز اهمیت که هم در بحث چین‌ها و هم در بحث گسل‌ها روی آن تأکید شد، تأثیرپذیری رسوبات کواترنری و عهد حاضر از تنش منطقه است. ساخت‌های موجود در این رسوبات نه چندان سخت شده حاکی از فعالیت شدید تکتونیک در حال حاضر در منطقه مورد مطالعه است. [3]

۴. نتیجه گیری :

- منطقه ای که بخش مورد مطالعه در آن قرار دارد از لحاظ زمین‌شناسی بخش کوچکی از البرز باختری بشمار می‌رود که از لحاظ چین‌ها و واحدهای سنگی موجود در اطراف از تنوع چندانی برخوردار نمی‌باشد ولی به دلیل موقعیت خاص تکتونیک و زمین‌ساخت این بخش از البرز منطقه‌ای پیچیده و فعال از منظر ساختاری و تکتونیک محسوب می‌گردد.

- فراوان‌ترین انواع سنگ منطقه مورد مطالعه آبرفت‌های کواترنری و رخساره‌های پیروکلاستیک (آذرآواری) و سنگ‌های ولکانیکی است. به جز رسوبات کواترنری سایر سنگ‌های منطقه مربوط به سازند کرج می‌باشد. اما به طور کلی می‌توان بیان کرد که جزء اصلی سنگ‌های منطقه توف‌ها می‌باشند که در بسیاری از موارد در اثر فرسایش رسوبات غالب منطقه را تشکیل می‌دهند.

- چین‌خوردگی در منطقه مورد مطالعه در انواع سنگ‌های دیده می‌شود اما فراوانی قابل‌ملاحظه‌ای در نزدیکی مسیر ریل خط آهن ندارد. بیشترین نوع چین در منطقه از انواع ایستاده تا خوابیده و جناغی و مایل می‌باشد که در سنگ‌های ولکانیکی و توف‌ها فراوان‌تر دیده می‌شود. اغلب چین‌ها دارای امتداد خط محوری شرقی-غربی یا شمال غرب-جنوب شرقی می‌باشند.

- به طور کلی فراوان‌ترین گسل‌های منطقه از انواع تراستی و تراستی با مؤلفه چپ‌گرد می‌باشند. گسل‌های چپ‌گرد با مؤلفه معکوس و راست‌لغز نیز در رده‌های بعدی قرار دارند. به ندرت در منطقه گسل‌های مشکوک به نرمال به صورت محلی و یا راست‌لغز راست‌گرد دیده می‌شود و غالباً دارای روند شرقی-غربی و شمال غربی-جنوب شرقی هستند. همچنین شیب گسل‌ها غالباً به سمت جنوب و جنوب غرب است.

= هیچ گونه الگوی خاصی در شکستگی‌های منطقه نمی‌توان مشاهده کرد. این نه تنها در مقیاس منطقه چنین است، حتی در مقیاس‌های کوچک و محلی نیز از این ویژگی (عدم امکان تعیین الگو) برخوردار است. شکستگی‌ها و به خصوص فراوانی آنها به شدت تحت کنترل لیتولوژی است. در سنگ‌های ولکانیکی شکستگی‌های ممتد با بلوک‌های بزرگ دیده می‌شود، درحالی که در سنگ‌های آذرآواری و رسوبی اغلب شکستگی‌ها ریزمقیاس بوده و کل توده به صورت یکنواخت خرد شده است. در همه منطقه که



شکستگی وجود دارد، خطر جریان‌های واریزه هست، اما در مناطق گسله و به ویژه زون‌های برخوردی گسلی به شدت خورد شدگی دیده می‌شود و ناپایداری شدید سنگ‌ها به وضوح قابل مشاهده است.

- نکته بسیار حائز اهمیت که هم در بحث چین‌ها و هم در بحث گسل‌ها روی آن تأکید شد، تأثیرپذیری رسوبات کواترنری و عهد حاضر از تنش منطقه است. ساخت‌های موجود در این رسوبات نه چندان سخت شده حاکی از فعالیت شدید تکتونیک در حال حاضر در منطقه مورد مطالعه است.

منابع :

- [۱] آقائاتی، س.ع. ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- [۲] الیاس زاده رامین، محجل محمد، فراهانی بهزاد، جعفری سیده راضیه، ۱۳۹۱. سازوکار گسل جوان البرز (منطقه شمالی قم)، شاهدی بر انتقال وارون شدگی گسل‌های پهنه البرز مرکزی-باختری به گسل‌های هم راستای آنها در جنوب این پهنه. فصلنامه علوم زمین، ۲۱ (۸۳)، ۱۳-۲۲.
- [۳] حسین مردی، زهره، منوچهر قرشی، محمدرضا قاسمی، مرتضی طالبیان، ۱۳۹۱، بررسی درزه‌های موجود بر روی چین مرتبط با گسلش در شمال اشتهارد. فصلنامه علوم زمین، ۲۱ (۸۴)، ۱۵۳-۱۶۰.
- [4] Alavi M (1996). Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. *J Geodyn* 21: 1-33.
- [5] Axen, G.J., Lam, P.J., Grove, M., Stockli, D.F., and Hassanzadeh, J., 2001, Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics: *Geology*, v. 29, p. 559-562.
- [6] Farrokhnia, A.R., Pirasteh, S., Pourkermani, M. and Arian. (2011) Geo information technology for mass wasting hazard zonation: central Alborz Iran. *Disaster Advances*.
- [7] Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M., and Sabouri, J., 2006, Inversion tectonics in central Alborz, Iran: *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 2023-2037.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



برآورد نرخ گشتاور زمین‌شناسی در پهنه فارس

صدیقه مهدی پور

دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران

maedehmehdipour71@yahoo.com

سعید زارعی*

استادیار گروه ژئوفیزیک، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران

szarei@pgu.ac.ir

سیدرضا منصوری

استادیار گروه ژئوفیزیک، دانشگاه خلیج فارس، بوشهر، ایران

s.r.mansouri@pgu.ac.ir

چکیده

نرخ گشتاور زمین‌شناسی یک روش نوین در برآورد پتانسیل لرزه‌ای و فعالیت تکتونیکی یک منطقه به شمار می‌رود. در اینجا، پهنه فارس به عنوان یک منطقه فعال از لحاظ لرزه خیزی مورد بررسی قرار گرفته است. نرخ گشتاور زمین‌شناسی در منطقه با استفاده از ویژگی‌های هندسی گسله‌های اصلی که در سطح رخنمون دارند همانند طول گسل، شیب گسل، نرخ لغزش گسل و ضخامت لرزه‌زا در منطقه، برآورد شده است. با وجود عدم برخی اطلاعات در مورد گسله‌ها، نرخ گشتاور زمین‌شناسی در منطقه 1.423×10^{16} Nm/yr تخمین زده شده است. پهنه زمین‌ساختی فارس بر اساس ویژگی‌های تکتونیکی و رسوب‌شناسی به سه بخش فارس ساحلی، فارس نزدیک به ساحل و فارس داخلی تقسیم می‌شود. براساس مطالعات انجام شده پتانسیل لرزه‌ای در بخش فارس نزدیک به ساحل بیشتر از فارس داخلی و فارس ساحلی می‌باشد. جایی که گسل‌های مهمی مثل کازرون وجود دارند.

کلمات کلیدی: پهنه فارس، نرخ گشتاور زمین‌شناسی، انرژی، پتانسیل لرزه خیزی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Estimation of Geological moment rate in fars Structural zone

Sedigheh Mehdipour

MSc.Student, department of geophysics, Persian Gulf University, Boushehr. Iran
maedehmehdipour71@yahoo.com

Saeed Zarei *

Assistant Professor, department of geophysics, Persian Gulf University, Boushehr. Iran
szarei@pgu.ac.ir

Reza Mansouri

Assistant Professor, department of geophysics, Persian Gulf University, Boushehr. Iran
s.r.mansouri@pgu.ac.ir

Abstract

Geological moment rate is a new method in seismic potential waterway and tectonic activity of a region. Here, the fars zone as a study area has been considered as another seismic activity. The geological moment rate in the region has been estimated using the geometric characteristics of the main faults at the outcrop surface, the same fault length, fault slope, fault slip rate and seismic thickness in the region. Despite the lack of some information on faults, the geological torque rate in the region is estimated at $142.29825 * 10^{14} \text{ Nm / yr}$. Fars structural Zone, based on tectonic and sedimentological features, is divided into three parts: coastal Fars, subcoastal Fars and interior Fars. According to this study, the seismic potential in the subcoastal Fars section is approximately higher than the coastal and the interior Fars. Where there are important faults like Kazeroun and Lar Faults.

Keywords: Fars zone, geological moment rate, energy, seismic potential

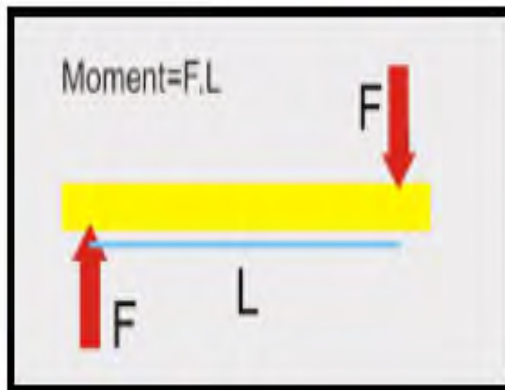


۱- مقدمه

برآورد نرخ گشتاوریکی از روش‌های بررسی میزان انرژی در سامانه‌های زمین‌شناسی است و با اندازه‌گیری آن می‌توان مقدار انرژی صرف شده در یک سیستم را بدست آورد. هنگام رخداد زمین لرزه‌ها، در امتداد سطح گسل برش اتفاق می‌افتد که عامل ایجاد این برش، دو نیروی مساوی و در خلاف جهت یکدیگر هستند که اصطلاحاً زوج نیرو نامیده می‌شوند. این زوج نیرو سبب ایجاد گشتاور در سطح گسل می‌شوند. با اندازه‌گیری این گشتاور که با توجه به خصوصیات هندسی گسله همانند طول، شیب و میزان لغزش بر روی گسله برآورد می‌شود می‌توان مقدار انرژی آزاد شده در هنگام رخداد زمین لرزه را اندازه‌گیری کرد. این گشتاور اندازه‌گیری شده، گشتاور لرزه‌ای (seismic moment) و بزرگایی که براساس آن بدست می‌آید بزرگای گشتاوری (Moment magnitude) است که با علامت اختصار (MW) نشان داده می‌شوند. علاوه بر این که هدف ما در این مقاله است با توجه به نرخ لغزش گسله‌ها و ویژگی‌های زمین‌شناسی آنها و ضخامت لایه لرزه‌زا در منطقه می‌توان نرخ گشتاور یا توان بالقوه گسله‌های منطقه را در آزاد کردن انرژی الاستیکی ذخیره شده در پوسته بدست آورد. این مطالعات بر پایه مطالعاتی است که توسط [4] در جهت برآورد نرخ گشتاور به روش‌های زمین‌شناسی، زمین لرزه‌ای و ژئودتیکی و مقایسه آنها با یکدیگر برای ایالات متحده آمریکا و همچنین اروپا انجام شده است. بعلاوه تحقیق مشابهی توسط [6] برای ایالت زمین‌شناختی Basin&Range آمریکا صورت گرفته است. در ایران اسدی سرشار (۱۳۸۹) برای البرز مرکزی و زارعی (۱۳۹۶) برای منطقه لوت مطالعات مشابهی را انجام داده اند [2] [1].

۱-۱- مفهوم گشتاور

در دینامیک دورانی، گشتاور نیرویی است که مقدار حرکت زاویه‌ای یک سامانه را تغییر می‌دهد و به صورت حاصل ضرب نیرو در فاصله از مرکز چرخش بیان می‌شود. دیمانسیون یا ابعاد فیزیکی گشتاور نیرو \times فاصله است و بر حسب واحدهای اصلی سیستم متریک به صورت ML^2T^{-2} (M, L, T) به ترتیب ابعاد فیزیکی جرم، طول و زمان هستند) بیان می‌شود. واحد گشتاور در سیستم متریک (SI)، نیوتن متر (Nm) یا ژول (J) و در سیستم CGS، دین سانتی متر (dyne-cm) می‌باشد. گشتاور از نظر واحد اندازه‌گیری و ابعاد فیزیکی معادل کار و انرژی است بنابراین با اندازه‌گیری گشتاور می‌توان مقدار انرژی را در یک سیستم تعیین کرد. شکل (۱) این مفهوم را به خوبی نشان می‌دهد. در این شکل بازوی گشتاور فاصله میان دو نیرو می‌باشد.



شکل ۱: دو نیروی مساوی و در خلاف جهت هم (F) در فاصله (L) از یکدیگر میله را تحت گشتاور (FL) می‌چرخاند.



۱-۲- نرخ گشتاور زمین‌شناسی

ارزیابی پتانسیل زمین لرزه ای بر اساس گسل‌ها، تاریخچه ای طولانی دارد. نرخ گشتاور زمین‌شناسی که با توجه به خصوصیات فیزیکی گسل‌های منطقه بدست می‌آید، میزان توانایی گسل‌های منطقه را در فعالیتهای تکتونیکی و زمین لرزه ای نشان می‌دهد.

برآوردهای نرخ گشتاور تنها بر اساس داده‌های زمین‌شناسی با نتایجی که از روش‌های ژئودتیکی و لرزه ای به دست می‌آید متفاوت است به دلیل آنکه تنها آن مکان‌هایی که دارای یک گسل مشخص هستند پتانسیل لرزه ای دارند. بنابراین این روش به یک دسته مشخص از گسل‌ها نیازمند است و فقط گسل‌های شناخته شده را در برمی‌گیرد. این روش نسبت به دو روش دیگر (ژئودتیکی و لرزه ای) محدوده زمانی طولانی تری از تاریخ زمین‌شناسی را در برمی‌گیرد. برای برآورد نرخ گشتاور زمین‌شناسی دقیق در یک منطقه باید داده‌های زمین‌شناسی کافی در مورد گسل‌های منطقه وجود داشته باشد. البته می‌دانیم که در هیچ کجای دنیا داده‌های زمین‌شناسی کافی و دقیق در مورد گسل‌ها وجود ندارد و با توجه به اینکه برخی گسل‌ها زیرسطحی و ناشناخته یا مدفون در عمق هستند، به طور معمول نرخ گشتاور زمین‌شناسی دقیقی را ارائه نمی‌کنند و این امر موجب بروز اختلافاتی نسبت به دو روش لرزه ای و ژئودتیک می‌شود که طبیعی است. و کم و بیش در همه‌ی مناطق جهان بدلیل ناقص بودن کاتالوگ‌های گسلی و اطلاعات زمین‌شناسی در مورد گسله‌ها بویژه مقدار نرخ لغزش آنها، برآورد گشتاور زمین‌شناسی بطور نسبی با خطای بیشتری همراه خواهد بود. اما به هر حال برآورد نرخ گشتاور زمین‌شناسی نسبت به دو روش دیگر مزیت‌هایی دارد که عبارتند از:

- در نقشه پتانسیل لرزه‌ای که بر این اساس بدست می‌آید پتانسیل لرزه‌ای نزدیک گسل‌های شناخته شده قرار می‌گیرد.
 - با روش‌های قدیمی تحلیل خطر لرزه‌ای تطابق خوبی نشان می‌دهد.
 - این روش محدوده زمانی بسیار طولانی از تاریخچه زمین‌شناسی را شامل می‌شود و محدودیت زمانی روش‌های ژئوفیزیکی و ژئودتیکی را ندارد.
- از معایب این روش می‌توان به عدم توانایی زمین‌شناسان در تعیین تمام موقعیتهای گسلی، نرخ‌های لغزش و نوع وضعیت گسیختگی اشاره کرد.

۲- زمین ساخت منطقه

پهنه فارس از نگاه جغرافیایی، به دو بخش فارس داخلی (Interior fars) و فارس بیرونی (External fars) تقسیم می‌شود. فارس بیرونی به دو زیر پهنه کوچکتر به نام فارس ساحلی (Coastal fars) و فارس نزدیک به ساحل (sub-coastal fars) تقسیم می‌شود. بسیاری از زمین‌شناسان، فارس را گستره واقع در میان دو گسل کازرون در باختر و گسل میناب در خاور می‌دانند. ولی، مطیعی (۱۳۷۲) [3]، ویژگی‌های زمین‌شناسی بخش خاوری فارس را متفاوت می‌داند و به آن پس خشکی بندرعباس نام داده است، بدین سان مرز باختری پهنه فارس با زون گسلی کازرون بسته می‌شود و مرز خاوری آن خطی فرضی است که از



حوالی بندر نخیلو آغاز و نزدیک کوه فینو، شمال بندرعباس، تا راندگی اصلی زاگرس ادامه می‌یابد. مرز شمالی فارس، زون راندگی‌ها و مرز جنوبی آن، خط ساحلی خلیج فارس است. مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شناختی پهنه فارس عبارتند از: -تاق‌دیس‌ها جهت یافتگی گوناگون، E-W، NW-SE و حتی NE-SW، دارند. تغییر روند ساختارها نتیجه عملکرد گسل‌های پی‌سنگ و یا چرخش بردار حرکت صفحه عربی نسبت به صفحه ایران است. - فارس از نواحی گازخیز و مشهور است.

- الگوی چین‌خوردگی پهنه فارس بیشتر از نوع هم‌مرکز است که سطوح جدایش زیرین آن در نمک‌های هرمز و سطوح جدایش فرعی و درون‌سازندی آن در سازندهای تبخیری دشتک، شیل‌پابده و گورپی هستند. شکل ۱ نقشه گسل‌های و تقسیم‌بندی لرزه‌زمین‌ساختی را نشان می‌دهد.

۳- روش تحقیق

برای به دست آوردن نرخ گشتاور لرزه‌ای از طریق زمین‌شناسی به داده‌هایی همچون طول گسل، شیب گسل، نرخ لغزش و ضخامت لایه لرزه‌زا منطقه نیازمند هستیم. اگر ضخامت لایه لرزه‌زا در منطقه ثابت باشد نرخ گشتاور لرزه‌ای از طریق فرمول زیر محاسبه می‌شود [4]:

$$\dot{M} = \mu \Sigma (L_i H_S \dot{S}_i / \cos \delta_i)$$

μ ضریب برشی، L_i طول گسل، \dot{S}_i نرخ لغزش گسل، δ_i شیب گسل و H_S ضخامت لایه لرزه‌زای منطقه است. ضریب برشی برای سنگ‌های موجود در پوسته زمین $3 \times 10^{10} \text{ Nm}^{-2}$ یا $3 \times 10^{11} \text{ dynecm}^{-2}$ می‌باشد. اگر پهنای فروشیبی (down dip) هریک از گسل‌ها به صورت مجزا مشخص باشد می‌توان از معادله زیر استفاده کرد.

$$\dot{M} = \mu \Sigma (L_i \dot{S}_i W_i^{DD})$$

W^{DD} پهنای فروشیبی گسل (down dip fault) است. پهنای فروشیبی گسیختگی از یک منطقه خوب تعریف شده از پراکندگی عمقی پس لرزه‌ها برآورد می‌شود [5]، در غیر این صورت از ضخامت منطقه لرزه‌زا یا عمق کانون ژرفی زمین لرزه‌ها و شیب صفحه گسلی به دست می‌آید. نسبت ضخامت لرزه‌ای به شیب گسله در واقع معادل با پهنای فروشیبی گسل (W^{DD}) است.

برای برخی از گسله‌ها مقدار شیب گسل در منابع مختلف ذکر نشده و در صحرا هم بدلیل عدم دسترسی به رخنمون مناسب از سطح گسل، قابل اندازه‌گیری نمی‌باشد، بنابراین و بر اساس قرار داد مقدار شیب برای گسل‌های نرمال 60° ، برای گسل‌های معکوس و راندگی 30° و برای گسل‌های امتداد لغز 90° فرض می‌شود. طول گسل نیز در روی نقشه و با توجه به مقیاس آن قابل اندازه‌گیری است. مقدار طول برخی از گسله ممکن است در منابع مختلف به صورت متفاوتی ذکر شده باشد که این به دلیل عدم تشخیص قطعی نقاط ابتدا و انتهای گسل‌ها توسط پژوهشگران مختلف است. در مورد برخی از گسله با توجه به طول بسیار زیاد آنها نیاز به قطعه‌بندی طول گسله است.



۴- نتایج و بحث

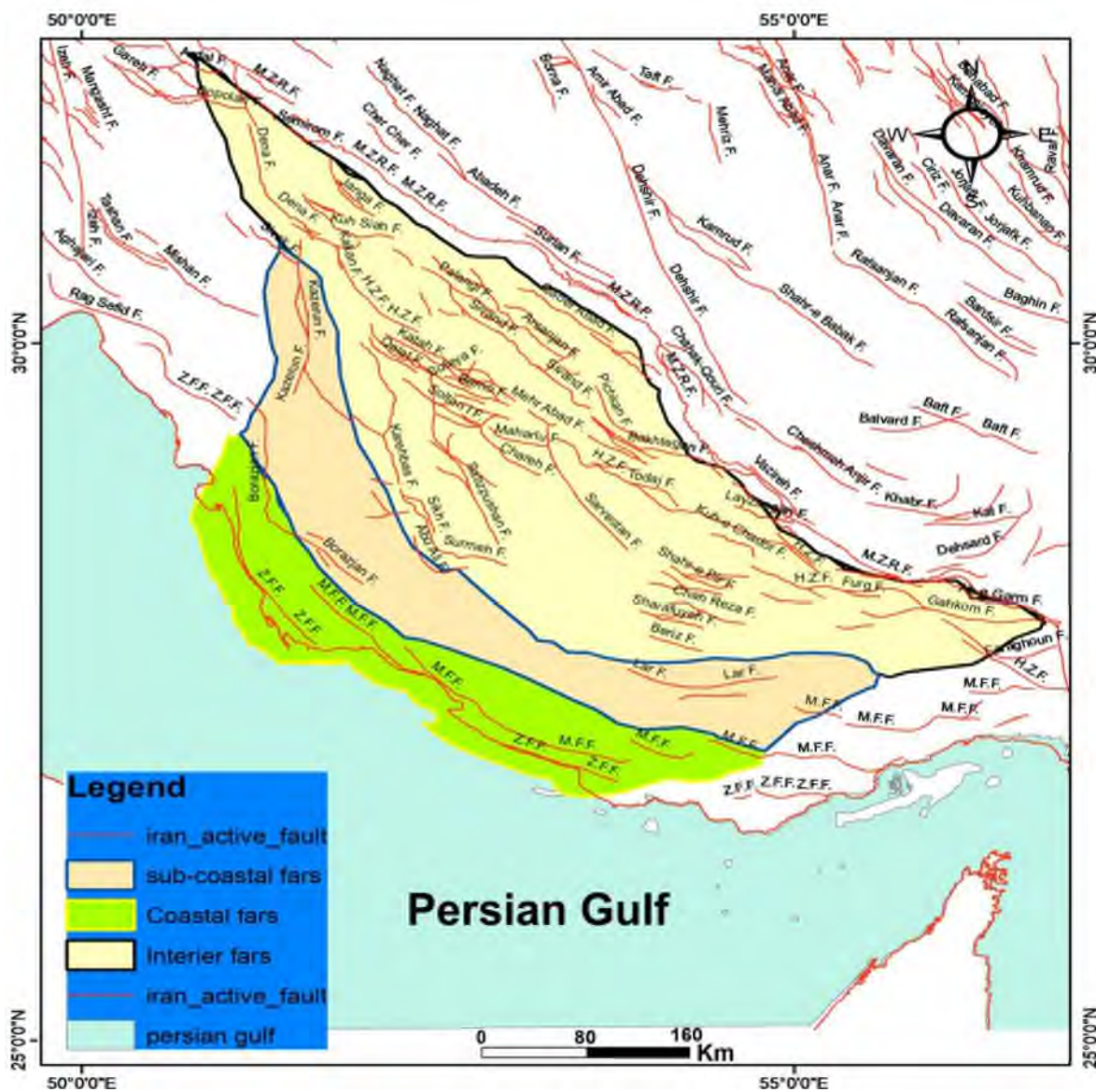
۴-۱- نرخ گشتاور زمین‌شناسی منطقه

نرخ گشتاور زمین‌شناسی با توجه به داده‌های گسلی و ضخامت لایه لرزه‌زا در منطقه بدست می‌آید. مقادیر بدست آمده نشان دهنده میزان پتانسیل و توانایی گسله‌ها برای آزاد کردن انرژی الاستیک ذخیره شده است. با وجود مطالعات زیاد که تا به امروز صورت گرفته است هنوز نواقص داده‌ای و خطا وجود دارد که می‌توانند سبب بروز اشکالاتی در برآورد گشتاور زمین‌شناسی گردد. در این منطقه مطالعات انجام شده بر روی گسل‌های دنا، سبزپوشان و کره بس که مربوط به بخش فارس داخلی (طبق شکل ۱، فارس ۱) می‌باشد. و میزان نرخ لغزش بر روی این گسله‌ها به ترتیب ۳ mm/yr ، ۲ mm/yr و ۲ mm/yr برآورد شده است [8]. نرخ لغزش برای گسل‌های کازرون و لار که مرتبط به بخش فارس بیرونی، فارس نزدیک به ساحل (طبق شکل ۱، فارس ۲)، به ترتیب ۲,۴۸ mm/yr برآورد شده است [7]. و برای گسل لار ۲ mm/yr از نقشه لرزه زمین‌ساخت ایران برآورد شده است. و این کمیت برای گسل برازجان بخش فارس ساحلی (طبق شکل ۱، فارس ۳) ۰,۶۷ mm/yr برآورد شده است [7]. شکل (۱) نقشه گسل‌های بنیادی و اصلی منطقه را نشان می‌دهد. اگر منطقه مورد بررسی به سه بخش فارس داخلی، فارس ساحلی و فارس نزدیک به ساحل تقسیم شود، مقدار نرخ گشتاور زمین‌شناسی برای هر بخش به این صورت خواهد بود.

برای بخش فارس داخلی با توجه به گسل‌های دنا، سبزپوشان و کره بس نرخ گشتاور زمین‌شناسی برابر 10^{14} Nm/yr * ۱۱,۳۰۰۸ برآورد شده است. در بخش فارس بیرونی، فارس نزدیک به ساحل با توجه به گسل‌های کازرون و لار این مقدار برابر 10^{14} Nm/yr * ۱۰۷,۴۰۶۰۷ و برای بخش فارس ساحلی مقدار گشتاور 10^{13} Nm/yr * 2.35921 تعیین شده است.

جدول ۱: مشخصات گسلی و نرخ گشتاور زمین‌شناسی گسله‌های با نرخ لغزش معین در منطقه مورد مطالعه.

نرخ گشتاور زمین‌شناسی	شیب گسل	نرخ لغزش	ضخامت لایه لرزه‌زا	ضریب سختی	طول گسل (km)	نام گسل
2.35921E+13	43	0.67	11	۳,۰۰E+10	78	برازجان
7.57527E+14	83	2.48	۱۱	۳,۰۰E+10	112	کازرون
4.02907E+14	75	3	۱۱	۳,۰۰E+10	105	دنا
2.48696E+14	78	2	۱۱	۳,۰۰E+10	78	سبزپوشان
9.98308E+13	۴۵	۲	۱۱	۳,۰۰E+10	۱۰۶,۹۴	لار
4.78405E+14	۸۰	۲	۱۱	۳,۰۰E+10	۱۲۵,۴	کره بس



شکل ۱: نقشه گسل‌های بنیادی په‌نه فارس شامل فارس داخلی (Interior fars)، فارس بیرونی، فارس نزدیک به ساحل (sub-coastal fars) و فارس ساحلی (Coastal fars) می‌باشد.

۵- نتیجه گیری

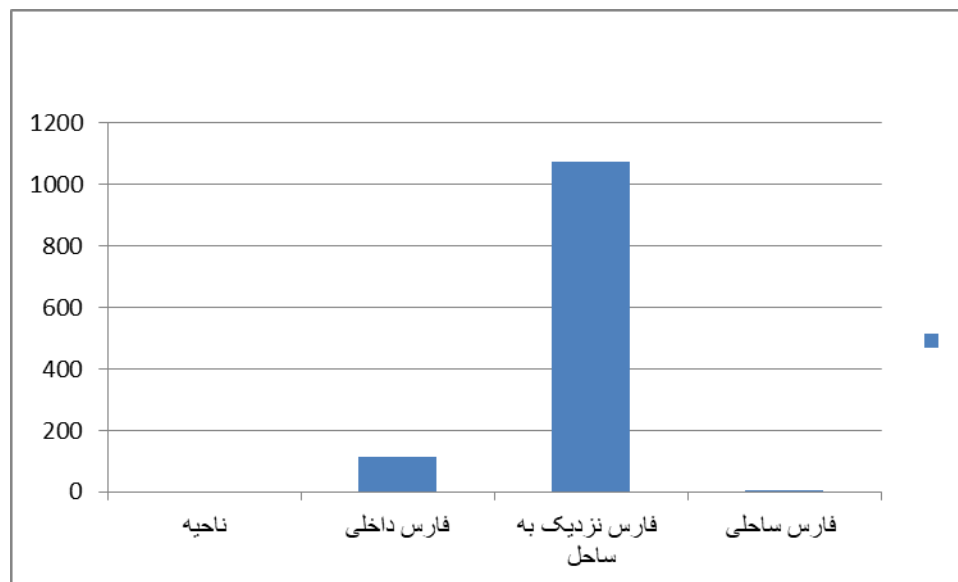
نرخ گشتاور زمین‌شناسی نشان دهنده توان بالقوه گسله‌های منطقه برای آزاد نمودن انرژی الاستیکی است که در آنها ذخیره شده است. بیشترین میزان نرخ گشتاور زمین‌شناسی و یا به عبارتی انرژی ذخیره شده در بخش فارس بیرونی، فارس نزدیک به ساحل و



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



کمترین میزان آن در بخش فارس ساحلی خواهد بود (شکل ۲). بر همین اساس احتمال خطر لرزه‌ای در بخش فارس نزدیک به ساحل بیش از بخش‌های دیگر است.



شکل ۲: تغییرات نرخ گشتاور زمین‌شناسی در پهنه فارس.

منابع

- [۱] اسدی سرشار، مریم، (۱۳۸۷): مقایسه نرخ گشتاورهای لرزه‌ای، زمین‌شناسی و ژئودتیک در البرز مرکزی، سال نوزدهم، شماره ۷۵.
- [۲] زارعی سعید، خطیب محمد مهدی. زارع مهدی. موسوی سید مرتضی (۱۳۹۶): ارزیابی توان لرزه‌خیزی پهنه لوت با مقایسه نرخ گشتاورهای ژئودتیک، لرزه‌ای و زمین‌شناسی. مجله علوم و مهندسی زلزله.
- [۳] مطیعی، همایون، ۱۳۷۴، زمین‌شناسی ایران: زمین‌شناسی نفت زاگرس. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [4] Ward S.N. 1998: On the consistency of earthquake rates, geological fault data, and space geodetic strain: the United States. *Geophys. Jour. Int.* **134**: 172-187
- [5] Wells D.L., Coppersmith K.J. 1994: Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismo. Soc. Am.* **84**: 974-1002.
- [6] Pancha, A. Anderson, J. G. Kreemer, C. (2006) Comparison of seismic and geodetic scalar moment rates across the Basin and Range province: *Bull seismo soc Am* 96, 11-32
- [7] Khodaverdian, A., H. Zafarani, and M. Rahimian (2015), Long term fault slip rates, distributed deformation rates and forecast of seismicity in the Iranian Plateau, *Tectonics*, 34, 2190–2220, doi:10.1002/2014TC003796.
- [8] Walpersdorf, A., Hatzfeld, D., Nankali, H., Tavakoli, F., Nilforoushan, F., Tatar, M., Vernant, P., Chery, J. & Masson, F., 2006. Difference in the GPS deformation pattern.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



مطالعه تنش و آهنگ کرنش در منطقه البرز با استفاده از سازوکار کانونی زمین لرزه ها

شاهرخ پوربیرانوند*

استادیار پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

beyranvand@iiees.ac.ir

محمد طالبی

دکترای زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

m.talebi@iiees.ac.ir

روح‌اله مداحی زاده

دکترای زلزله‌شناسی، پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

rohmad.2006@gmail.com

چکیده

نحوه اعمال نیروهای تکتونیکی به مناطق مختلف ایران و چگونگی توزیع تنش و کرنش بین ساختارهای زمین‌شناسی آن، موجب ایجاد حرکت‌های مختلف راندگی و راستالغز شده است. در مطالعه حاضر راستاهای اصلی تنش و آهنگ کرنش در محدوده البرز مرکزی با هدف مطالعه ژئودینامیک منطقه، مورد بررسی قرار گرفته است. برای انجام این مطالعه، از حدود ۲۰۰ ساز و کار کانونی حل شده برای زمین لرزه‌های رخ داده در منطقه، در قالب ۱۳ خوشه لرزه‌ای استفاده شده است. راستاهای اصلی تانسور آهنگ کرنش در البرز تغییرات زیادی را نشان می‌دهند. این تغییرات به طور کلی و با چشم‌پوشی از چند استثنا با روند کلی ۷ شکل و متقاطع گسلها در منطقه مطابقت خوبی را نشان می‌دهد. این در حالیست که اگرچه راستاهای تنش نیز در منطقه البرز تغییرات قابل توجهی را نشان می‌دهند، اما این تغییرات کمتر از تغییرات راستاهای آهنگ کرنش بوده و ضمناً مشابهتی با روند ۷ شکل گسلهای منطقه نشان نمی‌دهد. در مورد تفسیر مشاهدات صورت گرفته باید به این نکته اشاره کرد که محورهای آهنگ کرنش به دست آمده از مطالعه سازوکارهای کانونی زمین لرزه‌ها بیانگر چگونگی تغییر شکل در گستره مورد مطالعه هستند. طبیعی است که این تغییر شکل در راستای گسلهای از پیش موجود اتفاق می‌افتد. از سوی دیگر راستای تنش بیشینه افقی اعمال شده لزوماً ارتباطی به گسل‌های از پیش موجود در منطقه ندارد لذا از روند یاد شده تبعیت نمی‌نماید. از مقایسه این دو راستا در منطقه می‌توان به مطالعه پدیده افزایش دگرشکلی پرداخت. به این معنی که در مناطقی که راستاهای تنش و آهنگ کرنش مطابق بر هم باشند دگرشکلی به صورت هم‌محور اتفاق می‌افتد و در مناطقی که این هماهنگی وجود نداشته باشد پدیده افزایش دگرشکلی رخ می‌دهد.

کلمات کلیدی: آهنگ کرنش، البرز، تنش، زمین لرزه، سازوکار کانونی، وارون سازی.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Study of stress and strain rate in the Alborz region by using the focal mechanism of earthquakes

Shahrokh Pourbeyranvand*

Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran
beyranvand@iiees.ac.ir

Mohammad Talebi

Ph.D. researcher, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran
m.talebi@iiees.ac.ir

Rohollah Madahizadeh

Ph.D. researcher, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran
rohmad.2006@gmail.com

Abstract

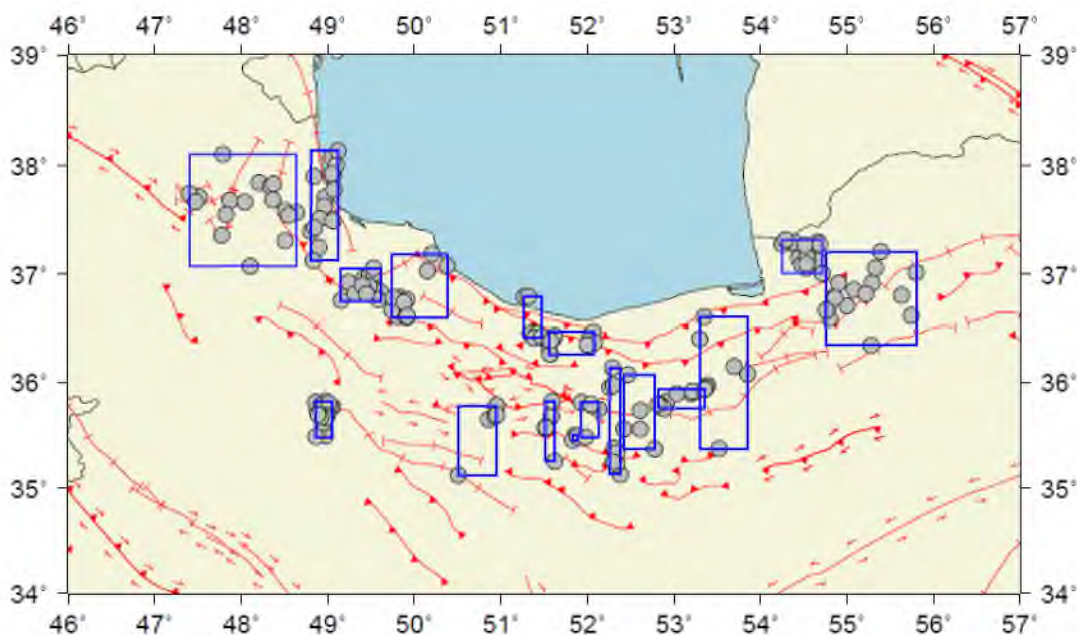
How tectonic forces are applied to different Iran regions and how stress and strain are distributed between its geological structures have caused thrust and strike-slip movements in Iran's different areas. In the present study, the principal axes of stress and strain rate in the Alborz area were investigated to study the region's geodynamics. For this purpose, about 200 focal mechanisms solved for earthquakes in the region in 13 seismic clusters were used. The principal axes of strain rate tensor in Alborz show many changes. In general, except for a few cases, these changes indicate a good agreement with the general trend of V-shaped, intersecting faults in the region. However, although the Alborz region's stress directions show significant changes, these changes are less severe than the differences in strain rate directions. They do not show similarity with the V-shaped trend of faults in the region. Regarding the interpretation of the observations, it should be noted that the axes of strain rate obtained from the study of the focal mechanisms of earthquakes indicate how the deformation takes place in the study area. Obviously, this deformation occurs in the direction of a pre-existing fault. On the other hand, the direction of maximum horizontal stress applied is not necessarily related to pre-existing faults in the region, so it does not follow the mentioned trend. By comparing these two directions in the region, we can study the phenomenon of deformation partitioning. In areas where the stress directions and the strain rate are consistent, deformation occurs in a coaxial manner; otherwise, the deformation phenomenon occurs.

Keywords: earthquake, focal mechanism, inversion, stress, strain rate.



۱. مقدمه

تکتونیک ایالت لرزه زمین ساخت البرز یک تکتونیک نسبتاً جوان و پیوسته فعال بوده و اکنون نیز فعالیت آن ادامه دارد (ریتز و همکاران، ۲۰۰۶) و از نظر زمین‌شناسی، مرز جنوبی ندارد و برعکس شدت کوهزایی‌ها بسوی جنوب افزایش یافته است. پایه و اساس ریخت کنونی البرز در یک فاز بالا آمدگی پلیستوسن ریخته شده و این فاز است که شرایط را برای ایجاد روراندگی‌ها فراهم آورده است. همچنین، تفاوت‌های ساختاری در البرز به گونه‌ای است که برای البرز جنوبی، روراندگی‌ها عمدتاً بسوی شمال بوده و در البرز شمالی شیب گسلها غالباً بسوی جنوب است. بر پایه نتایج مطالعه پیشین، می‌توان بیان داشت که تغییر شکل محدوده البرز مرکزی در حدود ۵ میلیمتر در سال است که بین بلوک ایران مرکزی و اوراسیا و نیز منطقه خزر جنوبی روی می‌دهد. تغییر شکل درونی البرز نیز همسو با فعالیت سازوکارهای راندگی و راستالغز چپگرد ظاهر می‌شود (مثلاً نظری و همکاران، ۲۰۰۷). در هر حال، بطور کلی می‌توان بیان داشت که نیروهای تکتونیکی حاکم بر پهنه ایران زمین حاصل از دو بردار اصلی تنش وارده از سوی صفحه عربی و صفحه هند است. نحوه اعمال نیروهای مذکور به پهنه‌های ساختاری ایران و چگونگی توزیع کرنش بین بلوکهای ساختاری موجب ایجاد حرکت‌های راندگی و راستالغزی شده است. در مطالعه حاضر چگونگی اعمال بردارهای تنش و جهت‌های کوتاه‌شدگی در محدوده البرز مرکزی با هدف بررسی مطالعه ژئودینامیک منطقه، مورد بررسی قرار گرفته است. برای انجام این مطالعه، از حدود ۲۰۰ ساز و کار کانونی حل شده برای زلزله‌های رخ داده در منطقه، در قالب ۱۳ خوشه لرزه‌ای استفاده شده است (شکل ۱).



شکل ۱- موقعیت خوشه‌های لرزه‌ای در نظر گرفته شده در این مطالعه همراه با نمایش رومرکز زمین لرزه‌های درون آنها و گسل‌های منطقه



۲. روش شناسی

۲-۱. اندازه گیری جهت های کوتاه شدگی

کرنش آزاد شده در یک پهنه می تواند ناشی از پدیده های الاستیکی (مانند زمین لرزه ها) و پدیده های غیر الاستیکی (غیر لرزه ای) و یا هر دو باشد. در هر حال، رفتار مواد پوسته را می توان با استفاده از تئوری کرنش های بی نهایت کوچک تفسیر نمود. روش های متعددی برای اندازه گیری کرنش پوسته وجود دارند که به دو گروه روش های مستقیم و غیر مستقیم تقسیم می شوند. روش های مستقیم اندازه گیری کرنش می توان به کمک ابزارهایی نظیر سیستم تعیین موقعیت جهانی (GPS) انجام داد.

اندازه گیری کرنش با استفاده از شواهد سطح زمین و تغییر شکل اجسام با هندسه معین از نوع روش های غیر مستقیم است. یکی از انواع این روش ها که در مطالعه مناطق میان صفحه ای از اهمیت بالایی برخوردار است، روش لرزه ای است. وجود چشمه های لرزه زا در این مناطق، نقش عمده ای در انباشتگی و آزاد سازی کرنش الاستیک ایفا می کند. به این صورت که طی ده ها، صد ها و هزاران سال، کرنش در حجم معینی از سنگ های پوسته تجمع یافته و در شرایطی که از تحمل این سنگ ها فراتر رود به یکباره و در طی یک زمان کوتاه این کرنش تجمع یافته آزاد می شود. کاسترو (۱۹۷۴) نشان داد که کرنش متقارن درون حجم لرزه زای V ناشی از وقوع تعدادی زمین لرزه، با مجموع تانسور های گشتاور تمامی آن زمین لرزه ها که در مدت T در این حجم رخ داده اند متناسب است به طوری که:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2\mu\nu} \sum_k M_{ij}^k \quad (1)$$

که در آن M_{ij} تانسور گشتاور متقارن $M_{ij} = M_0 (n_i d_j + n_j d_i)$ زمین لرزه ها است. n بردار عمود بر صفحه گسل و d بردار لغزش روی صفحه گسل است.

در هر حال، هر یک از مولفه های تانسور کرنش آزاد شده، بیانگر جنبه ای از دگر شکلی لرزه ای است که بخشی از دگر شکلی پوسته را تشکیل می دهد. در شکل ۲ نتایج مربوط به تحلیل صورت گرفته شده، به صورت بردارهایی نمایش داده شده اند که جهت های کوتاه شدگی را در خوشه های مختلف لرزه ای بیان می نمایند.

۲-۲. اندازه گیری جهت تنش بیشینه افقی

اصول اولیه لغزش بر روی یک گسل با جهت گیری دلخواه در یک میدان تنش توسط والاس (والاس، ۱۹۵۱) و بات (بات، ۱۹۵۹) فرمول نویسی شد. بات همچنین پیشنهاد داد که لغزش بر روی هر صفحه گسل در امتداد تنش برشی به دست آمده بیشینه اتفاق می افتد (معیار بات) و نشان داد که جهت تنش برشی به جهت صفحه گسل در میدان تنش و بزرگای نسبی تنش متوسط R بستگی دارد ولی به بزرگای واقعی تنشهای اصلی وابسته نیست. بات پیشنهاد داد که معادلات او می تواند برای تعیین راستاهای تنش و R مورد استفاده قرار گیرد. کری و برونیر (کری و برونیر، ۱۹۷۴) این



فرض را که حرکت نشان داده شده توسط تمام شیارها (striae) توسط یک تانسور مشترک منفرد ایجاد شده است اضافه کردند. تحلیل آنها توسط تعدادی از مولفین (آنجلیه، ۱۹۷۹) و (مایکل، ۱۹۸۴) توسعه داده شد و بسط یافت. وارون‌سازی اندازه‌گیری‌های صفحه‌گسل بدون محدودیت‌های دیگر غیر از همگن بودن تنش و معیار بات فرایندی به شدت غیر خطی است. مقالات مورد اشاره در بالا گستره متفاوتی از تکنیک‌های عددی را برای وارون‌سازی تنش استفاده نمودند و برخی فرضیاتی را برای خطی کردن مساله در روش خود اضافه می‌کنند. خطی کردن مساله با این فرض که بزرگ‌گای تنش برشی بر روی تمام گسل‌های ضعیف مشابه هستند انجام گردید (مایکل، ۱۹۸۴). تمام این رهیافت‌های مختلف می‌توانند نتایج مختلفی را خصوصاً با برآورد‌های خطای متفاوت به دست دهند. روش وارون‌سازی جستجوی شبکه‌ای (گفارت و فورتیث، ۱۹۸۴) رویکرد نوینی را در انحراف زاویه‌ای با اندازه‌گیری‌های عدم انطباق (misfit) معرفی کرد. قبلاً زاویه عدم انطباق معمولاً به عنوان زاویه بین تنش برشی تخمین زده شده و جهت لغزش مشاهده شده در صفحه گسل تعریف می‌شد. گفارت و فورتیث نشان دادند که این کار به طور ضمنی تنها خطاها را در جهت لغزش بررسی می‌کند نه در جهت‌گیری صفحه. آنها در عوض زاویه عدم انطباق را به عنوان زاویه چرخش کمینه بین جهت لغزش مشاهده شده و خانواده‌ای از هندسه‌های گسل قابل قبول تعریف کردند. لوند و اسلونگا بر مبنای روش گفارت و فورتیث روشی را بنا نهادند که از روش‌های نوآورانه‌ای در تشخیص صفحه گسلی استفاده نمود (لوند و اسلونگا، ۱۹۹۹).

در این روش به دلیل ناشناخته بودن بزرگای تنش‌ها تمام بردارها با طول واحد نگاه داشته شده‌اند. محاسبه جهت تنش برشی بر روی صفحه، به همراه زاویه بین جهت تنش برشی و جهت لغزش مشاهده شده، در سیستم اصلی انجام می‌گیرد. تنش برشی روی یک صفحه با مشخصه نرمال $n = (n_1, n_2, n_3)$ به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$\tau = (\sigma_1 - \sigma_3)[Kn_1, (K - R)n_2, (K - 1)n_3] \quad (2)$$

در اینجا σ_1 و σ_3 بزرگای تنش‌های اصلی بیشینه و کمینه هستند، R اندازه، نسبی تنش اصلی میانه به صورت $K = n_3^2 + Rn_2^2$ و $R = (\sigma_1 - \sigma_2)/(\sigma_1 - \sigma_3)$ است. ملاحظه می‌شود که اگر چه بزرگای تنش‌های اصلی معلوم نیستند جهت تنش برشی بیشینه بر صفحه قابل محاسبه است. زاویه بین جهت تنش برشی T و جهت لغزش مشاهده شده S در داخل صفحه گسل به عنوان زاویه عدم تطابق به شکل زیر قابل محاسبه می‌باشد:

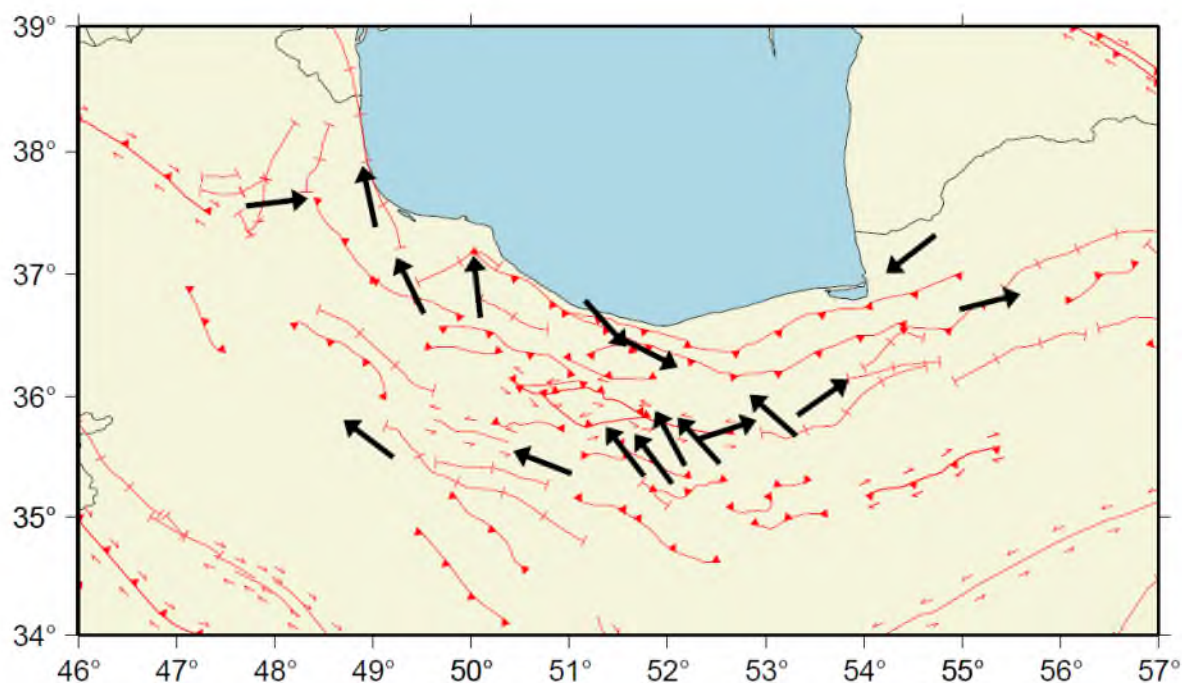
$$\alpha = \arccos(\tau \cdot s) \quad (3)$$

با کمینه کردن این زاویه در خلال فرایند وارون‌سازی نتایج محاسبه و راستاهای تنش اصلی محاسبه می‌شوند (لوند و اسلونگا، ۱۹۹۹).

۳. نتایج و بحث



در شکل ۲ نتایج مطالعه آهنگ کرنش بر اساس سازوکار کانونی زمین لرزه‌ها قابل مشاهده است. به طوری که در شکل ملاحظه می‌شود در مرکز وزنی خوشه‌های مشخص شده در شکل ۱ بردارهایی که نشان دهنده جهت محور فشاری تانسور آهنگ کرنش می‌باشد نمایش داده شده است. محاسبات انجام شده برای کلیه زمین لرزه‌ها انجام شده و از نتایج نوعی میانگین گیری صورت گرفته است. با توجه به رابطه بزرگای زمین لرزه‌ها با انرژی آزاد شده و در نتیجه تغییر شکل حاصله، جهت بردار آهنگ کرنش مشاهده شده بیشتر به بزرگترین رخداد‌های لرزه‌ای در هر خوشه وابسته است.



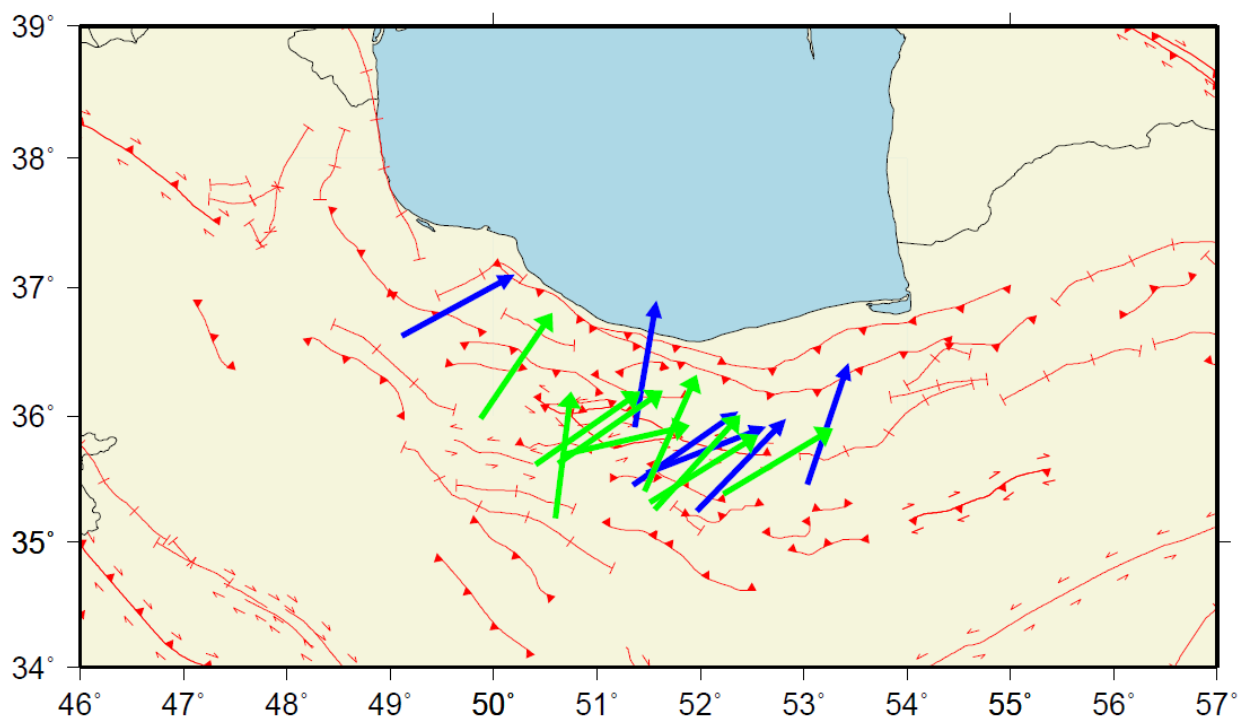
شکل ۲- جهت‌های کوتاه شدگی در خوشه‌های مختلف لرزه‌ای

در شکل ۳ راستاهای تنش به دست آمده از وارون سازی سازوکارهای کانونی زمین لرزه‌ها و همینطور راستاهای به دست آمده از محور سریع جدایش امواج برشی نمایش داده شده است (پوربیرانوند، ۲۰۱۸). با توجه به انتظار می‌رود اینکه راستای محور سریع جدایش امواج برشی در پوسته با راستای جهت تنش بیشینه افقی همسو باشد، این شکل می‌تواند وضعیت توزیع تنش در منطقه مورد مطالعه را نشان دهد.

تغییرات قابل توجهی در راستاهای اصلی تنش در منطقه دیده می‌شود. اما این تغییرات به شدت تغییرات قابل مشاهده در راستای محورهای اصلی آهنگ کرنش نیست. از آن گذشته از الگوی ۷ شکل مشاهده شده در شکل ۲ نیز در شکل ۳ اثری به چشم



نمی‌خورد. دلیل این تفاوت را باید در ماهیت کمیت‌های تنش و کرنش جستجو کرد. تنش‌های تکتونیکی تابع شکستگی‌ها و گسل‌های از پیش موجود نیستند بلکه از حرکت صفحات تکتونیکی نشأت می‌گیرند که این حرکات به نوبه خود از نیروهای تکتونیکی عظیم بین صفحات اصلی و در نهایت از حرکات همرفتی در گوشه بالایی متاثر می‌باشند. در حالی که کرنش بیانگر چگونگی دگرشکلی ناشی از اعمال این تنش‌هاست. طبیعی است که در صورت وجود شکستگی‌ها و صفحات ضعیف از پیش موجود، دگرشکلی در راستای این شکستگی‌ها رخ می‌دهد.



شکل ۳- جهت‌های کوتاه‌شدگی در خوشه‌های مختلف لرزه‌ای

۴. نتیجه‌گیری

راستاهای اصلی آهنگ کرنش و تنش تکتونیکی با استفاده از مطالعه سازوکارهای کانونی زمین لرزه‌ها در البرز به دست آمدند. این راستاهای تغییرات قابل توجهی در سراسر منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهند که نشان از پیچیدگی تکتونیکی منطقه دارد. راستاهای اصلی آهنگ کرنش مطابقت خوبی با الگوی V شکل گسل‌ها در البرز نشان می‌دهد در حالی که راستاهای اصلی تنش تغییرات کمتری را نشان داده و از الگوی V شکل مذکور تبعیت نمی‌کند. مقایسه راستاهای تنش و آهنگ کرنش، منجر به گسترش درک پدیده افراز دگرشکلی در البرز از طریق مشاهده همسویی با اختلاف زاویه راستاهای اصلی تنش و آهنگ کرنش می‌گردد.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



منابع:

- [1] Angelier, J., 1979. Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population, *Tectonophysics*, 56, T17-T26.
- [2] Bott, M. H. P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting, *Geol. Mag.*, 96, 109-117.
- [3] Carey, E. and Brunier, B., 1974. Analyse théorique et numérique d'un modèle mécanique élémentaire appliqué à l'étude d'une population de failles, *C.R. Acad. Sci. Paris.*, 279, 891-894.
- [4] Gephart, J. W. and Forsyth, D. W., 1984. An Improved Method for Determining the Regional Stress Tensor Using Earthquake Focal Mechanism Data: Application to the San Fernando Earthquake Sequence, *J. Geophys. Res.*, 89, 9305-9320.
- [5] Kostrov, B. V., Seismic moment and energy of earthquakes, and seismic flow of rock, *Izv.Acad. Sci. USSR Phys. Solid Earth*, 1, 23-44, 1974.
- [6] Lund, B. and Slunga, R., 1999. Stress tensor inversion using detailed microearthquake information and stability constraints: Application to Olfus in southwest Iceland, *Journal of Geophysical Research*, 104(B7), 14947-14964.
- [7] Michael, A. J., 1984. Determination of Stress from Slip Data: Faults and Folds, *Journal of Geophysical Research*, 89(B13), 11517 – 11526.
- [8] Nazari, H, Ritz, J.F., Salamati, R., Solaymani, S., Balescu, S., Michelot, J.L., Ghassemi, A., Talebian, M., Lamothe, M. and Massault, M., 2007. Paleoseismological analysis in Central Alborz, Iran. The Anniversary earthquake conference commemorating the 1957 Gobi-Altay earthquake (July - August 2007- Ulaanbaatar-Mongolia). 1-6.
- [9] Ritz, J.F., Nazari, H., Salamati, R., Shafeii, A., Solaymani, S., Vernant, P., 2006. Active transtension inside Central Alborz: a new insight into the Northern Iran–Southern Caspian geodynamics. *Geology* 34, 477–480.
- [10] Wallace, R. E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting, *J. Geol.*, 59, 118-130.



جایگاه چین‌خوردگی‌های هم‌لرزه در ارزیابی خطرات لرزه‌ای مجامع شهری (مطالعه موردی شهر بیرجند - خاور ایران)

محمد امیر علیمی*

استادیار گروه مهندسی معدن دانشگاه صنعتی بیرجند

malimi@birjandut.ac.ir

چکیده

در مناطق مختلف زمین زلزله‌های بزرگی رخ داده‌اند که کانون رومرکزی پاره‌ای از آنها بر گسلش آشکار شده در سطح منطبق نیستند. در چنین مناطقی چین‌خوردگی‌های هم‌لرزه عامل اصلی لرزه‌زایی بوده و با راندگی‌های پنهان ارتباط دارند. این راندگی‌ها در حاشیه کوهستان‌های فعال و در دشت‌های آبرفتی رشد می‌کنند و در اکثر موارد در مجاورت شهرهای بزرگ قرار دارند. تاقدیس‌های بیرجند و مختاران از جمله چین‌های هم‌لرزه هستند که خطر لرزه‌ای برای شهر بیرجند محسوب می‌شوند. تاقدیس بیرجند در مجاورت شهر واقع شده و توسط گسل‌های تراگذر به قطعاتی گسسته شده است. بر روی بزرگترین قطعه چین، ساخت و سازهای شهری صورت گرفته است. با توجه به خمیده شدن چین در این قطعه، در اثر عملکرد گسل تراگذر بجد، خطر زمین‌لرزه در آن بسیار بالاست. همچنین افزایش گسلی در مناطقی از شهر نمود دارد که خطر برش را در زمان وقوع زمین‌لرزه محتمل می‌کند. در صورت وقوع زمین‌لرزه‌ای بزرگ احتمال ایجاد ساختارهای ثانویه نظیر گسل‌های نرمال در قله چین و لغزش یال‌های چین را نباید نادیده گرفت. تاقدیس مختاران نیز که در جنوب رشته کوه باقران واقع است بدلیل رشد سرشاخه‌های راندگی در دشت ماژان و نیز ایجاد راندگی‌های پستی در رسوبات کواترنر فعال است و بعلت نزدیکی به شهر بیرجند باید در تحلیل لرزه‌زمین‌ساختی آن مورد توجه ویژه قرار گیرد.

کلمات کلیدی: چین هم‌لرزه، راندگی پنهان، خطر لرزه‌ای، بیرجند، خاور ایران.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



The position of coseismic folding in seismic hazards assessment of urban communities (Case study of Birjand city-east of Iran)

Mohammad Amir Alimi*

Assistant Professor, Department of mining engineering, Birjand University of Technology
malimi@birjandut.ac.ir

Abstract

Large earthquakes have occurred in different parts of the earth, some of which do not correspond to the epicenter of the fault revealed on the surface. In such areas, coseismic folding are the main cause of seismicity and are associated with hidden thrusts. These thrust grow on the edge of active mountains and in alluvial plains, and in most cases are adjacent to large cities. The anticlines of Birjand and Mokhtaran are among the coseismic folding that are considered. a seismic hazard to the city of Birjand. Birjand anticline is located near the city and is broken into segments by tear faults. Urban construction has taken place on the largest segment of fold. Due to the curvature of the fold in this section, due to the operation of the Bojd tear fault, the risk of earthquakes in it is very high. There are also fault scarp in areas of the city that increase the risk of cuts during an earthquake. In the event of a major earthquake, the risk of secondary structures such as normal faults at fold crest and slip of fold limb should not be ignored. Mokhtaran anticline, which is located in the south of Bagheran mountain range. It is active in Quaternary sediments due to the growth of thrust branches in Majan plain and also the formation of back thrusts and due to its proximity to the city of Birjand, special attention should be paid to its seismotectonic analysis.

Keywords: Coseismic folding, hidden thrust, seismic hazard, Birjand, east of Iran.



۱. مقدمه

مطالعه زمین‌لرزه‌های مخرب نیوآیدریا^۱، کوالینگا^۲، ویتناروی^۳ کالیفرنیا در چهار دهه پیش، روشن ساخت که در هنگام زلزله دامنه تاقدیس‌های سطحی افزایش یافته است و زلزله همراه با گسیختگی سطحی نمی‌باشد. تا پیش از این تفکر حاکم این بود که زمین‌لرزه‌های زمین‌ساختی بوسیله لغزش بر روی سطوح گسله‌ها اتفاق می‌افتند. به این ترتیب توجه افراد زیادی بر روی مسئله ارتباط چین‌های فعال، گسله‌ها و زلزله‌ها معطوف گردید. در برخورد با این مسئله دو دیدگاه مطرح شد: الف- چین‌خوردگی لرزه‌زا^۴: چین‌خوردگی مسبب لرزه‌زایی است. ب- چین‌خوردگی هم‌لرزه^۵: عامل اصلی لرزه‌زایی و رشد چین‌ها، گسل‌های پنهان هستند. در سال‌های اخیر وقوع زمین‌لرزه‌های مخرب در مجاورت مناطق شهری، تهدید جدی گسل‌های فعال را یادآوری می‌کند. شهر بیرجند در خاور ایران مرکز استان خراسان جنوبی است که دارای سابقه لرزه‌خیزی تاریخی می‌باشد. این شهر بر روی رسوبات آبرفتی دشت بیرجند بنا شده است که توسط گسل‌های فعال در مرز کوهستان‌های اطراف و دشت احاطه شده است. تاقدیس‌های بیرجند و مختاران، از جمله چین‌های هم‌لرزه هستند که مطالعه آنها بدلیل نزدیکی به شهر بایستی در ارزیابی‌های لرزه‌زمین‌ساختی مورد بررسی قرار گیرند.

۲. موقعیت لرزه‌زمین‌ساختی و لرزه‌خیزی منطقه

توزیع گسلش فعال و شکل‌گیری زمین‌ساختی امروزی در ایران از 2 ± 5 Ma آغاز شده است [۳ و ۷]. لرزه‌خیزی در ایران نتیجه توزیع همگرایی در رشته کوه‌های مرتفع جنوبی (زاگرس)، شمالی (البرز و کپه‌داغ) و خاور ایران است. دگرریختی فعال خاور ایران توسط گسل‌های راست‌الغز راست‌بر شمال یا شمال‌باختری یا شمالی - جنوبی و نیز راندگی‌های پایانه‌ای آنها با روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری کنترل می‌شود [۴]. شهر بیرجند بر روی دشت بیرجند واقع است که توسط کوهستان باقران در جنوب و کوهستان‌های مؤمن‌آباد - شکراب و دشت اسدآباد در شمال احاطه شده است (شکل ۱-الف). در دشت‌های میان کوهستانی مذکور نهشته‌های کواترنر به صورت مخروط‌افکنه‌ها، پادگانه‌های آبرفتی قدیمی و جدید، پادگانه‌های آبرفتی رودخانه‌ای و رسوبات جدید رودخانه‌ای نمود دارند. این منطقه از نظر زمین‌لرزه‌های تاریخی نیز حائز اهمیت است. در ۲۶ بهمن ۹۲۷ ه. ش، زمین‌لرزه‌ای با بزرگی تقریبی [۵] ($M_s = 6.7$) بیرجند و روستاهای بجد، شازلیه، تقاب و سیوجان را تخریب کرد که در این واقعه ۳۰۰۰ تن جان باختند. با وجود اینکه هیچ سطح شکستی از این زمین‌لرزه در منطقه شناسایی نشده، اما به نظر می‌رسد که زمین‌لرزه مذکور نتیجه فعالیت راندگی پنهان شمال بیرجند بوده است (شکل ۱-ب).

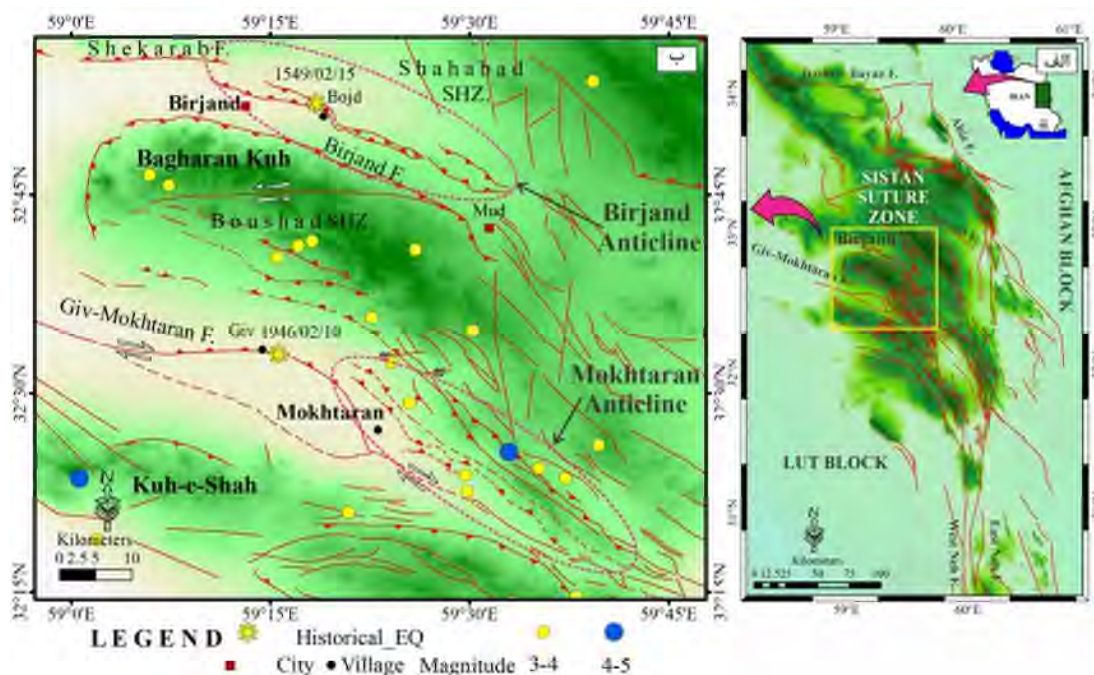
1 New Idria

2 Coalinga

3 Whittier-narrows

4 Seismic folding

5 Coseismic folding



شکل ۱- الف - موقعیت منطقه مورد مطالعه در پهنه زمیندرز سیستان؛ ب - گسلش فعال و لرزه‌خیزی گستره مورد مطالعه.

۳. ارزیابی خطرات لرزه‌ای چین‌خوردگی‌ها

زلزله‌هایی که با رشد چین‌ها همراه هستند در مجاورت کمربندهای چین خورده - رانده دیده می‌شوند. ساختارهای زیرین این چین‌ها از راندگی تشکیل شده که هر از چند گاهی باعث ایجاد زلزله‌های نیمه عمیق می‌شوند. ساز و کار چین‌خوردگی‌های لرزه‌زا یا هم‌لرزه دو دسته‌اند:

الف- ساز و کار خمشی لغزشی^۱: در این ساز و کار ضخامت لایه‌های مقاوم ثابت مانده و لایه‌های سنگی طوری خمیده می‌شوند که لایه‌های رویی بر روی لایه‌های زیرین لغزش می‌یابند (شکل ۲-الف). در این حالت سطح لایه به صورت سطوح ضعف عمل نموده و همانند سطح گسله عمل می‌کنند. گسله‌های خمشی - لغزشی در سطح لایه‌بندی باقی می‌مانند و قادر به نفوذ به اعماقی بیشتر از دامنه‌های خمشی - لغزشی نمی‌باشند. این گسل‌ها معمولاً در حین زلزله ایجاد و یا شروع به فعالیت می‌کنند. نمونه‌ای از زلزله‌های مرتبط با این ساز و کار در منطقه معدنی لامپوک در کالیفرنیا (زلزله با بزرگی ۵/۲، ۱۹۸۱) دیده شده است.

ب- ساز و کار کمانشی^۲: در این ساز و کار بخش محدب سطح چین خورده کشیده و بخش مقعر آن فشرده می‌شود. در اینصورت عوارض ثانویه همراه با چین‌خوردگی ایجاد می‌شوند که شامل: گسله‌های ثقلی یا نرمال در بخش کششی و گسل‌های معکوس در بخش مقعر. کسله‌هایی که با این مکانیزم تشکیل می‌شوند گسله‌های کوچکی هستند (شکل ۲-ب). در زمین‌لرزه ۱۹۹۴ سفیدابه نمونه‌هایی از این نوع گسلش گزارش شده است.

¹ Flexural slip

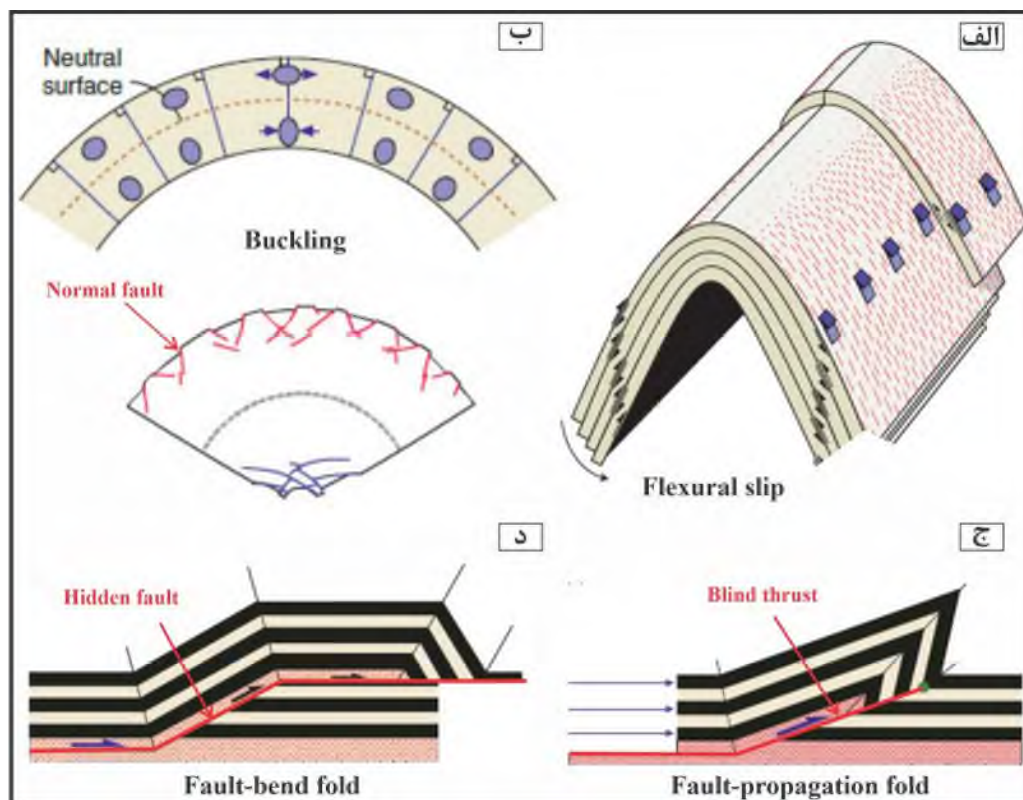
² Buckling



دو ساز و کار فوق‌الذکر که عامل چین‌خوردگی باعث ایجاد گسلش در چین می‌شوند، قادر به ایجاد زمین‌لرزه‌های بزرگ نیستند چراکه نمی‌توانند به مناطق عمیق‌تر نفوذ کنند. اما با زمین‌لرزه‌های بزرگ دنیا همراه بوده‌اند.

ج- ساز و کار خمش^۱: در اثر دو الگوی چین خم گسلی^۲ و چین رشد گسلی^۳ خمش در واحدهای سنگی واقع در فرادیواره راندگی‌هایی که در عمق فعالیت دارند ایجاد می‌شود (اشکال ۲-الف و ب). این گسل‌های پنهان، نش‌نهایی را بوسیله چین‌خوردگی نمایش می‌دهند و قادر به ایجاد زمین‌لرزه‌های بزرگ هستند.

بیشترین مناطق خطر در زمین‌لرزه‌های مرتبط با گسله‌های رانده پنهان، مربوط به جاهایی است که چین‌ها حالت خمیدگی پلکانی دارند. در این مناطق گسله‌های مدفون توسط گسل‌های تراگذر بریده شده‌اند. بنابراین در برآورد خطر زمین‌لرزه این مناطق باید با ریسک بالای زلزله در نظر گرفته شود.



شکل ۲- ساز و کارهای مرتبط به ایجاد چین‌خوردگی‌های لرزه‌ای و هم‌لرز [۶]: الف- خمشی - لغزشی؛ ب- کمانشی؛ ج- چین رشد گسلی؛ چین خم گسلی.

1 Bending

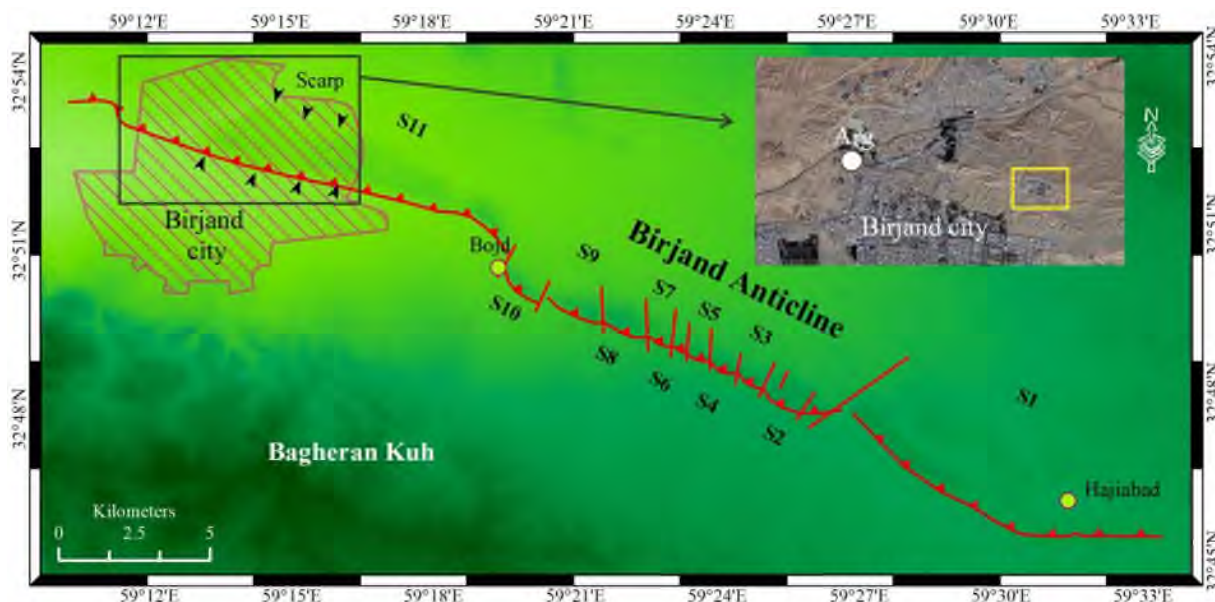
2 Fault-bend fold

3 Fault-propagation fold



۴. تاقدیس هم‌لرز بیرجند

تاقدیس بیرجند با شواهد بالآمدگی تاق شکل و روند شمال‌باختر - جنوب‌خاور، به طول تقریبی ۴۰ کیلومتر و عرض حدود ۲-۴ کیلومتر در واحدهای سخت شده کنگلومرایی، مارن، توف، مارن توفی نئوژن و گراول‌های آبرفتی کواترنری گسترده شده است و نتیجه فعالیت راندگی پنهان بیرجند در عمق کم دارد (شکل ۴-الف). با توجه به اینکه تاقدیس بیرجند زمین‌لرزه‌ای با بزرگی ۶/۷ در ۴۷۱ سال قبل ایجاد کرده است، چین‌خوردگی هم‌لرز بوده و در ارزیابی لرزه‌زمین‌ساختی آن باید ملاحظات ویژه‌ای صورت گیرد. تاقدیس بیرجند در اثر عملکرد ۱۲ گسله تراگذر^۱ قطعه قطعه شده و به حالت خمیدگی پلکانی در آمده است که علت آن تفاوت رشد گسل در قسمت‌های باختری و خاوری می‌باشد. یکی از قطعات اصلی تاقدیس بیرجند، قطعه شماره ۱۱ است. طول تقریبی آن در راستای محور ۱۶ کیلومتر بوده که از روستای بجد شروع و تا شمال‌باختر بیرجند گسترش یافته است. بعلت خمیدگی که در محل روستای بجد چین به خود گرفته در برآورد خطر زمین‌لرزه این منطقه باید با ریسک بالای زلزله در نظر گرفته شود.



شکل ۳- تعداد ۱۲ گسل تراگذر، تاقدیس بیرجند را به ۱۱ قطعه گسیخته است. بخشی از بافت قدیمی شهر و نیز ساخت و ساخت‌های جدید شهری بر روی قطعه شماره ۱۱ قرار گرفته است.

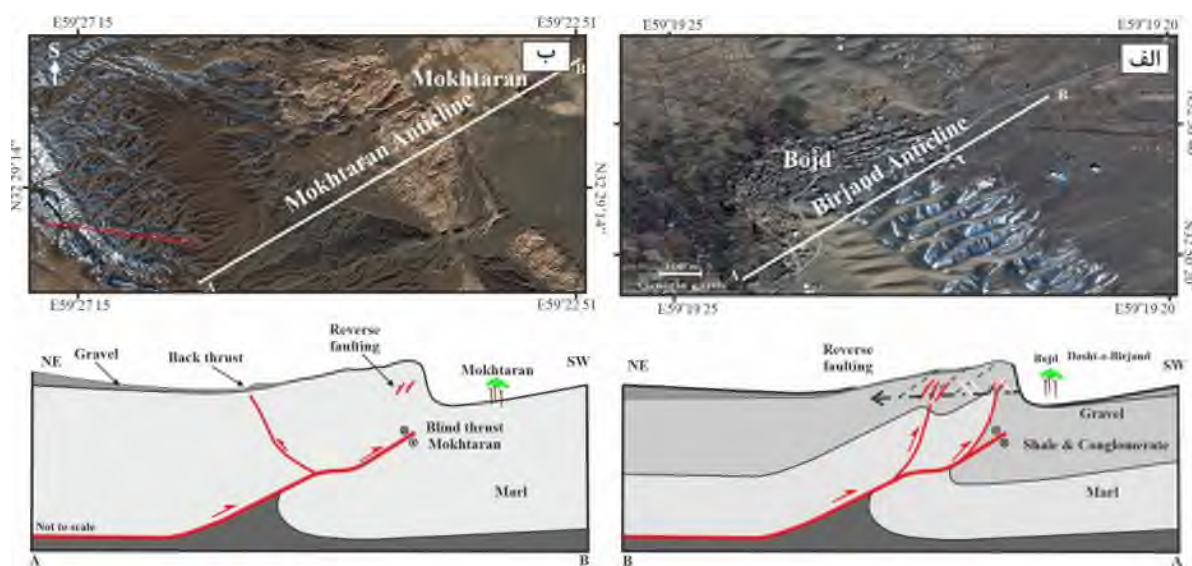
همچنین بافت تاریخی شهر بیرجند (قلعه تاریخی بیرجند متعلق به دوره صفویه) بر روی قطعه شماره ۱۱ بنا شده و نیز بخشی از ساخت و سازهای جدید شهری و تجهیزات نظامی بر روی آن واقع است [۱]. در این قطعه، در بخش شمالی چین‌افزاهای راندگی پستی و در بخش جنوبی افزایشی که نتیجه به سطح رسیدن شاخه‌های جدا شده از راندگی پنهان اصلی می‌باشند، نمایان شده‌اند که خطر برش سطحی زمین در هنگام رخداد زمین‌لرزه را خاطر نشان می‌کند (شکل ۳).

¹ Tear fault



۵. تاق‌دیس هم‌لرز مختاران

تاق‌دیس مختاران، به طول تقریبی ۲۰ کیلومتر و عرض حدود ۵ کیلومتر، باعث چین‌خوردگی و کج‌شدگی لایه‌های گراول به سن کواترنر پسین و لایه‌های مارن (نئوژن) شده و روند شمال‌باختر - جنوب‌خاور دارد (شکل ۱-ب) که به موازات ساختارهای قدیمی در رشته کوه باقران کشیده شده است. این تاق‌دیس توسط راندگی‌هایی با شیب به سمت جنوب و شمال ایجاد شده‌اند. این تاق‌دیس توسط کوهستان باقران در شمال و کوهستان‌های شاه و زر و نیز دق اکبرآباد در جنوب احاطه شده است. گسل‌های خط‌ساز در گستره مختاران، گسل‌های معکوس و چین‌های فعال مرتبط با راندگی‌های پنهان هستند که به علت مجاورت با روستاهای پرجمعیت منطقه و نیز نزدیکی به شهر بیرجند (فاصله ۴۵ کیلومتری) باید مورد توجه ویژه قرار گیرند. چین هم‌لرز مختاران یکی از ساختارهای مهم منطقه بوده که در روند تکامل پیشرونده آن گسل اصلی پنهان در یال جنوبی رشد کرده و در ادامه گسل راندگی پستی در یال شمالی چین، شکل می‌گیرد [شکل ۴-ب].



شکل ۴- الف- تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث و نیمرخ تاق‌دیس بیرجند در محل روستای بجد، رشد راندگی پنهان بیرجند در عمق مشهود است [۱]. ب- تصویر ماهواره‌ای گوگل ارث و نیمرخ تاق‌دیس مختاران در محل روستای مختاران، رشد راندگی پستی در رسوبات کواترنری آشکار است [۲].

۶. نتیجه‌گیری

تاق‌دیس‌های بیرجند و مختاران از جمله چین‌خوردگی‌های هم‌لرز هستند که در ارزیابی لرزه‌زمین‌ساختی شهر بیرجند بایستی با نگاهی ویژه به آنها پرداخته شود. وجود گسل‌های تراگذر در تاق‌دیس بیرجند به آن ظاهری خمیده داده است. این بدین معناست که گسل راندگی پنهان زیرین در اثر عملکرد گسل‌های تراگذر قطعه قطعه شده است. بیشترین خمیدگی چین که نتیجه جابجایی گسل تراگذر بجد است در قطعه ای از چین دیده می‌شود که شهر بیرجند در آن توسعه یافته است. بنظر می‌رسد خطر لرزه‌ای در این قطعه بسیار بالا باشد. در صورت وقوع زمین‌لرزه‌ای احتمالی علاوه بر خطرات ناشی از امواج لرزه‌ای، ایجاد برش در بخش‌هایی از



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



چین (بخصوص در محل افرازهای گسلی) محتمل است. همچنین ایجاد ساختارهای ثانویه همزمان با رخداد لرزه‌ای، نظیر گسل‌های نرمال در قله چین و لغزش‌های بین یالی، ساخت و سازهای جدید شهری بر روی چین و نیز بخشی از بافت قدیمی شهر را تحت تأثیر قرار خواهد داد. تاقدیس مختاران نیز بدلیل شواهدی از رشد چین در دشت ماژان و نیز نمود راندگی‌های پستی در رسوبات کواترنری بعنوان یک سرچشمه لرزه‌ای در منطقه محسوب می شود که بعلت نزدیکی به شهر بیرجند باید در ارزیابی لرزه‌زمین‌ساختی شهر بیرجند مورد توجه قرار گیرد.

منابع

- [۱] علیمی، م. ا.، ۱۳۹۴، ارزیابی لرزه‌زمین‌ساختی پهنه‌های برشی پنهان فعال (خاور ایران - خراسان جنوبی)، دانشگاه بیرجند، رساله دکتری.
- [۲] علیمی، م. ا.، ۱۳۹۵، شواهدی از رشد راندگی پستی در تاقدیس لرزه‌ای مختاران (خاور ایران)، بیستمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تهران.
- [3] Allen, M.B., Jackson, J. & Walker, R.T., 2004, Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates: *Tectonics*, v. 23, TC2008.
- [4] Berberian, M., 2014, [Earthquakes and Coseismic Surface Faulting on the Iranian Plateau](#): Elsevier, 699 p.
- [5] Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M.M. & Priestley, K., 2000, The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: Blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone: *Geophys. J. Int.*, v. 142, p. 283–299.
- [6] Fossen, H., 2010, *Structural geology*, Cambridge university press.
- [7] Walker, R.T. & Jackson, J.A., 2004, Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran: *Tectonics*, v. 23, TC5010.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



نقش بلوک‌های ساختاری در کانی‌زایی (مطالعه موردی اریب هشتوگان - خاور ایران)

محمد امیر علیمی*

استادیار گروه مهندسی معدن دانشگاه صنعتی بیرجند

malimi@birjandut.ac.ir

چکیده

شناخت جایگیری یک کانسار از نظر زمین‌ساختی اهمیت بسزایی در اکتشاف معدنی دارد. اریب هشتوگان، بخشی از پهنه زمین‌درز سیستان است که در پایانه سامانه گسلی راست‌بر نه باختری - اسماعیل‌آباد واقع است. این شاخه گسلی به شکل یک رومیوئدر بزرگ در راستای شمال‌باختری - جنوب‌خاوری کشیده شده است و پهنه برشی با ساز و کار چپ‌بر و مؤلفه معکوس ایجاد کرده است. مناطق استوک‌ورکی شدیداً گسلیده در کانسارهای مس پورفیری منطقه نشان می‌دهد که علاوه بر برش، نظامی پیچیده از شکستگی‌های کششی وجود دارد که از روند خاصی پیروی می‌کنند. فضاهاى باز در این پهنه تحت تأثیر دو ساز و کار شکل می‌گیرد: برش در راستای شکستگی‌های ثانویه و چرخش بلوکی. در دگرشکلی پیشرونده برش ساده، حرکت چپ‌بر گسل‌های حاشیه‌ای اریب، شکستگی‌های ثانویه‌ای ایجاد می‌کند که لغزش بر روی آنها فضاهاى خالی بوجود می‌آورد. از لحاظ ناحیه‌ای اریب هشتوگان در اثر برش راست‌بر سامانه گسلی نه - نایبند که در راستای شمال - جنوب اعمال می‌شود بصورت ساعتگرد می‌چرخد. بلوک‌های کوچکتر واقع در این شاخه نیز تحت برش چپ‌بر حاکم بر اریب می‌توانند بصورت ساعتگرد یا پادساعتگرد چرخش داشته باشند. لغزش‌های برشی و چرخش بلوکی، فضاهاى باز برای کانی‌زایی مس و طلا را فراهم می‌آورد که طلای شادان در شمال‌باختری منطقه نمونه‌ای از آن است.

کلمات کلیدی: اریب، چرخش بلوکی، شکستگی، کانی‌زایی، خاور ایران.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



The role of structural blocks in mineralization (Case study of Hashtougan splay-east of Iran)

Mohammad Amir Alimi*

Assistant Professor, Department of mining engineering, Birjand University of Technology

malimi@birjandut.ac.ir

Abstract

Knowing the location of a ore -deposit from a tectonic point of view is of great importance in mineral exploration. The Hashtougan splay is a part of the Sistan suture zone, which is located at the end of the right lateral Neh-Esmaeilabad fault system. This fault branch is in the form of a large rhomboid in the northwest-southeast direction and has created a shear zone with a left lateral mechanism and an reverse component. Stockwork areas show strongly faulting in the area's porphyry copper deposits That in addition to cutting, there is a complex system of tensile fractures that follow a specific process. Open spaces in this zone are formed under the influence of two mechanisms: shearing in the direction of secondary fractures and block rotation. In progressive simple shear deformation, left lateral movement on splay faults causes secondary fractures that slipping on them creates empty spaces. In terms of region, Hashtougan splay rotates clockwise due to the right cut on the Neh-Nayband fault system, which is applied in the north-south direction. Smaller blocks in this branch can also rotate clockwise or counterclockwise under the left lateral shearing on the splay. Shearing and block rotation provide open spaces for copper and gold mineralization That Shadan Gold in the northwest of the region is an example.

Keywords: Splay, block rotation, fracture, mineralization, east of Iran.



۱. مقدمه

بررسی و شناخت عناصر ساختاری می‌تواند در رهیافت‌های اکتشافی (شناسایی و پی‌جویی مواد معدنی)، اکتشاف ذخایر معدنی (تخمین و ارزیابی ذخایر و کانسارها) و چگونگی گسترش عمقی کانسارها و تشخیص شکل و هندسه فضایی کانسارها (استخراج و بهره‌برداری از مواد معدنی) مؤثر باشد. به نظر می‌رسد در خاور ایران عناصر ساختاری کنترل‌کننده فضاهای خالی برای کانه‌زایی فلزاتی چون مس، مولیبدن، طلا، نقره، سرب، روی، قلع، کرم، منگنز و تنگستن است. از این‌رو ارتباط بین ساختارها و کانه‌زایی از دیرباز در خاور ایران مطرح بوده و در این خصوص مطالعاتی صورت گرفته است.

اثر کنترل‌کننده‌های ساختاری در جایگیری مواد معدنی در محدوده اسفزار (شرق بیرجند) [۲]، بررسی کنترل‌کننده‌های ساختاری مؤثر بر کانی‌سازی منیزیت در منطقه حوض سفید (جنوب غرب سریشه) [۱]، کنترل‌کننده‌های ساختاری در جایگیری گرانیات خوشینه (شمال شرق بیرجند) [۳] مطالعه شده‌اند. همچنین در منطقه شمال شرق بصیران، عملکرد زونهای برشی و محل تقاطع گسل‌ها و خصوصاً تشکیل بلوک‌های ساختاری و چرخش رومبوتورها فضای لازم جهت چرخه‌های محلول‌های گرمایی و ماگمایی را ایجاد نموده و باعث ایجاد ذخایر منیزیت، هونتیت و شکستگی‌های استوک ورک در مناطقی کانه‌زایی مس به همراه قلع و تنگستن به همراه داشته است [۴]. در این تحقیق سعی شده است تا به نقش ساختار در شکل‌گیری کانی‌زایی در ارب هشتوگان پرداخته شود.

۲. زمین‌شناسی و زمین‌ساخت منطقه

گستره مورد مطالعه بخشی از پهنه زمین‌درز سیستان است که به‌عنوان شاخه‌ای از تتیس جوان تاریخچه زمین‌ساختی پیچیده‌ای را گذرانده است. باز شدن اقیانوس سیستان و فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر بلوک لوت به کرتاسه‌پیشین تا میانی نسبت داده می‌شود همچنین زمان برخورد بلوک‌های لوت و افغان، شکل‌گیری کوه‌های خاور ایران و ضخیم‌شدگی سنگ‌کره زیرین را کرتاسه‌پسین تا پالئوسن‌پیشین می‌داند [۹]. جایگیری نفوذی‌های آدیاکیتی (~ 85 Ma) و گرانیتهای نوع A (~ 55 Ma) در پهنه زمین‌درز سیستان [۱۲] و فوران ایگنیمبریت‌های پالئوسن در بخش‌های شمال باختری لوت [۷] در این زمان انجام شده است. با حذف منبع حرارتی سست‌کره، ذوب بخشی در نتیجه کشش حاصل از این فروریزش حاصل شده که نتیجه آن ماگماتیزم در زمان ائوسن‌میانی تا الیگوسن‌پسین در پهنه زمین‌درز سیستان و لوت بوده است.

منطقه از نظر زمین‌شناسی شامل مجموعه‌ای از توالی افیولیتی، رسوبات فلیشی و سنگ‌های آتشفشانی مربوط به زمان کرتاسه بالایی می‌باشد که امتداد غالب شمال‌باختری-جنوب‌خاوری دارد. آمیزه افیولیتی در نزدیک شدن به بلوک لوت (در انتهای باختری) به سنگ‌های متامورفیک درجه متوسط تبدیل می‌شود.

ارتفاعات مهم منطقه کوه زر، کوه زینب آباد، کوه خونیک و کوه شاه می‌باشند که در باختر پهنه ساختاری سیستان و مجاورت با بلوک لوت قرار دارند. منطقه مابین سامانه‌های گسلی نه-اسماعیل آباد در خاور و نایبند در باختر قرار گرفته است (شکل ۱). گسل‌های نه باختری و نه خاوری با امتداد شمالی - جنوبی، به طول ۲۰۰ کیلومتر، سازوکار اصلی راستالغز راست‌بر دارند. گسل اسماعیل آباد، به طول ۳۴ کیلومتر، با امتداد شمالی - جنوبی و با سازوکار راستالغز راست‌بر به صورت چپ‌گام نسبت به گسل نه باختری قرار گرفته است. در انتهای شمالی گسل اسماعیل آباد تغییر الگوی گسلش از شمالی - جنوبی به سامانه راندگی مختاران با روند شمال باختر - جنوب خاور صورت می‌گیرد که به‌عنوان راندگی‌های پایانه‌ای گسل اسماعیل آباد شناخته می‌شوند [۱۱].



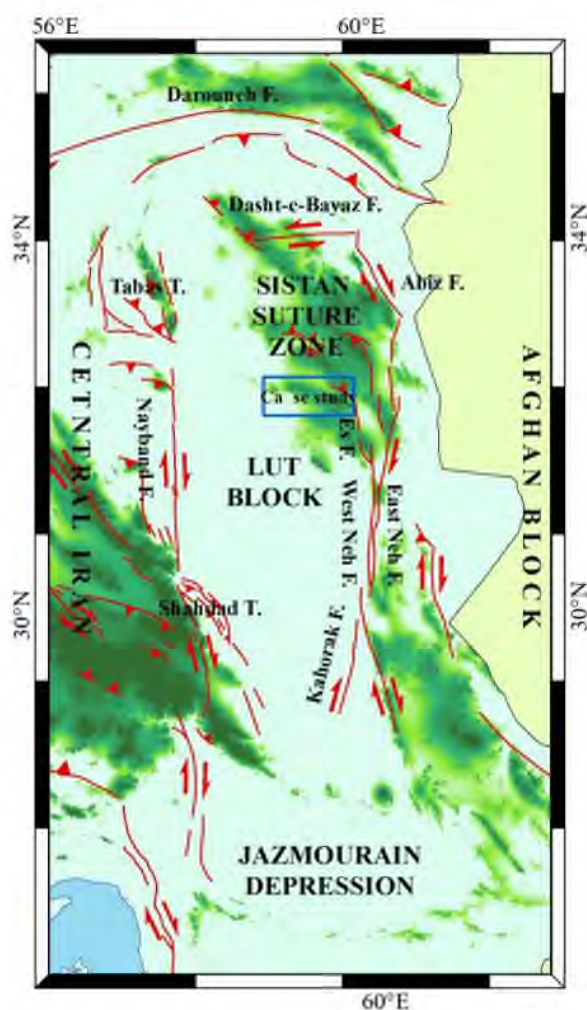
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل‌گیری اریب‌های چهارفرسخ، هشتوگان و بیرجند به صورت شاخه‌هایی از سامانه گسلی نه - اسماعیل‌آباد عامل اصلی دگرشکلی در منطقه است. گسل نایبند در باختر منطقه طولی حدود ۴۰۰ کیلومتر دارد که با امتداد شمالی - جنوبی و با سازوکار راست‌الغز راست‌بر، مرز بلوک‌های لوت و طبس می‌باشد. پایانه‌های شمالی و جنوبی گسل به صورت مجموعه‌ای از چین‌خوردگی و گسل‌های معکوس است ضمن آن که ایجاد آتشفشان‌های ترشیری و کواترنر نیز به جنبش بر روی این گسل مربوط است. گسل‌های کوه نایبند، بنه و شکسته آبشاله به صورت افشانه‌هایی در انتهای شمالی گسل دیده می‌شوند. همچنین گسل‌های لکرکوه و راور در غرب و گسل شهداد در انتهای جنوبی آن قرار دارند.



شکل ۱- توزیع گسلس فعال پیرامون منطقه مورد مطالعه.

۳. الگوهای دگرشکلی در پهنه‌های برشی امتدادلغز خاور ایران

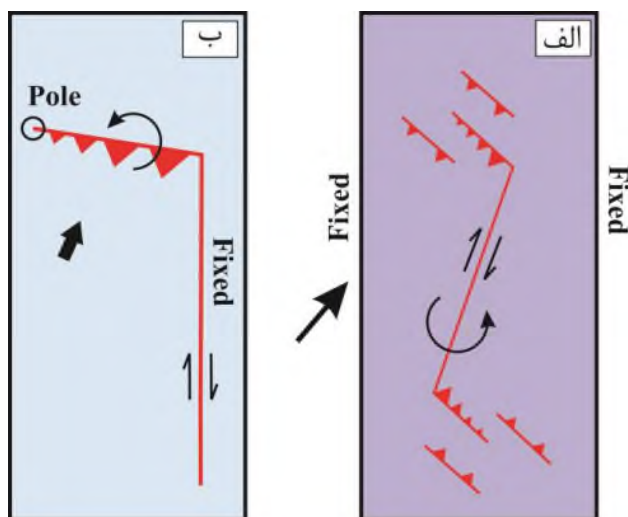


۱.۳. الگوی چرخش گسل‌های راستالغز در پهنه‌های همگرایی مایل:

همگرایی مایل بین بلوک‌های ایران مرکزی و افغان مستلزم برش راستالغز و چرخش پادساعتگرد (در امتداد گسل‌های راستالغز شمالی - جنوبی) و ساعتگرد (در امتداد گسل‌های راستالغز خاوری - باختری) در پهنه دگرشکلی سیستان می‌باشد. این امر با شکل‌گیری گسل‌های راندگی در پایانه گسل‌های راستالغز امکان‌پذیر می‌شود (شکل ۲-الف). شکل‌گیری این الگو نیاز به دگرشکلی درونی بلوک‌های اطراف گسل دارد [۶].

۲.۳. الگوی چرخش راندگی‌های پایانه‌ای در پهنه‌های همگرایی مایل:

در این الگو گسل‌های راستالغز راست‌بر شمالی - جنوبی بدون چرخش بوده و راندگی‌های پایانه‌ای چرخش پادساعتگرد دارند (شکل ۲-ب). این الگو برای راندگی‌های پایانه‌ای گیو و نوزاد در انتهای گسل‌های راستالغز راست‌بر سیستان در خاور ایران در نظر گرفته شده است [۱۱].



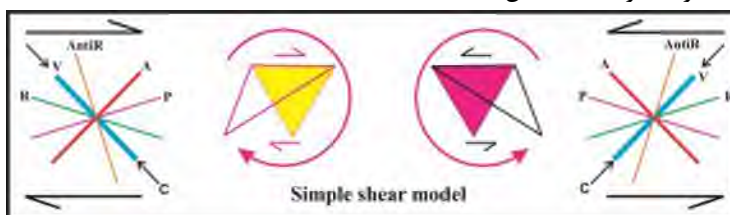
شکل ۲- الف - الگوی چرخش گسل‌های راستالغز [۶]؛ ب- الگوی چرخش راندگی‌های پایانه‌ای [۱۱] در پهنه‌های همگرایی مایل.

۴. الگوهای جنبشی ایجاد فضای باز در پهنه‌های برشی

از ویژگی‌های مهم پهنه‌های برشی شکننده پیدایش شکستگی‌ها و گسل‌های ثانویه است که شکستگی‌های برشی R ، R' ، P از این جمله‌اند (شکل ۳). حرکت بر روی شکستگی‌های نوع ریدل (Riedel) و P همسو و نوع آنتی-ریدل (Anti-Riedel) ناهمسو با برش اصلی می‌باشد. ایجاد فضاهای باز در پهنه‌های برشی نقش مهمی در شکل‌گیری کانی‌زایی دارد. بازشدگی‌ها می‌توانند نتیجه عملکرد دو اصل مهم در دگرشکلی پیشرونده باشند: لغزش و چرخش. لغزش بر روی شکستگی‌های برشی متقاطع ایجاد بازشدگی در پهنه برشی می‌کنند که محل مناسبی برای جایگیری مواد معدنی هستند. به عنوان نمونه تقاطع شکستگی‌های P و R در پهنه برشی چپ‌بر و لغزش بر روی هر یک از آنها می‌تواند فضاهای باز متفاوتی را ایجاد کند (شکل ۴). همچنین در دگرشکلی برش ساده پیشرونده، عناصر ساختاری شکل گرفته در پهنه، چرخشی ساعتگرد (برش راست‌بر) یا پادساعتگرد (برش چپ‌بر) خواهند داشت (شکل ۳). بلوک‌های ایجاد شده در اثر تقاطع هر یک از شکستگی‌های برشی، قابلیت چرخش داشته و می‌توانند فضاهای باز ایجاد

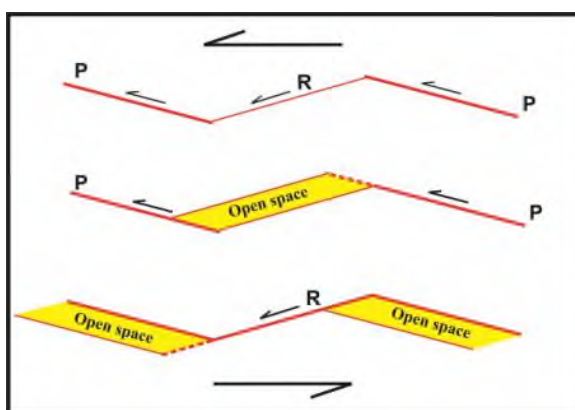


کنند. اگر برش در راستای بلوک‌های گسلی درون پهنه، همسو با جهت برش پهنه باشد چرخش درونی بلوک‌ها پادساعتگرد و در غیر اینصورت چرخش ساعتگرد خواهد بود [۸] (شکل ۵).



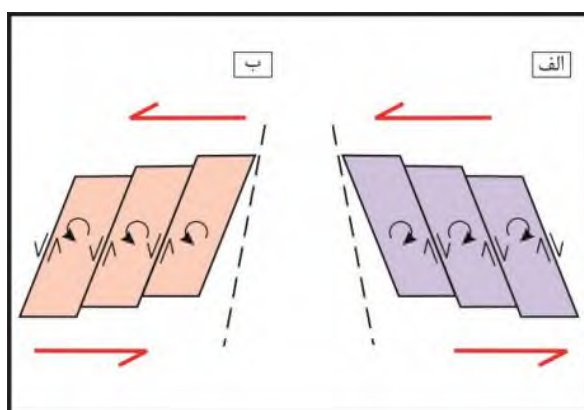
شکل ۳- الگوی ایجاد ساختارهای همراه با پهنه‌های برشی راست‌بر و چپ‌بر و چرخش آنها در دگرشکلی برش ساده پیشرونده [۱۰].

شکستگی‌های برشی (R, AntiR, P)، رگه (V) و محور چین (A).



شکل ۴- تشکیل فضای باز در پهنه برشی چپ‌بر در اثر تقاطع شکستگی‌های P, R, P، الف- حرکت برشی بر روی P (R غیر فعال)؛

ب- حرکت برشی بر روی R (P غیر فعال).



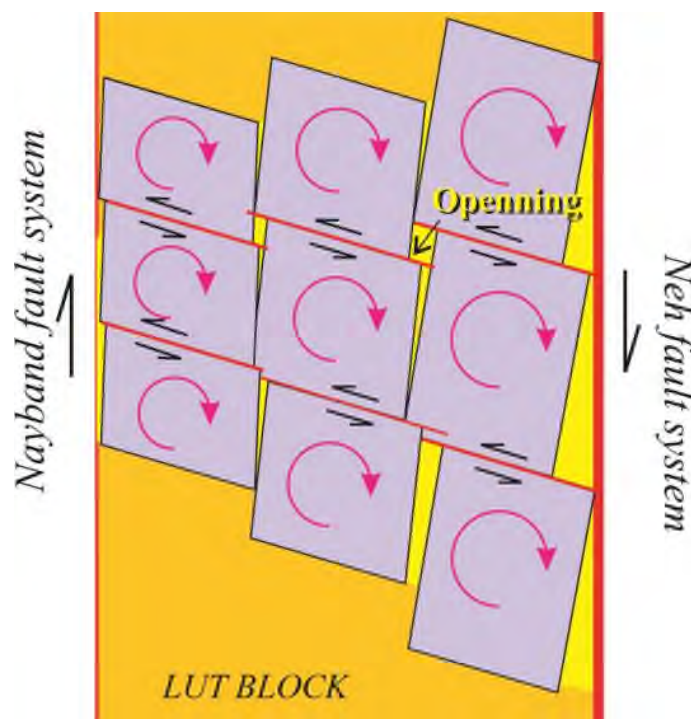
شکل ۵- الف- چرخش ساعتگرد بلوک‌های ساختاری در پهنه برشی چپ‌بر (برش ناهمسوی بین بلوک‌ها با برش پهنه)؛ چرخش

پادساعتگرد بلوک‌های ساختاری در پهنه برشی چپ‌بر (برش همسوی بین بلوک‌ها با برش پهنه).



۴. الگوی جنبشی و ساختاری اریب هشتوگان

منطقه مورد مطالعه یکی از اریب‌های سامانه گسلی نه-اسماعیل‌آباد است که به صورت گسل‌های معکوس با مؤلفه راست‌الغز چپ‌بر در پایانه سامانه مذکور توسعه یافته است و مطابق با الگوهای دگرشکلی در پهنه‌های هم‌گرای مایل چرخش پادساعتگرد دارد. این منطقه در بعد ناحیه‌ای نیز تحت تأثیر برش راست‌برگسل‌های نه در خاور و نایبند در باختر قرار می‌گیرد. سامانه برشی نه - نایبند نرخ لغزش ناهمسان دارد که مقدار لغزش بر روی گسل نه، سه برابر گسل نایبند در نظر گرفته می‌شود [۵]. در پهنه لوت - روندهای شمالی - جنوبی، شمال‌باختری - جنوب‌خاوری و خاوری - باختری وجود دارد با وجود این بلوک‌های گسلی با روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری به صورت غالب تشکیل شده است [۵]. این بلوک‌های اصلی به صورت ساعتگرد می‌چرخند و این چرخش، زمینه را برای ایجاد فضاهای باز در حاشیه بلوک‌ها فراهم می‌آورد (شکل ۶). درون بلوک‌های اصلی، بلوک‌های ثانویه‌ای نیز می‌توانند تشکیل شوند که چرخش پادساعتگرد دارند. از آنجاکه دگرشکلی در پهنه لوت به صورت ناهمسان است میزان این چرخش نیز در بخش‌های مختلف متفاوت خواهد بود.



شکل ۶- الگوی چرخش بلوکی در پهنه ساختاری لوت.

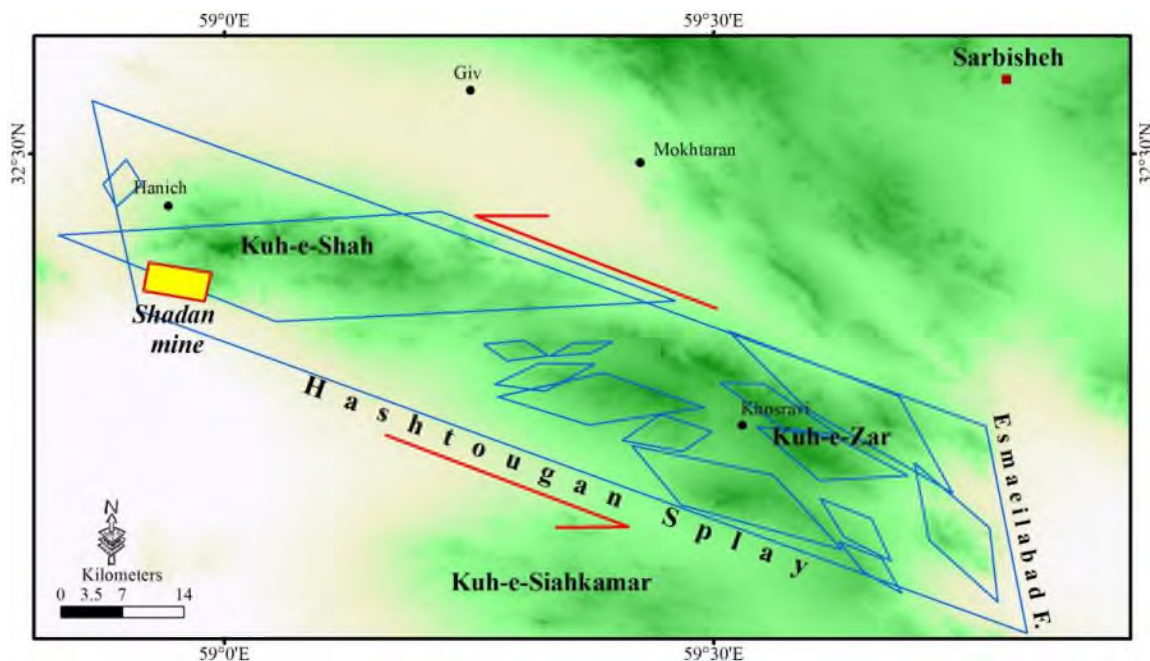
در اریب هشتوگان بلوک‌های گسلی به کمک تصویر ماهواره ای گوگل ارث جداسازی شده است (شکل ۷). اریب هشتوگان شامل یک بلوک بزرگ است که چرخش ناحیه‌ای آن ساعتگرد است. درون این بلوک، تعداد زیادی بلوک‌های دیگر وجود دارد که



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020

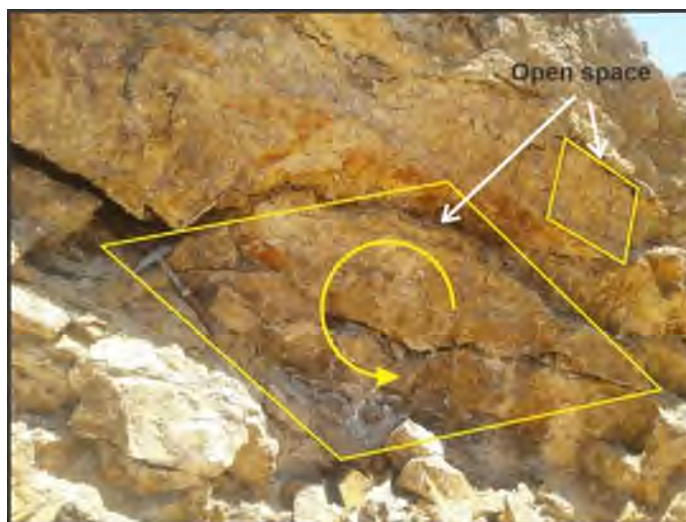


بسته به موقعیت و جهت‌گیری آن‌ها با سیستم تنش منطقه می‌تواند مطابق با الگوی شکل ۵ چرخش ساعتگرد و یا پادساعتگرد داشته باشند.



شکل ۷- اریب هشتوگان و نمایش بلوکهای ساختاری. موقعیت معدن شادان در شمال باختری اریب با کادر زرد رنگ مشخص شده است.

در شمال باختری اریب، معدن طلای شادان قرار دارد. کانی‌سازی در این محدوده معدنی از نوع پورفیری، اپی‌ترمال (رگه‌ای) و پلاسرمی‌باشد. رگه‌ها بیشتر از نوع سیلیسی - برشی و سیلیسی - کریناته بوده و بیشتر در جهت شمال‌باختری - جنوب‌خاوری توسعه یافته‌اند. ضخامت لایه‌ها در کنترل فضاهای خالی ایجاد شده در سامانه شکستگی‌ها در منطقه است. کانی‌زایی در این سامانه به صورت سولفیدی و اکسیدی بوده و برای ذخایر مس و طلا مناسب است. چرخش بلوک‌های ایجاد شده در اثر تقاطع شکستگی‌های ثانویه فضای مناسب را برای کانه‌زایی طلا با عیار بالا فراهم آورده است (شکل ۸).



شکل ۸- تشکیل بلوکهای رومبوئدری و ایجاد فضای باز در اثر چرخش.

۵. نتیجه‌گیری

اریب هشتوگان، یکی از شاخه‌های سامانه گسلی نه - اسماعیل‌آباد می‌باشد که به شکل یک بلوک بزرگ در راستای شمال‌باختری - جنوب‌خاوری کشیده شده است. این اریب تحت تأثیر برش راست‌بر ناحیه‌ای حاصل از عملکرد گسل‌های راست‌بر نه در خاور و گسل راست‌بر نایبند در باختر قرار گرفته است و چرخشی ساعتگرد دارد. مرز این بلوک ساختاری با دشت به صورت گسلی بوده و با ساز و کار چپ‌بر با مولفه معکوس عمل می‌کند. حرکت چپ‌بر سامانه گسلی در اریب هشتوگان ایجاد شکستگی‌های ثانویه‌ای می‌کند که لغزش بر روی این شکستگی‌ها و اثر متقابل آنها ایجاد فضاهای باز می‌کنند این اثر با چرخش بلوک‌ها تشدید می‌شود و محل مناسبی برای کانی‌زایی مس و طلا فراهم می‌آید.

منابع

- [۱] اکبری قلعه‌صفا، س.، ۱۳۹۵، بررسی کنترل‌کننده‌های ساختاری موثر بر کانی‌سازی منیزیت در منطقه حوض سفید (جنوب غرب سربیشه)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد دانشگاه بیرجند.
- [۲] تنگ‌دست، ف.، ۹۴، اثر کنترل‌کننده‌های ساختاری در جایگیری مواد معدنی در محدوده اسفزار (شرق بیرجند)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد دانشگاه بیرجند.
- [۳] خطیب، م.م. و زرین‌کوب، م.ح.، ۱۳۸۳، کنترل‌کننده‌های ساختاری در جایگیری گرانیات خوشینه (شمال شرق بیرجند)، بیست و سومین گردهمایی علوم زمین.
- [۴] سلیمانی، ن.، ۱۳۹۶، نقش عناصر ساختاری بر کانی‌سازی در گستره شمال شرق بصیران، دانشگاه بیرجند، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد.
- [۵] یزدان‌پناه، ح.، ۱۳۹۴، فرگشت ساختاری در یک پهنه برشی با نرخ لغزش ناهمسان: مطالعه موردی پهنه لوت، شرق ایران، دانشگاه بیرجند، رساله دکتری.

[6] Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M.M. & Priestley, K., 2000, The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: Blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone: Geophys. J. Int., v. 142, p. 283-299.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



-
- [7] Jung, D.; Keller, J.; Khorasani, R.; Marcks, C.; Baumann A. & Horn, P.; 1983, Petrology of the Tertiary magmatic activity in the northern Lut area, east of Iran, Geological Survey of Iran, Report No. 51, p. 285-336.
- [8] Martel, S.J., 1990, Formation of Compound Strike-Slip Fault Zones, Mount Abbot Quadrangle, California, J. Struct. Geol., 12, 869-877.
- [9] Pang, K. N.; Chung, S. L.; Zarrinkoub, M.H.; Khatib, M.M.; Mohammadi, S.S; Chiu, H.Y.; Chu, C. H; Lee, H. Y. & Lo, C. H.; 2013, Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications, *Lethos*, v.180-181, p. 234-251.
- [10] Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1983, *The techniques of Modern Structural Geology*. Vol. 1, Academic press London
- [11] Walker. R., Khatib, M.M., 2006, Active faulting in the Birjand region of eastern Iran. *Tectonics*, V. 25, TC4016(1-17).
- [12] Zarrinkoub, M.H.; Chung, S.L.; Chiu, H. Y.; Mohammadi, S.; Khatib, M.M. & Lin, I.J.; 2010, Zircon U-Pb age and geochemical constraints from the northern Sistan suture zone on the Neotethyan magmatic and tectonic evolution in eastern Iran, Abstract to GSA Conference on "Tectonic Crossroads: Evolving Orogens in Eurasia-Africa-Arabia", p. 520.



نقش گسل‌های پی‌سنگی مدفون در دگرشکلی پهنه‌های برشی خاور ایران

محمد امیر علیمی*

استادیار گروه مهندسی معدن دانشگاه صنعتی بیرجند

malimi@birjandut.ac.ir

چکیده

اریب‌های سه گانه بیرجند، هشتوگان و چهارفرسخ گسل‌های پایانه‌ای سامانه گسلی نه - اسماعیل‌آباد می‌باشند. امتداد گسل‌های فعال شناخته شده در منطقه، شمال‌باختری - جنوب‌خاوری است که سازوکار معکوس و راستالغز چپ بر دارند. با وجود این تغییر مسیر آبراهه‌ها و آشفته‌گی‌های سطحی در دشت‌های بین اریب‌ها نمود دارند که نشانه فعالیت گسل‌های پی‌سنگی در عمق است. با استفاده از داده‌های مغناطیس‌هوایی خطواره‌های مغناطیسی شناخته شده‌اند. خطواره‌های سلم‌آباد، هردنگ، دهک، بصیران، میغان و اسکا با روند خاوری - باختری شناسایی شده‌اند که بنظر می‌رسد حرکت چپ‌بر دارند. جابجایی آبراهه‌ها در واحدهای کوتاه‌تر حرکت چپ‌بر خطواره هردنگ را تأیید می‌کند. برش ناحیه‌ای راست‌بر حاصل از فعالیت گسل‌های نه - اسماعیل‌آباد - نایبند، مجموعه اریب‌های پایانه‌ای و گسل‌های پی‌سنگی مدفون را تحت تأثیر قرار داده است. نتیجه این دگرشکلی ناحیه‌ای، لغزش و چرخش ساختارهای مذکور در جهت ساعتگرد است. پیامد دگرشکلی‌ها در منطقه وقوع زمین‌لرزه و ایجاد کانسارهایی نظیر منیزیت، مس و طلا است.

کلمات کلیدی: مغناطیس‌هوایی، گسل پی‌سنگی، سامانه گسلی نه - اسماعیل‌آباد - نایبند، خاور ایران.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



The role of buried basement faults in the deformation of shear zones in eastern Iran

Mohammad Amir Alimi*

Assistant Professor, Department of mining engineering, Birjand University of Technology

malimi@birjandut.ac.ir

Abstract

The three splays of Birjand, Hashtougan and Chaharfarsakh are the terminal faults of Neh-Esmaeilabad fault system. The strike of the known active faults in the region is northwest-southeast which has a reverse mechanism and left lateral. Despite this diversion, streams and surface turbulence are evident in the plains between the slopes, which is a sign of the activity of deep basement faults. Magnetic lineaments are known using aerial magnetic data. The Salmabad, Herdang, Dehek, Basiran, Meighan and Oska lineaments have been identified with an east-west trend that appears to be moving to the left lateral. The displacement of streams in Quaternary units confirms the left lateral movement on the Herdeng lineament. The right lateral regional due to the activity of Neh-Esmaeilabad-Nayband faults has affected the set of terminal splays and buried basement faults. The result of this regional deformation is the slip and rotation of the mentioned structures in a clockwise direction. The consequence of deformations in the region is the occurrence of earthquakes and the formation of ore-deposits such as magnesite, copper and gold.

Keywords: Aeromagnetic, basement fault, Neh-Esmaeilabad-Nayband, east of Iran.

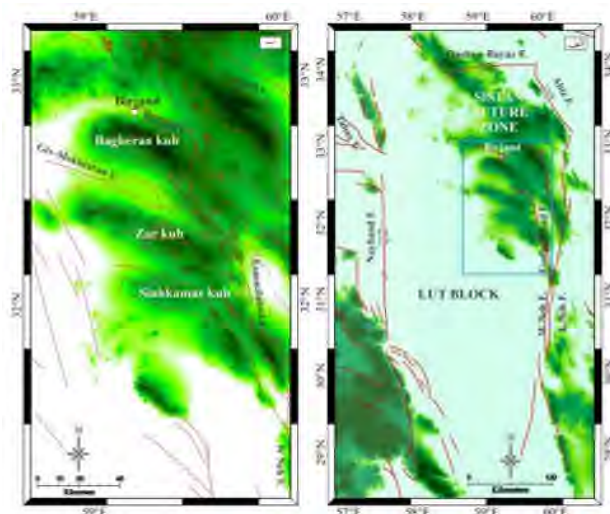


۱. مقدمه

بسیاری از ساختارهای سطحی زمین‌شناسی می‌توانند تحت تأثیر پی‌سنگ و فعالیت‌های آن باشند. از این رو شناخت پی‌سنگ و نحوه فعالیت آن در درک فرگشت ساختاری یک منطقه مؤثر است. منطقه مورد مطالعه بخشی از پهنه زمین درز سیستان و لوت می‌باشد. اگرچه گسلش سطحی در این پهنه نمود دارد اما دلیل وجود رسوبات آبرفتی کواترنری، کفه‌های رسی و ماسه بادی بنظر می‌رسد تعدادی از گسلها مدفون شده‌اند. پردازش داده‌های مغناطیس‌هوایی می‌تواند اطلاعات با ارزشی از گسلهای پی‌سنگی آشکار کند که در ارزیابی مجدد خطرات لرزه‌ای و نیز اکتشافات معدنی جدید مفید باشند. هدف از این تحقیق معرفی گسل‌های پی‌سنگی ارب‌های سامانه گسلی نه - اسماعیل آباد و تأثیر آنها در دگرشکلی منطقه است.

۲. زمین‌شناسی و گسلش فعال منطقه

منطقه مورد مطالعه از نظر زمین‌شناسی شامل مجموعه‌ای از توالی افیولیتی، رسوبات فلیشی، سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات کواترنری است که امتداد غالب شمال‌باختری-جنوب‌خاوری دارد. گسل‌های فعال در منطقه ارتباط نزدیکی با ساختارهای زمین‌شناسی قدیمی دارند [۳]. رشته کوه‌های باقران، زر و سیاه‌کمر از لحاظ ساختاری ارب‌های پایانه‌ای سامانه گسلی نه - اسماعیل‌آباد بوده و به زمان کرتاسه‌پسین و پالئوژن تعلق دارند (شکل ۱). رشته کوه باقران با سیمای ارب خمیده، به صورت مرزهای گسلی با دشت در شمال قرار دارد. به موازات پیشانی کوهستان چین‌های هم‌لرز ۱ گیو شکل گرفته‌اند که راندگی‌های پنهان عامل اصلی چین‌خوردگی و رشد آنها در دشت مجاور هستند [۱]. مرز بین ارب‌های هشتوگان و چهارفرسخ نیز گسلی است. در دشت‌های مجاور کوهستان، نظیر دشت ماژان (مابین ارب‌های باقران و هشتوگان) با استفاده از شواهد ریخت‌زمین‌ساختی نظیر انحراف آبراهه‌ها و بالآمدگی رسوبات آبرفتی در عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای احتمال مدفون شدن گسل‌های پی‌سنگی با رسوبات کواترنری وجود دارد که در ادامه به تفسیر آنها پرداخته می‌شود.



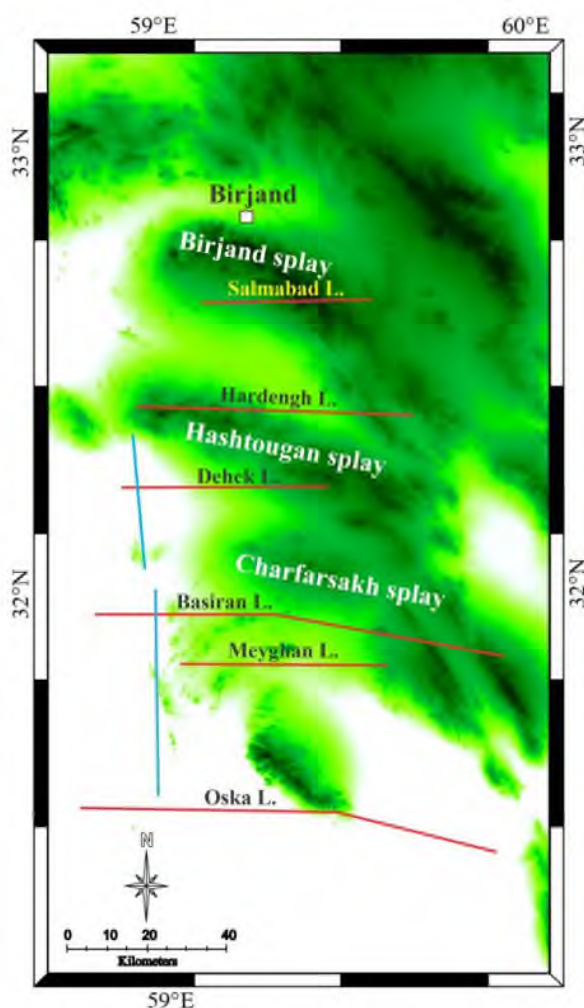
شکل ۱ - الف - موقعیت گستره مورد مطالعه در پهنه زمین‌درز سیستان و گسلش فعال پیرامون آن؛ ب - گسلش فعال در پایانه‌های سامانه گسلی نه - اسماعیل‌آباد.

1 Coseismic folding



۳. خطواره‌های مغناطیسی

در مطالعه گسل‌های پی‌سنگی منطقه از داده‌های مغناطیس‌سنجی سازمان زمین‌شناسی کشور با فاصله بین خطوط پرواز ۷/۵ کیلومتر و فاصله بین خطوط کنترل عمود بر پرواز ۴۰ کیلومتر استفاده شده است که پس از تصحیح منطقه‌ای و اعمال صافی‌های لازم در نرم افزار اوسیسی مونتاژ ۱ شرکت ژئوسافت ۲ مورد تفسیر قرار گرفته‌اند. بر این اساس در گستره مورد مطالعه دو دسته خطواره مغناطیسی شناسایی شده اند که برخی از آنها روند شمالی - جنوبی و تعدادی روند خاوری - باختری دارند. خطواره‌های مغناطیسی سلم‌آباد، هردنگ، دهک، بصیران، میغان و اسکا با روند خاوری - باختری در منطقه شناسایی شده اند [۱].



شکل ۲ - خطواره‌های مغناطیسی سلم‌آباد، هردنگ، دهک، بصیران، میغان و اسکا در ارب‌های سه‌گانه مشخص شده‌اند.

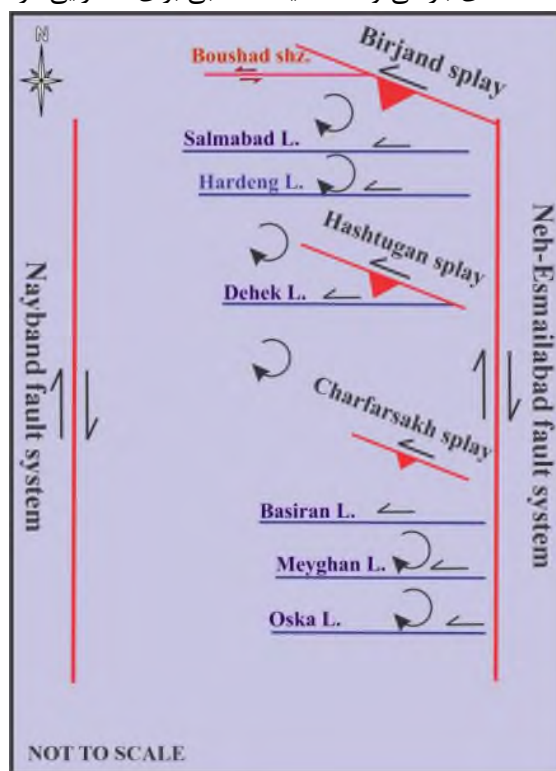
¹ Oasis montaj

² Geosoft



۴. الگوی دگرشکلی فعال در گستره مورد مطالعه

الگوی دگرشکلی غالب در این منطقه، متأثر از راندگی‌های پایانه‌ای گسل‌های راستالغز است [۳] که در مراحل مختلف فعالیت و رشد سامانه گسلی راست‌بر نه - اسماعیل‌آباد، اریب‌های بیرجند، سهل‌آباد (هشتوگان) و چهارفرسخ، ایجاد شده‌اند [۲] (شکل ۳). تحقیقات پیشین در خاور ایران همگرایی مایل بین بلوک‌های ایران مرکزی و افغانستان را تأیید می‌کند [۴]. عملکرد سامانه برشی راست‌بر نه - اسماعیل‌آباد در خاور و نایبند در باختر بلوک لوت بر سامانه خطواره‌های مغناطیسی خاوری - باختری می‌تواند جنبش چپ‌بر و چرخش ساعتگرد بلوک‌ها را سبب شود که بایستی در تحلیل دگرریختی فعال و خطر لرزه‌خیزی منطقه مد نظر قرار گیرند. همچنین چرخش بلوک‌ها با ایجاد فضاهای باز می‌توانند محیط مناسبی برای کانه‌زایی در منطقه فراهم کنند.



شکل ۳ - طرحی از عملکرد سامانه گسلی راست‌بر نه - اسماعیل‌آباد - نایبند بر روی گسل‌های چپ‌بر شمال‌باختری - جنوب‌خاوری و گسل‌های پی‌سنگی خاوری - باختری که باعث چرخش ساعتگرد درونی بلوک‌ها می‌شود.

۵. نتیجه‌گیری

در گستره مورد مطالعه، گسل‌های فعالی وجود دارند که مرز بین کوهستان و دشت هستند (نظیر گسل بیرجند در حاشیه شمالی اریب بیرجند) و یا گسل‌هایی که رسوبات آبرفتی را در دشت تحت تأثیر قرار داده‌اند (نظیر گسل گیو - مختاران). این گسل‌ها در مطالعات صحرایی قابل مشاهده هستند. با استفاده از داده‌های مغناطیس‌هوایی گسل‌های پی‌سنگی شناسایی شده‌اند که راستای خاوری - باختری دارند و پاره‌ای از آنها نمود سطحی ندارند. سامانه گسلی اصلی در منطقه گسل‌های شمالی - جنوبی می‌باشند که



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



رژیم راستالغز راستگرد را در بعد ناحیه‌ای حاکم می‌کنند. گسل‌های پی‌سنگی در اثر عملکرد سامانه برشی راست‌بر نه - اسماعیل‌آباد در خاور و نایبند در باختر بلوک لوت در جهت عقربه‌های ساعت می‌چرخند. در خاور ایران ظهور مواد معدنی که پتانسیل اقتصادی داشته باشند با لغزش در راستای این گسل‌ها ارتباط دارند. علاوه بر لغزش، چرخش بلوک‌های حاصل از تقاطع این گسل‌ها می‌توانند ایجاد فضاهای باز کنند که در کانی‌زایی منیزیت، مس و طلا نقش مهمی دارند. از جمله این ذخایر می‌توان به معادن منیزیت نصرآباد، مس و طلای شادان اشاره کرد.

منابع

- [۱] علی‌می، م. ا، ۱۳۹۴، ارزیابی لرزه‌زمین‌ساختی پهنه‌های برشی پنهان فعال (خاور ایران - خراسان جنوبی)، دانشگاه بیرجند، رساله دکتری.
- [۲] خطی‌ب، م.م، ۱۳۷۷، هندسه پای‌انه گسل‌های امتدادلغز. پای‌ان‌نامه دکتری، دانشکده علوم زمی‌ن، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۲۴ صفحه.
- [3] Walker, R. & Khatib, M. M., 2006, Active faulting in the Birjand region of NE Iran, *Tectonics* v. 25, TC4016.
- [4] Berberian, M., Jackson, J.A., Qorashi, M., Talebian, M., Khatib, M.M. & Priestley, K., 2000, The 1994 Sefidabeh earthquakes in eastern Iran: Blind thrusting and bedding-plane slip on a growing anticline, and active tectonics of the Sistan suture zone: *Geophys. J. Int.*, v. 142, p. 283–299.



بررسی عوامل اثرگذار بر تکامل چین‌های جدایشی جعبه‌ای شکل با استفاده از مدلسازی عددی به روش المان مجزا

نازنین اسلامی رضایی*

دانشجوی دکتری تکتونیک، دانشگاه شهید بهشتی تهران

Nazanin.eslami@gmail.com

سید احمد علوی

عضو هیئت علمی دانشگاه شهید بهشتی تهران

a-alavi@sbu.ac.ir

چکیده

این پژوهش به بررسی تکامل چین خوردگی جدایشی با استفاده از مدلسازی عددی به روش المان مجزا می‌پردازد. هدف اصلی واکاوی عوامل موثر در شکل‌گیری ساختار چین خوردگی جعبه‌ای و خصوصاً تاثیر ضخامت لایه جدایشی و تعداد لایه‌های کمتر مقاوم بالایی به عنوان متغیرهای مدلسازی در تکامل اشکال مختلف چین‌های جدایشی می‌باشد. در این مطالعه، شبه‌ماتریسی متشکل از نه^۹ درایه (مدل) طراحی شده که هر کدام از این درایه‌ها حاصل ترکیب منحصر به فردی از متغیرها (ضخامت لایه جدایشی و تعداد لایه‌های بالایی ضعیف) می‌باشند. نتایج نشان می‌دهد که این ترکیب از متغیرهای موثر می‌توانند موجب شکل‌گیری ساختارهای متنوع چین خوردگی جدایشی شوند به عنوان مثال برای مدل‌های با ضخامت مشابه در لایه جدایشی و تعداد لایه‌های ضعیف بالایی در حال کاهش، هندسه نهایی بیشتر تحت تاثیر ضخامت لایه جدایشی است و به ساختار چین جعبه‌ای مشابهت دارد. مدل‌هایی حاصله نهایی قابل مقایسه با مدل‌های کینماتیکی ارائه شده پیشین هستند.

کلمات کلیدی: مدلسازی عددی المان مجزا، چین جدایشی، جعبه‌ای



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



**Factors that control the development of box-shaped detachment folds: Insights from 3D
discrete element models**

Nazanin EslamiRezaei*

PhD Candidate at Shahid Beheshti University, Tehran, Iran,
Nazanin.eslami@gmail.com

Seyed Ahmad Alavi

Faculty member at Shahid Beheshti University, Tehran, Iran
a-alavi@sbu.ac.ir

Abstract

This study explores the evaluation of detachment folding with numerical simulation using Discrete Element Modeling. The specific interest is to investigate the involved factors in the occurrence of box fold structure and how detachment thickness and number of weak layers effects the evolution of various type of detachment folds. In our study, we defined a Pseudo-matrix with 9 elements that each element consisted of unique combination of detachment thickness and number of weak layers to reach various structural geometry. The results showed that this set of introduced variables can affect the formation of different structural style of detachment folds i.e. for models with the same detachment thickness and decreasing number of weak layers the geometry is more controlled by decollement thickness and is similar to box fold structure. Our resulting numerical models are comparable to the previous presented kinematic models.

Keywords: DEM, Detachment Folding, Box Fold.



۱. مقدمه

شکل‌گیری چین خوردگی، چین خوردگی‌های مرتبط با راندگی و چین‌شناسی مکانیکی در پهنه‌های فشارشی به خصوص کمربند‌های چین و راندگی در سکناس‌های دگرشکل شده شناخته شده هستند، از این رو ارزیابی این روابط جهت درک بهتری از فرایند دگرشکلی، کینماتیک و تکامل مکانیکی ساختارها و سبک‌های ساختاری ضروری است. مفهوم روابط چین-راندگی در مدل‌های کینماتیکی چین‌های مرتبط با گسل که شامل چین‌های خم‌گسلی، انتشار گسلی، تری شیر و جدایشی هستند توسعه یافته‌اند [۱]. کمربند‌های چین-راندگی اغلب حاوی مخازن هیدروکربوری بوده که موجب بررسی وسیع این ساختارها و تکامل آنها می‌شود. از این رو تفسیر کمربند‌های ذکر شده بروی توسعه و اکتشاف حوضه‌های هیدروکربن دار موثر است. طبق مطالعات انجام شده قبلی، هندسه چین بواسطه هندسه و لغزش گسل در چین‌های خم‌گسلی، نرخ انتشار گسل در چین‌های انتشار گسلی و جا به جایی گسل و ضخامت لایه جدایش در چین‌های جدایشی مشخص می‌شود [۶-۲]. چین‌های جدایشی در نتیجه کوتاهشدگی یک سکناس سنگی با تناوبی از لایه‌های مقاوم و نامقاوم در بالای لایه جدایشی که عموماً متشکل از مواد شکل‌پذیری مثل نمک یا شیل است شکل می‌گیرند. هندسه این چین‌ها از انواع متمرکز، جناغی تا جعبه‌ای متغییر است. سبک ساختاری چین‌های جدایشی از انواع متقارن، نامتقارن، ناهماهنگ، لیفت آف، دارای چند لایه جدایشی تا انواع گسل خورده متنوع است [12-7]. چین‌های جدایشی در بسیاری از کمربند‌های چین-راندگی از جمله کمربند زاگرس که شکل‌گیری چین‌ها در این منطقه ناشی از چین‌شناسی مکانیکی و چندین لایه جدایش است [۱۵-۱۳]، کمربند چین‌راندگی آپالاش [۱۶]، کوه‌های ژورا [۱۷] دیده می‌شوند. ویژگی‌های ساختاری متفاوت ناشی از روابط متفاوت میان مقدار کوتاهشدگی، مقدار بالآمدگی، تاثیر چین‌شناسی مکانیکی و ... می‌باشد. به این منظور مدل‌سازی عددی با روشی همانند المان مجزا به عنوانی ابزاری برای شبیه‌سازی فرایند تکامل پیشرونده ساختارها، تمرکز کرنش و پیش‌بینی ساختارهای زمین‌شناسی مربوطه بکار گرفته می‌شود. در این پژوهش به کمک روش ذکر شده به بررسی اهمیت دو متغییر موثر در شکل‌گیری چین‌های جدایشی (۱) ضخامت لایه جدایشی و (۲) تعداد لایه‌های ضعیف بالایی تحت فرایند کوتاهشدگی پرداخته شده است. نتایج این تحقیق با نمونه طبیعی در صحرا و در بخش مرکزی ایران مورد مقایسه قرار گرفته است. علاوه بر این، نتایج عددی با در نظر‌گیری مدل‌های مکانیکی ارائه شده پیشین مورد بحث قرار گرفته است.

۲. مدل‌سازی عددی

۲.۱. المان مجزا

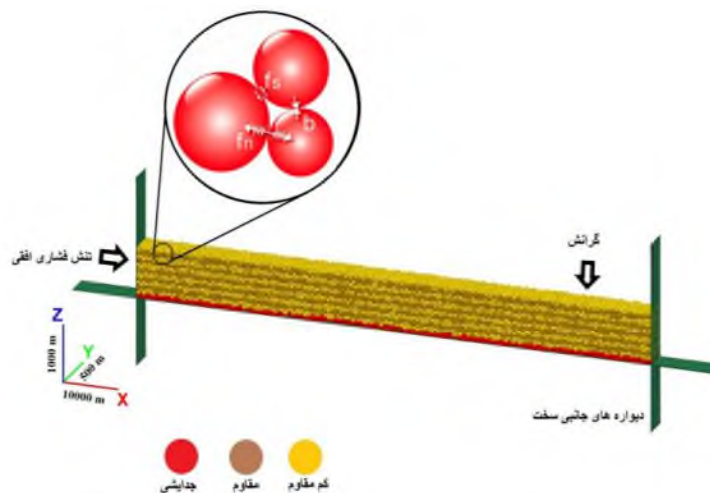
در این پژوهش مدل‌سازی عددی المان مجزا (Discrete Element Method) که روشی مبتنی بر المان‌ها یا ذرات است برای شبیه‌سازی دگرشکلی سکناس سنگی در محیط کوتاهشدگی مورد استفاده قرار گرفته است. در این روش تمامی ذرات از معادلات حرکت نیوتن تبعیت می‌کنند. توده سنگی به عنوان مجموعه‌ای از ذرات کروی در نظر گرفته می‌شود که تمام ذرات با همدیگر در تعامل هستند و توسط پیوند الاستیکی قابل شکست بهم دیگر متصل شده‌اند و به نسبت یکدیگر حرکت می‌کنند. ذرات در گام‌های زمانی مجزا به موقعیت جدیدی جابه‌جا می‌شوند. مطالعات بسیاری در گذشته از این روش بهره‌برده‌اند و ساختارهای زمین‌شناسی و ویژگی‌های زمین‌ساختی توسط این روش همانند مدل‌سازی گسلش نرمال [۱۹-۱۸] چین خوردگی خم‌گسلی [۲۰، ۶]، چین خوردگی انتشار گسلی [۲۱-۲۲] و کمربند‌های چین‌راندگی [۲۴-۲۳] شبیه‌سازی شده است. از این رو روش المان مجزا



رویکردی مناسب جهت بررسی آغاز، انتشار، تعاملات و تکامل چین خوردگی، شکستگی و گسلش به شیوه ای باور پذیر است که در برگیرنده جابه جایی های نسبتا بزرگ و دگرشکلی های زیاد باشند.

۲.۲. طراحی و فرایند مدلسازی

رویکرد اتخاذ شده در این پژوهش مدلسازی عددی سه بعدی المان مجزا با استفاده از بسته نرم افزار سه بعدی Particle Flow Code از شرکت نرم افزاری Itasca Consulting Group میباشد که جهت شبیه سازی و مدلسازی بسیار قدرتمند و دارای امکانات کار آمدی از جمله تحلیل مکانیکی تعاملات مواد دانه ای و دارای انعطاف بسیار در مسیر مدلسازی میباشد و به نسبت سایر نرم افزارها در پردازش اطلاعات و ارائه مدل نهایی به عنوان خروجی فرایند مدلسازی دارای سرعت پردازش قابل توجهی است. در ابتدا یک بلوک مکعب مستطیل شش ضلعی به عنوان مدل اولیه متشکل از ۲۱۴۰۳ المان کره ای در ابعاد ۱۰ کیلومتر طول در ۱ کیلومتر ارتفاع و ۰.۵ کیلومتر عرض (x,y,z) تهیه شد. شعاع المان ها برابر ۲۵ الی ۴۱ متر برای لایه جدایشی و لایه های بالایی در نظر گرفته شد که همگی از توزیع گاوسی اندازه ذرات تبعیت میکنند. لایه های روباره متشکل از تناوبی از لایه های مقاوم و کم مقاوم طراحی شد که توسط تفاوت در رنگ آمیزی المانها این تفاوت در مقاومت مشخص شده است شکل (۱). میزان چگالی برای تمامی قسمت های مدل بصورت میانگین برابر با ۳۰۰۰ kg/m³ و میزان مقاومت یا سفتی ذرات که متناسب است با مدول یانگ برابر با (۱۰^۹×۱) برای لایه های بالایی با مقاومت بالا، (۵×۱۰^۹) برای لایه های بالایی با مقاومت کم و (۱×۱۰^۹) برای لایه جدایشی لحاظ شد. زاویه اصطکاک داخلی برای طبقات بالایی برابر ۰.۵ و برای لایه جدایشی صفر در نظر گرفته شده تا مقاومت پایین مدنظر حاصل گردد. به منظور در نظر گیری شرایط مرزی، دیواره های جانبی مدل به عنوان سطوح سخت تعریف شدند که تنش فشاری جانبی افقی از طریق دیواره سمت چپ به مدل اولیه اعمال گردید و قسمت بالایی مدل به صورت سطح آزاد لحاظ شد تا جایبکه کوتاهشدهگی ۱۰، ۲۰ و ۳۰ درصدی حاصل گردد. لازم به ذکر است که ضخامت لایه جدایشی به عنوان یکی از متغییر های مورد بررسی به صورت ۰.۱، ۰.۲ و ۰.۳ از ضخامت کل مدل (کسری از ضخامت کل مدل) در نظر گرفته شد.

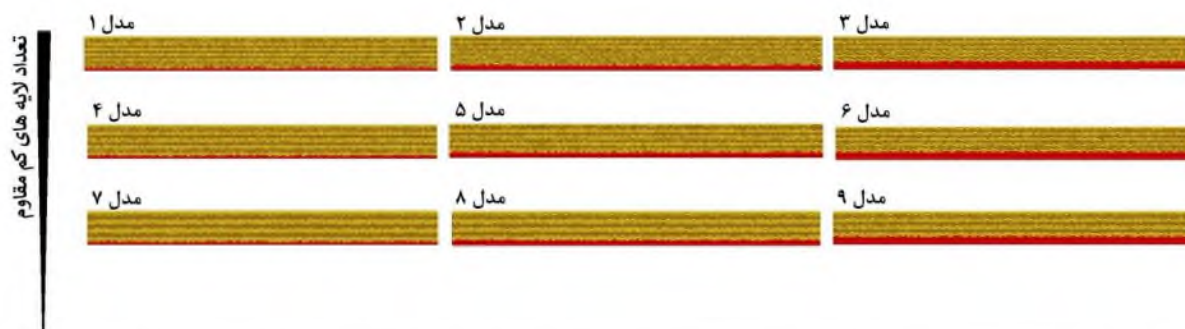


شکل ۱- بلوک طراحی شده اولیه. در قسمت بزرگنمایی شده روابط میان المان ها شامل **b** برابر است با پیوند بین المان ها، **fs** برابر تنش برشی و **fn** تنش نرمال میباشد.



۲.۳. نتایج مدل‌سازی

پس از طراحی مرحله اولیه مدل مکعب مستطیل شکل، جهت درک بهتر، یک شبه ماتریس سه در سه (شکل ۲) متشکل از ۹ مدل با تنظیمات اولیه طراحی شد و هر درایه این ماتریس یکی از مدل‌های اولیه حاصل از در نظرگیری جفت متغییر (ضخامت لایه جدایش و تعداد لایه کم مقاومت بالایی) اعمال شده می‌باشد جدول (۱) و شکل (۲). این ۹ مدل نامگذاری شده و پس از اعمال تنش فشارشی جانبی و ایجاد ۱۰، ۲۰ و ۳۰ درصد کوتاهشدگی میتوان فرایند دگرشکلی پیش رونده را در شکل (۳) مشاهده نمود. مدل‌های حاصله ۱ و ۴ و ۷ که داری ضخامت لایه جدایشی یکسان و تعداد لایه های کم مقاومت بالایی رو به کاهش از مدل ۱ به سمت ۷ هستند، هندسه‌هایی را نشان میدهند که با ساختار چین جعبه ای و لیفت آف قابل مقایسه میباشد و همچنین مدل ۱ تا مدل ۳ چین جدا شده لیفت آف (Detached lift off) در مدل ۱ و ساختار چین جعبه ای در مدل ۳ را به نمایش میگذارد و همچنین در مدل ۱ میتوان توسعه گسلش به عنوان گسلش جدایشی در چین جدایشی غیرمقارن را مشاهده نمود. مدل ۲ به سادگی ترکیبی از چین جدایشی غیرهماهنگ و چین لیفت آف بوده که طی مراحل مختلف فرایند تکامل چین و بواسطه پیشرفت کوتاهشدگی ایجاد میشوند. هندسه مدل ۵ با هندسه چین گسلخورده غیرمقارن سازگار بوده و جریان مواد شکل پذیر از بخش پایینی به سمت قسمت‌های بالاتر به خوبی قابل مشاهده است. مدل شماره ۸ نشان دهنده چین با دامنه اندک است و مدل شماره ۹ به خوبی نماینده ای برای نمایش چین گسل خورده غیرمقارن میباشد. مدل شماره ۳ به سادگی تعریف پایه چین‌های جدایشی را نشان میدهد که دارای مقدار مناسبی از مواد شکل پذیر مثل شیل یا نمک در لایه جدایشی است که به وضوح فضای ایجاد شده در بخش پایینی چین را پر کرده است. همچنین با در نظرگیری لایه‌هایی که ممکن است حین چین خوردگی نهشته شوند، نام چینه‌های جدایشی رشدی نیز برای این مدل پیشنهاد میشود. مدل شماره ۶ چین خوردگی جدایشی غیر هماهنگ را که دارای هندسه موازی در کمان خارجی نشان میدهد و در نهایت مدل ۹ نمونه خوبی از چین گسل خورده نامقارن میباشد. مقایسه مدل‌های عددی حاصله با مدل‌های ارائه شده توسط میترا [۹] هماهنگی قابل ملاحظه ای را نشان میدهد.



ضخامت لایه جدایشی

شکل ۲ - مدل‌های اولیه طراحی شده دارای ضخامت لایه جدایشی و تعداد لایه کم مقاومت بالایی منحصر به فرد

جدول ۱ - مشخصات مدل‌های اولیه

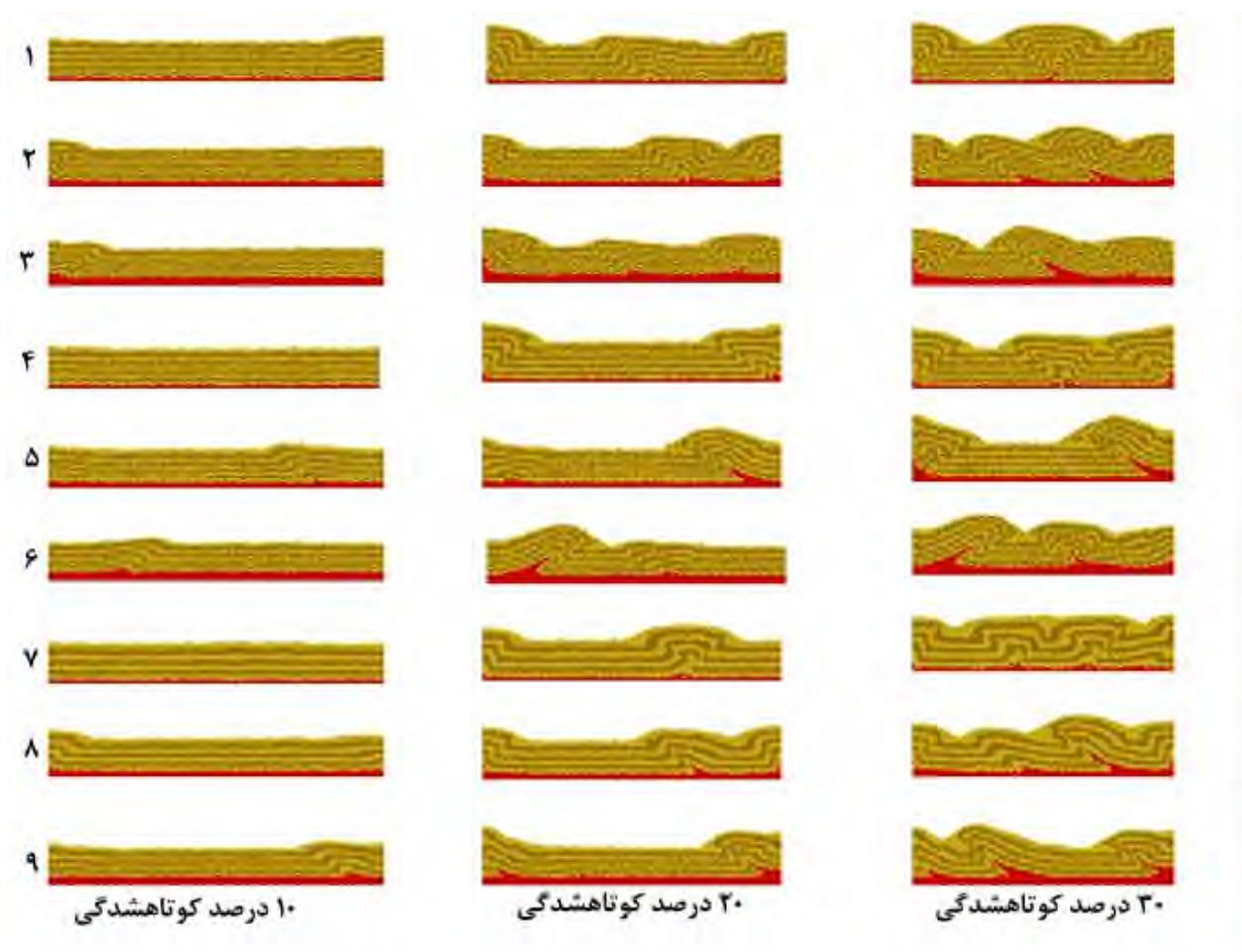
شماره مدل	تعداد لایه کم مقاومت	ضخامت لایه جدایشی
۱	۵	۰,۱



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
 ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
 The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
 10-11 November, 2020



۰.۲	۵	۲
۰.۳	۵	۳
۰.۱	۴	۴
۰.۲	۴	۵
۰.۳	۴	۶
۰.۱	۳	۷
۰.۲	۳	۸
۰.۳	۳	۹

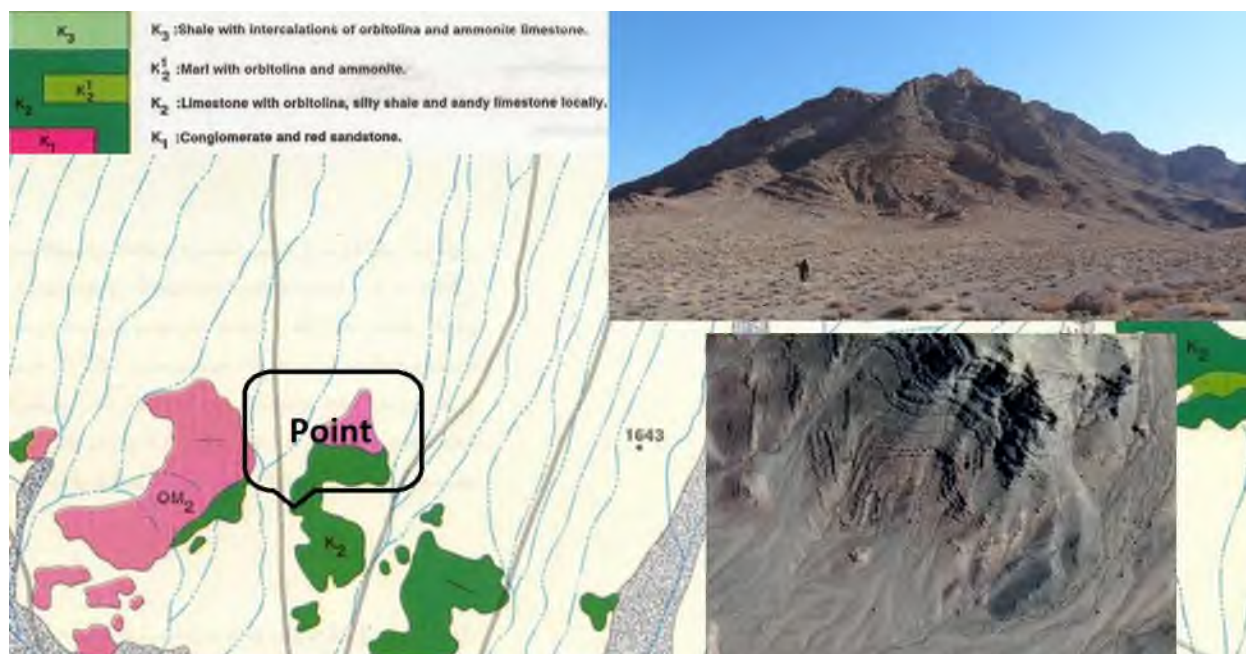


شکل ۳ - مدل‌ها در شرایط ۱۰ و ۲۰ و ۳۰ درصد کوتاهشدگی و فرایند دگرشکلی پیشرونده



۳. مقایسه با نمونه طبیعی

اگر چه سعی شده تا شرایط حاکم بر مدلسازی تا جای ممکن به شرایط حاکم در طبیعت مشابه باشد، فرایند مدلسازی در تلاش برای شبیه سازی یک ساختار خاص موجود در طبیعت نبوده و تهیه یک سری از مدل‌های مفهومی در الویت این پژوهش قرار داشته است. با این حال، به منظور صحت سنجی مدل‌های حاصله، نتایج با ساختار چین جعبه ای مشاهده شده در بخش ایران مرکزی در فاصله ۶۰ کیلومتری شمال استان اصفهان واقع در موقعیت جغرافیایی $33^{\circ}09'30''N$ و $51^{\circ}46'30''E$ مورد مقایسه قرار گرفته است. در این منطقه لایه های بالایی متشکل از لایمستون و لایه های زیرین متشکل از شیل و شیل سیلتی هستند در نتیجه با توجه به مشابهت شرایط حاکم در منطقه با شرایط تشکیل ساختار چین خوردگی جدایشی انتظار میرود ساختارهای جالب توجهی همانند چین جعبه ای در این پهنه مشاهده شود. شکل ظاهری و خصوصیات مدل شماره ۷ از شبه ماتریس شرح داده شده به خوبی با ساختار مشاهده شده در طبیعت شکل (۴) مشابهت و سازگاری دارد. تعداد لایه های کم مقاومت بالایی و همچنین ضخامت لایه جدایشی در مدل طبیعی و عددی قابل مقایسه می‌باشد.



شکل ۴- ساختار چین خوردگی جعبه ای واقع شده در ایران مرکزی

۴. نتیجه‌گیری

با توجه مدل‌های حاصله و هندسه های چین های جدایشی و با در نظر گیری ضخامت لایه جدایشی و تعداد لایه های کم مقاومت به عنوان متغیر های مدلسازی کنترل کننده هندسه نهایی چین، میتوان نتیجه گرفت که با افزایش تعداد لایه های بالایی، مدلها هندسه و ساختارهای پیچیده تری را در طی مراحل دگرشکلی نشان داده و احتمال روی دادن گسلش در فرایند دگرشکلی محتمل



است. این پژوهش نشان می‌دهد که در مدل‌های با تعداد لایه‌های بالایی کمتر و حداقل ضخامت لایه جدایشی هندسه محتمله چین ساده جعبه‌ای خواهد بود. همچنین با بررسی مدل‌های حاصله می‌توان نتیجه گرفت که در کل هندسه نهایی حاصل از مدلسازی بیشتر تحت تاثیر ضخامت لایه جدایشی است تا تعداد لایه‌های بالایی در نتیجه با تغییر میزان ضخامت لایه جدایشی می‌توان طیفی از اشکال ساختاری را مشاهده نمود. همچنین در مدل‌های با لایه جدایشی ضخیم می‌توان با وضوح بیشتر جریان یافتن مواد شکل‌پذیر را از بخش پایینی به سمت قسمت‌های بالایی مشاهده نمود. با بررسی شبه ماتریس نهایی و با در نظر گرفتن اشکال ساختاری در مرحله سی درصد کوتاه‌شدگی و بیشینه دگرشکلی مدل‌های حاصله با مدل‌های کینماتیکی قبلی ارائه شده توسط پژوهشگران پیشین همانند میترا [۹] سازگاری قابل توجهی نشان می‌دهد که تاییدی بر صحت فرایند مدلسازی است.

منابع

- [1] Brandes Ch., Tanner D., Fault-related folding: A review of kinematic models and their application. *Journal of structural geology*, Vol. 138, 2014, pp. 352-370.
- [2] Mitra, S., 1990. Fault-propagation folds: Geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 74, pp. 921-945.
- [3] Jamison, W.J., 1987. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, Vol. 9, pp. 207-219.
- [4] Almendinger, R., 1998. Inverse and forward numerical modeling of trishear fault propagation folds. *Tectonics*, Vol. 17, pp. 640-656.
- [5] Mitra, S., 2002, Structural geometry of faulted detachment folds, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* (in press).
- [6] Poblet, J., McClay, K., 1996. Geometry and kinematics of single layer detachment folds. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 80, pp. 1085-1109.
- [7] Mitra, S., 2003. A unified kinematic model for the evolution of detachment folds. *J. Struct. Geol.* Vol. 25, pp. 1659-1673.
- [8] Wallace, W. K., and T. X. Homza, 2004, Detachment folds versus fault-propagation folds, and their truncation by thrust faults, in K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: AAPG Memoir 82*, pp. 324 – 355.
- [9] Suppe, J., Medwedeff, D.A., 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geol. Helv.* 83, pp. 409-454.
- [10] Morley, C.K., King, R., Hillis, R., Tingay, M., Backe, G., 2011. Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: a review. *Earth Sci. Rev.* 104, pp. 41-91.
- [11] Sherhati, S., Letouzey, J., Frizon de Lamotte, D., 2006. Central Zagros fold-thrust belt (Iran): new insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling. *Tectonics* 25,TC4007. <https://doi.org/10.1029/2004TC001766>.
- [12] Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *Am. J. Sci.* 304, pp. 1-20.
- [13] Vergés, J., Marzo, M., Munoz, J.A., 2002. Growth strata in foreland settings. *Sediment. Geol.* 146, pp. 1-9.
- [14] Lammie, DB., 2020, Quantifying shortening across the central Appalachian fold-thrust belt, Virginia and West Virginia, USA: Reconciling grain-, outcrop-, and map-scale shortening, *Geosphere* 16 (5), pp. 1276-1292.
- [15] Schori, M., Mosar, J., Schreurs, G., 2015. Multiple detachments during thin-skinned deformation of the Swiss Central Jura: a kinematic model across the Chasseral. *Swiss J. Geosci.* 108, pp. 327-343.
- [16] Botter, C., Cardozo, N., Hardy, S., Lecomte, I., & Escalona, A. (2014). From mechanical modeling to seismic imaging of faults: A synthetic workflow to study the impact of faults on seismic. *Marine and Petroleum Geology*, 57, pp. 187-207.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



-
- [17] Hardy, S., 2018. Discrete element modelling of extensional, growth, fault-propagation folds. *Basin Res.* <https://doi.org/10.1111/bre.12335>.
- [18] Hughes, A.N., Benesh, N.P., Shaw, J.H., 2014. Factors that control the development of fault-bend versus fault-propagation folds: insights from mechanical models based on the discrete element method (DEM). *J. Struct. Geol.* 68, pp. 121–141.
- [19] Hardy, S., Finch, E., 2006. Discrete element modelling of the influence of cover strength on basement-involved fault-propagation folding. *Tectonophysics* 415, pp. 225–238.
- [20] Hughes, A.N., Benesh, N.P., Shaw, J.H., 2014. Factors that control the development of fault-bend versus fault-propagation folds: insights from mechanical models based on the discrete element method (DEM). *J. Struct. Geol.* 68, pp. 121–141.
- [21] Hardy, S., McClay, K., Munoz, J.A., 2009. Deformation and fault activity in space and time in high-resolution numerical models of doubly vergent thrust wedges. *Mar. Pet. Geol.* 26, pp. 232–248.
- [22] Jamison WR, Geometric Analysis of Fold Development in Overthrust Terrains, *Journal of Structural Geology*, Vol. 9, 1987, pp. 207-219.
- [23] Suppe, J, Geometry and kinematics of fault-bend folding, *AAPG Special Volumes*, 2004, pp. 303-323.
- [24] Brandes, C., Numerical basin modeling of the Laptev Sea Rift, NE Russia, *Special Paper of the Geological Society of America*, Vol 541, 2019, pp. 45-61.

توسعه و آموزش در

زمین شناسی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



بررسی میزان توجه به آموزش توسعه پایدار در برنامه درسی زمین‌شناسی پایه یازدهم از منظر مولفه‌های زیست-محیطی

مریم فهیمی*

دبیرآموزش و پرورش منطقه ده تهران، گروه زمین‌شناسی

mfahimi453@gamil.com

چکیده:

پژوهش حاضر با هدف بررسی میزان توجه به مولفه‌های بعد زیست محیطی توسعه پایدار در محتوای کتاب درسی زمین‌شناسی پایه یازدهم انجام شده است. این پژوهش از لحاظ هدف کاربردی است و از لحاظ روش تحقیق توصیفی از نوع تحلیل محتوا است. به دلیل محدود بودن جامعه آماری حجم نمونه با حجم جامعه برابر در نظر گرفته شده است. برای جمع‌آوری داده‌های مورد نیاز از فرم تحلیل محتوای کدگذاری شده با تاکید بر مولفه‌های زیست محیطی توسعه پایدار استفاده شده است که روایی آن بر اساس نظرات اساتید رشته محیط زیست و علوم تربیتی مورد تایید قرار گرفته است. پایایی ابزار پژوهش بر اساس روش هولستی با ضریب پایایی ۹۱ درصد محاسبه شده است. جهت تعیین میزان توجه و ضریب اهمیت مولفه‌های بعد زیست محیطی توسعه پایدار از روش *آنتروپی شانون* استفاده شده است. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که به مولفه‌های "آلودگی آب، خاک و هوا" و "برنامه ریزی برای کاربری زمین و میراث طبیعی" توجه بیشتری شده است. لیکن کمترین ضریب اهمیت مربوط به "جمعیت و صنعتی شدن" و "کیفیت آب و هوا" است. با توجه به نتایج حاصل از این پژوهش و اهمیت توسعه پایدار عدالت-محورانه، و نقش بسزای برنامه درسی در جهت توسعه پایدار در دنیای امروز، تاکید بیشتر بر آموزش همه مولفه‌های بعد زیست محیطی توسعه پایدار در محتوای برنامه درسی زمین‌شناسی، *پایه یازدهم رشته‌های تجربی و ریاضی-فیزیک* امری ضروری به نظر می‌رسد.

واژگان کلیدی: آموزش بعد زیست محیطی توسعه پایدار، تحلیل محتوا، برنامه درسی، زمین‌شناسی، پایه یازدهم نظری رشته تجربی و ریاضی-فیزیک



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Assessing the level of attention to sustainable development education in the 11th grade Geology curriculum from the perspective of environmental components

Maryam Fahimi*

Teacher of Education, District 10, Tehran, Department of Geology

mfahimi453@gamil.com

Abstract:

The aim of this study was to investigate the level of attention to the components of the environmental dimension of sustainable development in the content of the eleventh grade geology textbook. This research is applied in terms of purpose and in terms of research method is descriptive content analysis. Due to the limited statistical population, the sample size was considered equal to the population size. In order to collect the required data, a coded content analysis form with emphasis on the environmental components of sustainable development was used, the validity of which was confirmed based on the opinions of professors in the field of environment and educational sciences. The reliability of the research instrument was calculated based on Holstie method with a reliability coefficient of 91%. Shannon entropy method was used to determine the degree of attention and importance of environmental indicators of sustainable development. The results showed that more attention was paid to the components of "water, soil and air pollution" and "land use planning and natural heritage". However, the least important factor was related to "population and industrialization " and "climate quality". Given the results of this study and the importance of justice-oriented sustainable development, and the important role of the curriculum for sustainable development in today's world, more emphasis seem necessary on teaching all components of the environmental dimension of sustainable development in the content of the Geology curriculum, eleventh grade Experimental and Mathematical-Physics disciplines.

Keywords: Education, Environmental Dimension, Sustainable Development, Content Analysis, Curriculum, Geology, Eleventh Grade Theoretical Experimental and Mathematics-Physics



مقدمه

جامعه امروز برای توسعه در زمینه‌های اجتماعی، اقتصادی و دانش زیست محیطی نیاز به بازنگری سیاست‌های آموزش به سمت توسعه پایدار دارد تا دانش آموزان را برای مقابله با مشکلات زندگی مدرن آماده سازند [۴۰]. آموزش برای توسعه پایدار توانمندسازی فراگیران را به دنبال دارد به گونه‌ای که باعث تغییر خود و جامعه می‌شوند. این تغییر مهم از طریق گسترش دانش، مهارت‌ها، نگرش‌ها، توانمندی‌ها و ارزش‌های مورد نیاز صورت می‌گیرد. پرداختن به موضوع‌های شهروند جهانی و چالش‌های محلی و موضوعی حال و آینده مانند تفکر نقادانه و نظام‌مند، مسئله‌گشایی، خلاقیت، فعالیت مشارکتی و تصمیم‌گیری در مواجهه با بی‌ثباتی و مسئولیت‌های جهانی از این آگاهی حاصل می‌شود [۴۳].

توسعه پایدار در حقیقت ایجاد تعادل میان توسعه و محیط زیست است. توسعه نه تنها برای طبیعت مضر نیست بلکه به یاری آن هم می‌آید. توسعه پایدار به معنی تلفیق اهداف اقتصادی، اجتماعی، زیست محیطی برای حداکثرسازی رفاه انسان فعلی بدون آسیب به توانایی‌های نسل‌های آتی برای برآوردن نیازهایشان می‌باشد [۴۱]. موثرترین گام در جهت حفظ محیط زیست ارزیابی رفتار و عملکرد مردم در رسیدن به اصول اولیه زندگی پایدار می‌باشد. یعنی مردم باید رفتار خود را در برخورد با محیط زیست طوری ارزیابی کنند تا به منش ثابت و اصول همزیستی با طبیعت دست یابند. آموزش محیط زیست می‌تواند تاثیر قابل ملاحظه‌ای در تقویت فرهنگ زیست محیطی و رسیدن به اهداف توسعه پایدار داشته باشد. بنابراین برای دست یافتن به توسعه پایدار یعنی توسعه با حفظ ارزش‌های زیست محیطی باید به تغییر در فرهنگ زیستی جوامع پرداخت تا مردم تشکیل‌دهنده جوامع منش خود را با پایداری و پویایی طبیعت مورد مطابقت قرار دهند [۳۴]. یکی از راه‌های ترویج آن، ارائه اطلاعات و تعلیم آن در قالب محتوای درسی است چراکه برنامه درسی نقش بسیار مهمی در ایجاد انگیزه و قدرت در فراگیران برای داشتن دانش و رفتار پایدار دارد [۹]. در سال ۱۹۹۲ همایش اجلاس زمین در مورد محیط زیست و توسعه در ریو برزیل برگزار شد. دستور کار اجلاس بر روی آموزش به سمت توسعه پایدار و افزایش آگاهی‌های عمومی و اصلاح بینش و ترویج آموزش متمرکز شد. در سال ۱۹۹۵ سازمان ملل ویونسکو کارگاه بین منطقه‌ای آموزش محیط زیست برای توسعه پایدار را در آتن یونان برگزار کردند. سر فصل‌های عمده این کارگاه عبارت بودند از:

- ۱- هدایت آموزش زیست محیطی به سوی گسترش اندیشه توسعه پایدار در برابر توسعه عمومی.
- ۲- آشنا کردن معلمان و آموزشگران با رویکرد و دیدگاه زیست محیطی در آموزش و اجرای آن در قالب برنامه‌های آموزش رسمی و غیر رسمی

۳- توسعه آموزش محیط زیست به صورت سیستماتیک و نظام یافته و مستقل در تمام عرصه‌های اجتماعی [۲۲].

موضوع آموزش محیط زیست در قوانین برنامه‌های توسعه اقتصادی اجتماعی و فرهنگی جمهوری اسلامی ایران نیز لحاظ شده است. براساس ماده ۶۰ قانون برنامه چهارم، دولت موظف است به منظور تقویت و توانمندسازی ساختارهای مرتبط با محیط زیست و منابع طبیعی، ساختارهای مناسب را برای فعالیت‌های محیط زیستی در دستگاه‌های اثرگذار بر محیط زیست، ایجاد، تنظیم، برقرار و تقویت نماید. بر اساس بندهای الف و ب ماده ۶۸ قانون برنامه چهارم، سازمان حفاظت محیط زیست مکلف است در راستای ارتقاء آگاهی‌های عمومی و دستیابی به توسعه پایدار به منظور حفظ محیط زیست با تاکید بر گروه‌های اثرگذار و اولویت‌دار از ابتدای



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



برنامه چهارم توسعه اقتصادی اجتماعی و فرهنگی جمهوری اسلامی ایران آیین نامه اجرایی مربوط را با پیشنهاد شورای عالی حفاظت محیط زیست به تصویب هیئت وزیران برساند [۱۱]. مفاد ماده ۶۴ قانون برنامه چهارم مجدداً در زیر ماده ۱۸۹ قانون برنامه پنجم توسعه تکرار شده است [۳۱].

بسیاری از محققان حوزه علوم تربیتی بر این باورند که دوره متوسطه یکی از دوره‌های تحصیلی است که ضرورت آموزش مهارت‌های زندگی در آن به شدت احساس می‌گردد و بخشی از این مهارت‌ها شامل مهارت چگونگی رفتار نسبت به محیط زیست است. در این دوره انتظار جامعه از مدرسه آن است که نسل فردای جامعه را آماده ایفای نقش شهروندی سبز کند. باید توجه داشت که دانش آموزان دوره متوسطه تنها زمانی می‌توانند به ایفای نقش شهروندی سبز بپردازند و به بهبود شرایط زیست محیطی کمک کنند که دارای دانش و آگاهی زیست محیطی باشند [۲۰].

بر اساس سند چشم‌انداز ۲۰ ساله، کشور ایران در افق ۱۴۰۴ کشوری توسعه یافته و برخوردار از سلامت، رفاه، امنیت غذایی، تامین اجتماعی، فرصت‌های برابر، توزیع مناسب درآمد و ارتقاء سطح شاخص‌هایی از قبیل آموزش و عدالت اجتماعی به دور از فقر و تبعیض است. به طوری که انسان‌ها در پناه چنین شرایطی از بهداشت و سلامت جسمی و روانی، آرامش و امنیت اجتماعی و اقتصادی پایدار، و عدالت زیست محیطی برخوردار باشند [۱۴]. آموزش برای توسعه پایدار همانا توانمندسازی مردم و جامعه در فهم و درک و مسئولیت‌پذیری و داشتن مسئولیت برای ایجاد آینده‌ای پایدار است. لازمه آموزش برای توسعه پایدار این است که:

- ۱- به دانش‌آموزان و جوانان به گونه‌ای آموزش دهیم که بتوانند از آینده تصویری بهتر ترسیم کنند.
- ۲- بستری فراهم شود تا مردم در سطوح مختلف و توانمندی‌های متفاوت بتوانند قدرت تفکر نقادانه داشته باشند.
- ۳- لازمه این آموزش ایجاد تفکر سیستمی است به این معنی که بین سازمان‌ها و نهادهای ذی ربط هم افزایشی ایجاد شود. زیرا توسعه پایدار مفهومی چندبخشی است و به همین دلیل نیازمند فهم و درک بین‌بخشی و بین‌سازمانی است [۳۱]. در سند تحول بنیادین آموزش و پرورش در شش ساحت اهداف دوره‌های آموزشی مختلف مشخص شده است که ساحت زیستی و بدنی یکی از این ساحت‌ها می‌باشد این ساحت ناظر به حفظ سلامت و بهداشت جسمی و روانی خود و دیگران، تقویت قوای جسمی و روانی، مبارزه با عوامل ضعف و بیماری، حفاظت از محیط زیست و احترام به طبیعت است. اهداف دوره دوم متوسطه در ساحت تعلیم و تربیت زیستی و بدنی در سند تحول بنیادین آموزش و پرورش عبارتند از:
 - ۱- عوامل تاثیر گذار بر سلامت و توانایی جسمانی و روانی خود را شناسایی کند و با به کارگیری راهبردهای زندگی سالم به الگوی رفتاری پایدار دست یابد.
 - ۲- با مشارکت در فعالیت‌ها / طرح‌های سالم سازی سبک زندگی، محیط زیست، تفریحات سالم و عام المنفعه، مسئولیت‌هایش را در قبال سلامت خود، خانواده و جامعه انجام دهد و میزان تاثیر گذاری آن را ارزیابی کند.
 - ۳- با مطالعه تاثیر گذار بر نظام‌های زیست محیطی، روش‌های را برای اصلاح سبک زندگی انتخاب کند و برای حفظ و بهبود این نظام‌ها در جامعه محلی، ملی و جهانی پیشنهادهای ارائه دهد.یکی از عناصر نه گانه برنامه درسی از نظر کلاین محتوا است. او محتوا را اینگونه تعریف می‌کند: نخستین گام در تحقق اهداف، انتخاب محتوای آموزشی مناسب و مطلوب است. محتوا ماده برنامه درسی است. آن چه که باید آموخته شود شامل حقایق، مفاهیم،



اصول، نظریه‌ها و تعمیم‌ها می‌باشد. محتوا همچنین به فرایندهای شناختی اشاره دارد که یادگیرندگان در موقع تفکر درباره محتوا مورد استفاده قرار می‌دهند [۲۸]. تحلیل محتوا، روش منظم برای توصیف عینی و کمی محتوای کتابها و متون برنامه ویا مقایسه پیامها و ساختار محتوا با اهداف برنامه درسی است [۳۸]. در این روش پیامها و یا اطلاعات به صورت منظم کدگذاری و به نحوی طبقه بندی می‌شود که پژوهشگر بتواند آنها را به صورت کمی تجزیه و تحلیل کند [۶]. از آنجا که برنامه ریزی، تدوین، تغییر و روزآمد کردن کتب درسی به عنوان بخشی از برنامه های درسی یکی از الزامات نظام آموزشی است تحلیل و بررسی عینی کتابهای درسی اهمیت دوچندان می یابد [۳۸]. تحلیل محتوا باعث می شود تا معلمان و مولفان کتاب درسی و برنامه ریزان درسی با ویژگیهای لازم برای ارائه یک کتاب درسی مناسب آشنا شوند و آنها را در جهت بهبود کتاب به کار گیرند [۸]. نتایج پژوهشی رضایی و همکاران تحت عنوان "بررسی میزان توجه به آموزش برای توسعه پایدار در برنامه درسی علوم تجربی دوره ابتدایی" نشان می دهد که در برنامه درسی علوم تجربی دوره ابتدایی به اهمیت مولفه های بعد زیست محیطی بیشتر از سایر ابعاد برای توسعه پایدار توجه شده است و بیشترین ضریب اهمیت مربوط به مولفه آلودگی و بلایای طبیعی می باشد و کمترین ضریب اهمیت مربوط به مولفه ساختن جوامع، بیابانزایی، جنگلزدایی، نقد فرهنگی، بازسازی فرهنگی و حفظ فرهنگ می باشد که فاقد فراوانی می باشد. نتایج پژوهش های ابراهیمی درباره میزان توجه به آموزش زیست محیطی در کتاب های علوم تجربی و علوم اجتماعی دوره های ابتدایی و متوسطه نشان می دهد که کتاب های مذکور به شاخص های حفاظت از محیط زیست اهمیت بسیار اندکی داده اند. ذاکری و همکاران در نتایج پژوهشی تحت عنوان "آموزش محیط زیست برای نسل نوجوان در مدارس" بیان می کنند که ۸۰ درصد جوانان حفظ محیط زیست را وظیفه آحاد مردم می دانند و ۷/۴۶ درصد جوانان نیز داشتن فرهنگ و اخلاق زیست محیطی را موثرترین راه برای جلوگیری از تخریب و آلودگی محیط زیست می دانند [۷].

صالحی و همکاران در پژوهشی تحت عنوان "رفتارهای زیست محیطی، دانش زیست محیطی و تحصیلات" ۷۱۵ نفر از ساکنان سه استان گلستان، گیلان و مازندران را مورد بررسی قرار دادند. نتایج تحقیق مذکور نشان داد که افراد مورد بررسی از دانش زیست محیطی پایینی برخوردار بوده اند در حالی که رفتارهای زیست محیطی نسبتاً بالایی از خود نشان دادند. این پژوهشگران معتقدند ضعف آموزش زیست محیطی و فقدان آموزش زیست محیطی مناسب نه تنها مشکل آموزش رسمی است بلکه در آموزش غیر رسمی هم به چشم می خورد [۲۱]. رفیعی و امیرنژاد در مطالعه خود به بررسی نقش آموزش در افزایش تمایل افراد به حفاظت از محیط زیست دریای خزر پرداخته اند. برای انجام این تحقیق، پژوهشگران به ۲۰۰ نفر از ۴۰۰ نفر از اعضای نمونه مورد بررسی بروشورهایی در مورد دریای خزر و اهمیت آن در حفظ حیات ارائه دادند و به ۲۰۰ نفر دیگر هیچگونه بروشوری ارائه ندادند. نتایج نشان داد که میان دو گروه تفکیک شده تفاوت معنی داری در تمایل به حفاظت از محیط زیست دریای خزر وجود داشته است. به این معنی که آموزش در گروه دریافت کننده بروشور اثر معنی داری بر تمایل جهت حفاظت از این اکوسیستم مهم نشان داده است [۱۰].

قضاوی و همکاران در پژوهشی تحت عنوان "تحلیل محتوای کتاب های تعلیمات اجتماعی دوره ابتدایی به لحاظ توجه به معضلات زیست محیطی" به این نتیجه رسیدند که کتاب های تعلیمات اجتماعی دوره ابتدایی در کل به معضلات زیست محیطی توجه کمی کرده اند [۲۹]. حکیم زاده و همکاران در پژوهشی تحت عنوان "تحلیل محتوای کتاب های درسی با توجه به مسائل و



مباحث روز جهانی در برنامه‌های درسی " به این نتیجه رسیدند که اگرچه به آموزش مفاهیم زیست محیطی بیش از حد انتظار توجه شده است ولی به مولفه های متعدد آن به صورت متوازن توجه نشده است. یعنی به برخی از مولفه ها بیشتر و برخی کمتر از حد انتظار توجه شده است. [۵]

دو ولف و دو هامر پژوهشی با عنوان "آموزش توسعه پایدار" در هلند انجام دادند که این پژوهش به معرفی سیستم آموزشی هلند و نقش وزارتخانه مربوطه در جهت اجرای توسعه پایدار در دوره آموزش ابتدایی و متوسطه می‌پردازد و بیان می‌کند که اجرای توسعه پایدار به طور منظم در برنامه‌های درسی هلند وجود ندارد اما هدف برخی از برنامه های دولتی افزایش اجرای برنامه های آموزش برای توسعه پایدار است [۳۹].

تای در پژوهشی با عنوان "جهانی شدن آموزش جهانی برای تربیت شهروندان جهان" با تاکید بر اهمیت برنامه های درسی جهان نگر به مطالعه در مورد برنامه‌های درسی جهان نگر، به مطالعه در مورد ۵۲ کشور جهان پرداخت و نتایج این پژوهش نشان داد که با توجه به قضایای مشترک جهانی مواردی که بیشتر مورد توجه بوده است شامل محیط زیست، توسعه ارتباطات بین فرهنگی، صلح و حقوق بشر، جمعیت، بهداشت، ایدز و تبعیض نژادی است [۴۲].

مطابق توسعه پایدار برنامه های توسعه ای برای تامین نیازهای زمان حال باید به گونه‌ای باشد که به امکان تأمین این نیازها برای آیندگان خللی وارد نکند. این امر میسر نیست مگر با آموزش افراد جامعه در حفظ محیط زیست و همانگونه که می‌دانیم بهترین مرجع آموزش نظام آموزشی و مهمترین ابزار در این نظام کتاب‌های درسی هستند. در همین راستا برنامه درسی زمین‌شناسی این ویژگی را دارد که از طریق آموزش مولفه های زیست محیطی توسعه پایدار زمینه رشد و توسعه یادگیری شناختی دانش آموزان را فراهم کرده و تغییرات مطلوب فردی و اجتماعی و نگرش مثبت نسبت به توسعه پایدار در جامعه حال و آینده در آنها ایجاد نماید. با این تمهیدات، دانش آموزان قادر خواهند بود نقش ها و وظایف خود را بشناسند تا با این شناخت و تغییر نگرش در ایجاد محیط زیستی سالم همگام با توسعه اقتصادی، سیاسی و اجتماعی به نحو شایسته تری رشد نمایند. همچنین رشد روز افزون جمعیت صنعتی شدن در قرن ۲۱ مستلزم تامین مکان، انرژی و امکانات برای این جوامع در حال توسعه پایدار می باشد. علم زمین‌شناسی در کنار سایر علوم برای توسعه پایدار از اهمیت فوق العاده ای برخوردار است. از جمله مزایای مسلح شدن به علم زمین‌شناسی می توان به موارد زیر اشاره کرد: پی جویی و اکتشاف سوخت های فسیلی، مکان یابی منابع با ارزش اقتصادی برای تامین مواد اولیه مورد نیاز صنعت و ساختمان، کشف و بهره برداری از سفره های آب زیر زمینی، شناسایی مناطق حادثه خیز مثل آتشفشان، زلزله، سیلاب و رانش زمین، شناسایی اولیه و مکان یابی مناطقی که سازه های عظیم مهندسی مانند سدها، تونل ها، بزرگراه ها، پل ها در آنها احداث می شود. علاوه بر این علم زمین‌شناسی با زمینه های تخصصی جدیدتری همچون زمین‌شناسی پزشکی و زمین‌شناسی زیست محیطی افق های جدیدی را فرا روی بشر می‌گشاید. از آنجا که کشور ما منابع طبیعی و پدیده های نادر زمین‌شناسی فراوانی دارد. و به عنوان نگین زمین‌شناسی دنیا معروف است از پتانسیل بالایی برای صنعت توریسم برخوردار است. علم زمین‌شناسی ما را در تحقق ژئوتوریسم به نحو چشمگیری یاری می‌رساند. رشد بهره برداری غیر منطقی منابع طبیعی برای توسعه، آسیب های جبران ناپذیری به منابع تجدید ناپذیر وارد می‌سازد. در این راستا عدالت-محورانه بودن توسعه پایدار اهمیت بسزایی دارد تا با برآوردن نیازهای نسل کنونی تواناییهای نسل آینده به مخاطره نیافتد بنابر این اهمیت و ضرورت آموزش زمین



شناسی برای زندگی پایدار مشخص می‌شود. در مورد انتخاب برنامه درسی زمین‌شناسی پایه یازدهم رشته‌های ریاضی- فیزیک و تجربی در این پژوهش می‌توان گفت که این موضوع به چند دلیل انتخاب شده است. نخست اینکه کتاب زمین‌شناسی شناسی پایه یازدهم رشته‌های ریاضی- فیزیک و تجربی از جمله کتابهای است که بدنبال تغییر ساختار آموزشی به "۳،۳،۶" تازه تالیف شده است. دوم اینکه اهمیت و ضرورت آموزش مولفه زیست محیطی پایدار برای زندگی پایدار دانش آموزان پایه یازدهم رشته‌های ریاضی- فیزیک و تجربی باید پررنگتر شود، چرا که زمین‌شناسی می‌تواند در زندگی روزمره دانش آموزان مورد استفاده قرار گیرد. سوم اینکه با بررسی وضعیت توجه به بعد زیست محیطی توسعه پایدار در کتاب درسی زمین‌شناسی پایه یازدهم رشته‌های ریاضی- فیزیک و تجربی میتوان پیشنهادها و برنامه‌های عملی و کاربردی را در جهت گنجاندن مطالب درسی مفید همسو با توسعه پایدار ارائه نمود که سیاست‌گذاران برنامه‌های درسی و برنامه‌ریزان درسی زمین‌شناسی می‌توانند از یافته‌های پژوهشی حاضر در تدوین اهداف برنامه درسی و طراحی کتاب درسی زمین‌شناسی استفاده نمایند همچنین درجهت رفع نقاط ضعف و تقویت نقاط قوت برنامه درسی زمین‌شناسی جهت به کارگیری آموزش برای توسعه پایدار آن‌ها را در نظر بگیرند. چهارم اینکه در همین راستا دبیران زمین‌شناسی نیز با مولفه زیست‌محیطی توسعه پایدار آشنا شده و در امر تدریس به این مولفه‌ها توجه بیشتری خواهند کرد و پنجم اینکه الگویی برای تحلیل محتوای کتاب‌های درسی در پژوهش‌های بعدی به دست می‌آید که می‌تواند مورد استفاده پژوهشگران قرار گیرد. هدف از این پژوهش تعیین میزان توجه به مولفه‌های بعد زیست‌محیطی توسعه پایدار در کتاب زمین‌شناسی پایه یازدهم رشته‌های ریاضی- فیزیک و تجربی دوره دوم متوسطه شاخه نظری است. برای ارزیابی و پایش بهتر بعد زیست محیطی توسعه پایدار از طرف سازمان حفاظت از محیط زیست شاخص‌های تعیین شده است که به عنوان نماینده کمیته‌های همگن متعدد می‌باشد. که این شاخصها ذیلا توصیف می‌شود.

- تغییرات اقلیمی: اقلیم وضعیت معمول جوی هر منطقه در مدت زمان طولانی است. هر چند وضعیت هوای منطقه‌ای ممکن است هر روز تغییر کند. اما اقلیم آن کمابیش ثابت می‌ماند. شرایط آب و هوایی و جو زمین نیز مانند دیگر قسمت‌های کره زمین از آسیب‌های انسان در امان نمانده و دستخوش دگرگونی‌های شده است. پدیده تغییر اقلیم که عمدتاً مربوط به افزایش گازهای گلخانه‌ای در جو است. از نمونه‌های بارز در این زمینه می‌باشد که باعث بوجود آمدن بسیاری از مشکلات کنونی مانند گرم شدن تدریجی آب و هوا، بالا آمدن سطح آب دریاها و بارش رگبارهای سیل‌آسا در بعضی از مناطق زمین است. هر برنامه آموزشی موثر که تغییرات جهانی اقلیم را بررسی می‌کند باید با این واقعیت مواجه شود که بسیاری از دانش‌آموزان کمبودهای جدی در تصور بنیادین و دانش خود در زمینه علوم زمین و نیز شیمی، فیزیک و زیست‌شناسی دارند.

- مصرف پایدار آب و مصرف بیش از حد آب: ایران با متوسط نزولات جوی ۲۶۰ میلی‌لیتر در سال از کشورهای خشک جهان و دارای منابع آب محدود است [۴]. افزایش جمعیت توأم با رشد صنایع، گسترش شهرنشینی، مصرف‌گرایی و بالا رفتن بهداشت و رفاه عمومی سبب افزایش مصرف آب، بویژه از منابع آب زیرزمینی بدون توجه به میزان تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی شده است. ایران از جمله کشورهای است که بالاترین سهم آب مصرفی را در تولیدات کشاورزی دارد و به دلیل کمبود آب سطحی، بیشترین میزان آب مصرفی از منابع آب زیرزمینی تامین می‌گردد. بنابراین افت سطح آب زیرزمینی و پیامدهای حاصل



از آن، یکی از معضلات حال حاضر کشور محسوب می‌شود. اختلال در رفاه و بهداشت عمومی، ایجاد بحران در کشاورزی و دامداری، گسترش بیکاری، کاهش درآمدهای عمومی و احتمال بروز ناآرامیها و بحرانهای اقتصادی و اجتماعی از دیگر پیامدهای این مسئله خواهد بود [۱۷].

- میراث طبیعی: به هر نوع میراث که عوامل طبیعی در ساخت و شکل‌گیری آن نقش داشته باشند میراث طبیعی گفته می‌شود. برای شناسایی و ثبت میراث طبیعی از مفاد کنواسیون حمایت از میراث فرهنگی و طبیعی جهان که در سال ۱۹۷۲ نگاشته شده است استفاده می‌شود که معیارهای ثبت جهانی میراث طبیعی در یونسکو و ضوابط حفاظت و مدیریت اتحادیه جهانی حفاظت از طبیعت نیز در آن رعایت می‌شود. عوارض بدیع جغرافیایی ژئوپارک، گنبد نمکی، جزایر، کلت کویر، گل فشانها، کوها و قله‌ها و پدیده‌های زمین‌شناختی که تغییرات زمین موجب بوجود آمدن آنها شده است نمونه‌های از میراث طبیعی محسوب می‌شوند.

- ژئوتوریسم: زمین‌گردشگری زیر مجموعه توریسم پایدار بوده و هدف آن حفظ منابع گردشگری در مقاصد است. یعنی هدایت گردشگران به نحوی که محل مورد بازدید برای نسل‌های آینده هم همانطور باقی مانده و قابل استفاده باشد. زمین‌گردشگری پایدار بر دو عامل کسب تجربه در طبیعت و یادگیری در مورد طبیعت تاکید می‌نماید [۱۲].

- انرژی تجدید پذیر: از مهمترین عناصر که در توسعه پایدار موثر است منابع انرژی است. داشتن انرژی مناسب عمده‌ترین عامل اقتصادی جوامع صنعتی پس از نیروی انسانی است چرا که انرژی یک نیاز اساسی برای استمرار توسعه اقتصادی، رفاه اجتماعی، بهبود کیفیت زندگی و امنیت جامعه می‌باشد. تامین انرژی پایدار ضرورت توسعه پایدار است به همین دلیل در سالهای اخیر کشورهای مختلف اعم از پیشرفته و در حال توسعه توجه فزاینده‌ای به انرژی تجدید پذیر (انرژی خورشید، انرژی باد، ژئوترمال و...) جهت ایجاد تنوع در استفاده از منابع انرژی و ملاحظات زیست محیطی برای دست‌یابی به انرژی پایدار معطوف داشته‌اند [۲]. برای جلوگیری از مضرات مصرف سوختهای فسیلی همچون نفت و گاز با استفاده بهینه از انرژیهای تجدیدپذیر و سازگار با محیط زیست در فرایند توسعه پایدار کشورها به عنوان یک هدف مهم شناخته می‌شود [۱۶].

- آلودگی‌های زیست محیطی: محیط زیست در یک تعریف کلی عبارت است از مجموعه شرایط بیرونی که در طول عمر یا زندگی یک موجود زنده مانند انسان بر او اثر می‌گذارد. از دیدگاه جهانی آب، خاک و هوا سه جز عمده محیط زیست انسانی تلقی می‌شوند و هر گونه آلودگی آنها، آلودگی محیط زیست محسوب شده و باید مورد توجه قرار گیرد. رشد روز افزون جمعیت، افزایش تقاضا برای مواد غذایی و سایر نیازمندیها ی بشر، توسعه صنعت گردشگری، گسترش پدیده شهرنشینی و تشدید آلودگی محیط زیست (آب، خاک و هوا) سلامتی و حیات موجودات زنده بویژه انسان را با خطر جدی مواجه ساخته است. با توجه به خطراتی که این آلودگی‌ها برای سلامت افراد ساکن در مناطق آلوده دارد شناخت و آگاهی نسبت به جوانب مختلف این مساله از اهمیت بسزایی برخوردار می‌باشد. آب به دلیل این که نقش اساسی در بقا زندگی انسان ایفا می‌کند در صورت آلوده بودن توانایی زیادی برای انتقال انواع گوناگونی از بیماریها و امراض را نیز دارد [۲۳].



- کاهش خطر بلایای طبیعی و ایجاد آمادگی: مجموعه‌ای از حوادث زاینبار که منشا انسانی ندارند. این حوادث معمولاً غیر قابل پیش بینی بوده و یا حداقل از مدتها قبل نمی توان وقوع آنها را پیش بینی نمود. بلایای طبیعی انواع گوناگونی دارند. زلزله، رعدوبرق، تغییرات شدید درجه حرارت، خشکسالی و آتشفشان نمونه‌های از بلایای طبیعی هستند. برخی از بلایای طبیعی به طور غیر مستقیم، ناشی از عملکردهای انسانی هستند مثل بلایای ناشی از افزایش آلودگی هوا و یا گرم شدن زمین و همچنین سیل ناشی از تخریب جنگل‌ها به دست انسان از این جمله‌اند [۳۳]. بلایا رخدادهای کمیابی هستند با وجود این، برنامه ریزی دقیق و آموزش، با هدف آماده نمودن سازمانها در برابر رویدادها و باز گرداندن آنها به شرایط عادی ضروری است [۱۵].
- حاصل خیزکننده‌های خاک: توصیف‌کننده توانایی و قابلیت خاک برای تامین شرایط رشد پایا، بهینه و مطلوب گیاه است. برای تامین غذای جمعیت روبه افزایش زمین در یک سال چندین بار از زمین محصول برداشت می شود در نتیجه ریز مغذی‌های موثر برای رشد گیاهان کم میشود بنابر این از کودهای شیمیایی برای بهره‌وری بالا استفاده می شود این امر علاوه بر انباشت مواد نامناسب در گیاه، در اثر آبیاری غیر اصولی و بارندگی از سطح خاک شسته شده وارد سفره‌های آب زیر زمینی و آبهای سطحی می شود. مدیریت جامع حاصل خیزی خاک در پارادایم توسعه پایدار که بدنبال ایجاد هماهنگی میان سه رکن توسعه اقتصادی، برابری اجتماعی و حفظ محیط زیست بوده و الگویی از توسعه است که از زمین، آب، منابع ژنتیکی گیاهی و جانوری حفاظت می کند، از لحاظ زیست محیطی معقول و معتبر و از نظر اجتماعی مقبول باشد، معنی می یابد. وباعث کاهش فقر، رفاه نسل‌های آتی و حفاظت محیط زیست می شود [۳].
- فرسایش خاک: فرسایش فرایندی است که طی آن ذرات خاک از بستر خود جدا شده و به کمک یک عامل انتقال دهنده [آب، باد و...] به مکانی دیگر حمل می شوند. نابود شدن پوشش گیاهی منطقه سبب کندن و بردن خاک و در نتیجه فرسایش و از بین رفتن خاک می شود. خاک آسیب دیده ممکن است در کاهش پتانسیل تولیدات کشاورزی، آسیب شبکه‌های زهکشی و کاهش کیفیت آبهای سطحی خود را نشان می دهد.
- کشاورزی پایدار: امروزه در عرصه کشاورزی جهان، واژه کشاورزی پایدار دارای جایگاه ارزنده و ویژه‌ای است. کشاورزی پایدار فعالیتی علمی و مبتنی بر اصول اکولوژیک است که هدف اصلی آن ایجاد تعادل و رسیدن به پایداری در تولید می باشد. در واقع کشاورزی پایدار را می توان نوعی فرایند بهینه سازی دانست که با استفاده بهینه از منابع طبیعی بتواند نیاز غذایی بشر را تامین کرده و کیفیت محیط زیست را بالا ببرد [۳۶]. کشور ایران از لحاظ پایداری منابع کشاورزی، محیط زیست، وضعیت جوامع روستایی و آموزش کشاورزی ضعیف بوده و در زمینه کشاورزی از پایداری متوسطی برخوردار است [۳۲].
- برنامه ریزی برای کاربری زمین: مطالعات موجود در خصوص برنامه ریزی کاربری زمین نشان می دهد که مبانی نظری و عملی دیدگاه کارکردی کاربری زمین پس از دهه ۱۹۸۰ و گسترش مفهوم توسعه پایدار مورد انتقاد قرار گرفت و تغییراتی اساسی در مبانی برنامه ریزی کاربری زمین به وقوع پیوست [۲۵]. و این امر به دنبال تخصیص کاربری‌های مختلف به منبع ارزشمند و



محدود زمین به طور بهینه بوده که با استفاده حداکثر از آن بیشترین مطلوبیت را بر آورده کرده و اهداف برنامه ریزی کاربری زمین را تا بالاترین میزان محقق سازد [۱۸].

مواد و روش‌ها:

پژوهش حاضر از نظر هدف کاربردی و روش انجام این تحقیق توصیفی از نوع تحلیل محتوا است. در این پژوهش حجم نمونه با حجم جامعه برابر بوده و جامعه آماری این پژوهش کلیه عناصر تشکیل دهنده محتوای کتاب درسی زمین‌شناسی پایه یازدهم رشته‌های ریاضی- فیزیک و تجربی در سال تحصیلی ۹۹-۹۸ است. محتوای کتاب درسی زمین‌شناسی شامل: متن، تصاویر، جداول، تحقیق کنید، جمع‌آوری اطلاعات، تفسیر کنید، یادآوری و پیوند با علوم دیگر... می‌باشد. برای پیدا کردن مولفه‌ها و شاخص‌های آموزش برای توسعه پایدار با شیوه اکتشافی به مطالعه اسناد جهانی یونسکو پرداخته شده است. پایداری می‌تواند چهار جنبه داشته باشد: پایداری در منابع طبیعی و زیست محیطی، پایداری سیاسی، پایداری اجتماعی و پایداری اقتصادی که در پژوهش حاضر جنبه زیست محیطی آن در نظر گرفته شد. بر اساس این اسناد چهار مولفه اصلی و شاخص‌های بعد زیست محیطی توسعه پایدار مشخص گردید و براساس شاخص‌های مشخص شده فرم تحلیل محتوا تهیه گردید. به منظور بررسی روایی ابزار تحقیق، از نظرات متخصصان برنامه ریزی درسی و نیز از متخصصان محیط زیست دانشگاه تربیت دبیر شهید رجایی تهران استفاده شد هر یک از اساتید نظرات تخصصی خود را اعلام نمودند جمع بندی و مقایسه نظرات نشان از توافق بالای نظرات افراد مذکور بود. همچنین جهت تعیین پایایی فرم تحلیل محتوا، از فرمول هولستی استفاده شد. برای این منظور به دو نفر از دبیران زمین‌شناسی آموزش کد‌گذاری داده شد و ۲۰ درصد از محتوای کتاب زمین‌شناسی به صورت تصادفی در اختیار کدگذاران قرار گرفت تا برابر دستور العمل، فرایند کد‌گذاری انجام شود. در مرحله بعد، با استفاده از داده‌های بدست آمده جدول توزیع هر یک از شاخص‌های مورد پژوهش مشخص گردید. درصد توافق بین کدگذاران بر اساس محاسبات انجام شده ۹۱/۰٪ بدست آمد. پس از آن، فرایند تحلیل محتوای کتاب مورد تحقیق از طرف پژوهشگر ادامه یافت. برای این منظور داده‌های خام متن بطور دقیق خوانده شد و فراوانی هر یک از شاخص‌ها شمارش گردید. چهار مولفه اصلی بعد زیست محیطی توسعه پایدار که در این پژوهش مورد استفاده قرار گرفت عبارت بودند از منابع و میراث طبیعی، توسعه روستایی، شهرنشینی پایدار و پیش‌گیری و کاهش بلاها. همچنین شاخص‌های بررسی شده برای منابع و میراث طبیعی عبارت بودند از کیفیت اقلیم، میراث طبیعی، گردشگری زیست محیطی پایدار و انرژی تجدیدپذیر؛ شاخص‌های توسعه روستایی عبارت بودند از گسترش فعالیت کشاورزی، فرسایش خاک و کاهش خاک، حاصلخیزکننده‌ها؛ شاخص‌های شهرنشینی پایدار عبارت بودند از مصرف بیش از حد آب، مصرف پایدار آب، جمعیت و صنعتی شدن، آلودگی آب خاک و هوا؛ و در نهایت شاخص‌های پیشگیری و کاهش بلاها عبارت بودند از برنامه ریزی برای کاربری زمین، ساخت و ساز مناسب، کاهش خطرات بلاها و ایجاد آمادگی. در مرحله آخر از روش تجزیه و تحلیل آنتروپی شانون استفاده گردید. آنتروپی در تئوری اطلاعات، شاخصی برای اندازه‌گیری عدم اطمینان است که بوسیله یک توزیع احتمال بیان می‌شود. مطابق با روش آنتروپی شانون، ابتدا فراوانیهای شاخص‌های بدست آمده بهنجار شده و مقدار بار اطلاعاتی (E_j) و ضریب اهمیت (W_j) فراوانی‌های مربوط به هر شاخص در فرم تحلیل محتوا تعیین گردید.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



یافته‌ها:

هدف این تحقیق بررسی میزان توجه به آموزش برای توسعه پایدار در برنامه درسی زمین‌شناسی پایه یازدهم رشته‌های ریاضی-فیزیک و تجربی می‌باشد. در این پژوهش داده‌ها با روش آنتروپی شانون که برگرفته از نظریه سیستم‌ها است پردازش شد. در ابتدا پیام بر حسب شاخص‌ها به تناسب هر منبع در قالب فراوانی، شمارش شد و داده‌ها نیز به‌نجار شد و بار اطلاعاتی و ضریب اهمیت آنها مشخص گردید. براساس آنتروپی شانون مقادیر بار اطلاعاتی و ضریب اهمیت داده‌های به‌نجار شده در کتاب زمین‌شناسی پایه یازدهم به شرح جدول زیر محاسبه شد:

جدول بار اطلاعاتی و ضریب اهمیت داده‌های به‌نجار شده در کتاب زمین‌شناسی پایه یازدهم

شاخصها	کیفیت اقلیم	انرژی تجدید پذیر	میراث طبیعی	گردشگری زیست محیطی پایدار	گسترش فعالیت کشاورزی	فرسایش خاک و کاهش خاک	حاصلخیزکننده‌ها	مصرف بیش از حد آب	مصرف پایدار آب	جمعیت و صنعتی شدن	آلودگی آب خاک و هوا	برنامه ریزی برای کاربری زمین	ساخت و ساز مناسب	کاهش خطرات بلایا و ایجاد آمادگی
مقدار بار اطلاعاتی [Ej]	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۰۷
ضریب اهمیت [Wj]	۰/۰۲۲	۰/۰۵۶	۰/۱	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۰۶۸	۰/۰۳۴	۰/۰۵۶	۰/۰۳۴	۰/۰۳۴	۰/۱۳۶	۰/۱۲۵	۰/۰۹	۰/۷۹

تحلیل برنامه درسی زمین‌شناسی پایه یازدهم رشته‌های ریاضی-فیزیک و تجربی نشان می‌دهد که از مجموع ۱۸۵ واحد کد گذاری شده با توجه به شاخص‌های مولفه‌های زیست محیطی توسعه پایدار در کتاب زمین‌شناسی، در محتوای کتاب درسی زمین‌شناسی پایه یازدهم شامل: (متن، تصاویر، جداول، تحقیق کنید، جمع‌آوری اطلاعات، تفسیر کنید، یادآوری و پیوند با علوم دیگر) بیشترین میزان فراوانی مربوط به شاخص "آلودگی آب، خاک و هوا" با ۳۸ فراوانی و ۲۰/۵۴ درصد و بار اطلاعاتی (Ej) ۰/۱۲ و ضریب اهمیت (Wj) ۰/۱۳۶ می‌باشد؛ همچنین شاخص "برنامه ریزی برای کاربری زمین" با فراوانی ۳۱ و ۱۶/۷۵ درصد و بار اطلاعاتی (Ej) ۰/۱۱ و ضریب اهمیت (Wj) ۰/۱۲۵ در رتبه دوم قرار می‌گیرد. از شاخص‌های دیگری که به آن نیز در



محتوای برنامه درسی زمین‌شناسی یازدهم توجه خاصی شده است "میراث طبیعی" با فراوانی ۲۷ و ۱۴/۵۹ درصد و بار اطلاعاتی (Ej) ۰/۰۹ و ضریب اهمیت (Wj) ۰/۱ است. کمترین فراوانی مربوط به شاخص‌های "جمعیت و صنعتی شدن" و "کیفیت اقلیم" با ۳ فراوانی برای هر کدام و ۱/۶۱ درصد برای هر کدام و بار اطلاعاتی (Ej) ۰/۰۲ و ضریب اهمیت (Wj) ۰/۰۲۲ برای این شاخص‌ها می‌باشد. با توجه به جدول بار اطلاعاتی و ضریب اهمیت داده‌های بهنجار شده در کتاب زمین‌شناسی پایه یازدهم، می‌توان دریافت که بیشترین توجه به شاخص‌های "آلودگی آب، خاک و هوا" و "برنامه ریزی برای کاربری زمین" و "ساخت و ساز مناسب" معطوف شده است ولیکن کمترین توجه مربوط به شاخص‌های "جمعیت و صنعتی شدن" و "کیفیت اقلیم" معطوف گشته است.

بحث و نتیجه‌گیری:

پژوهش اخیر به دنبال بررسی میزان توجه به آموزش برای توسعه پایدار در برنامه درسی جدیدالتالیف زمین‌شناسی پایه یازدهم رشته‌های ریاضی - فیزیک و تجربی بوده است. با توجه به یافته‌های این پژوهش می‌توان گفت در کتاب درسی مذکور شاخص "آلودگی آب، خاک و هوا" دارای رتبه اول بود. از آنجا که آلودگی‌ها سبب تغییر خواص فیزیکی، شیمیایی و بیوشیمیایی محیط زیست می‌شود، سلامت انسان و سایر موجودات زنده به مخاطره می‌افتد. با روی آوردن به صنعت به میزان زیادی این آلودگی‌ها در محیط زیست افزایش یافته است. با توجه به این که ایران بخشی از کمربند بیماری‌های چون گواتر، کم‌خونی، دیابت و سرطان را تشکیل می‌دهد و آمارهای مستند در مورد ابتلا به بیماری‌های چون گواتر، فلورسیس، سیلیکوسیس و... از نقاط مختلف کشور گزارش می‌شود، شناخت منشا این بیماری‌ها در سطح ملی و فرا ملی، امری ضروری است [۱۳]. علاوه بر این، معضلات زیست محیطی در اثر ضعف بودن احساس مسئولیت زیست محیطی افراد است که رفتار محیطی را ایجاد می‌کند. لذا لزوم آموزش و آگاهی بخشی در این خصوص با درج مطالب مرتبط در متن کتاب درسی بیش از پیش نمایان می‌شود. نتایج پژوهش اخیر موید ضریب اهمیت بالای مولفه‌های آلودگی بود. رضایی و همکاران نیز در پژوهش خود در برنامه درسی علوم تجربی دوره ابتدایی به این نتیجه رسیدند که بیشترین ضریب اهمیت مربوط به شاخص‌های آلودگی و بلایای طبیعی می‌باشد. در پژوهشی که فاضلی در کتابهای علوم تجربی دوره آموزش عمومی انجام داده نیز به این نتیجه رسیده است که بیشترین توجه به ترتیب به شاخص‌های انسان و محیط زیست، حفاظت از منابع طبیعی، آلودگی هوا، آلودگی آب و خاک معطوف شده است که نتایج به دست آمده هم راستا با نتایج حاصل از پژوهش حاضر می‌باشد. بنابراین می‌توان اظهار داشت که برای شناخت، کاهش یا حل مشکلات زیست محیطی حاصل از صنعتی شدن و فاکتورهای زمین‌شناسی که باعث آلودگی‌ها می‌شود در کتاب زمین‌شناسی پایه یازدهم به شاخص‌های آلودگی آب، خاک و هوا توجه کافی شده است.

از شاخص‌های اصلی توسعه پایدار، برنامه ریزی برای کاربری زمین و ساخت و ساز مناسب به صورت عادلانه و استفاده بهینه از آن می‌باشد که در محتوای آموزشی زمین‌شناسی پایه یازدهم به این مهم به اندازه مطلوب تری نسبت به شاخص‌های دیگر پرداخته شده است. شایان ذکر است که مسئولیت حفظ و نگهداری از زمین برای نسل‌های آینده بر عهده نسل حاضر است و برای جلوگیری از تخریب محیط زیست علاوه بر پژوهش باید آموزش نیز در این راستا صورت بگیرد. در جهت پیشگیری از وقوع



فرایندهای مخرب در احداث سازه های مهندسی باید گفت که اطلاع از شکل شناسی منطقه و مکان یابی مناسب و استفاده از مصالح مطلوب امری ضروری است و زمین شناسی مهندسی می تواند ما را در تحقق این امر یاری دهد. در این راستا، محتوای کتاب درسی مذکور به معرفی و کارکرد علم زمین شناسی مهندسی به نحو شایسته ای پرداخته بطوری که با توجه به جدول بار اطلاعاتی و ضریب اهمیت داده های بهنجار شده در کتاب زمین شناسی پایه یازدهم ، شاخص برنامه ریزی برای کاربری زمین از لحاظ بار اطلاعاتی رتبه دوم را در بین همه شاخص های مورد نظر به خود اختصاص داده است.

از مولفه های دیگری که در محتوای آموزشی زمین شناسی پایه یازدهم به آن توجه خاصی شده است مولفه میراث طبیعی می باشد. در کنوانسیون سال ۱۹۷۲ یونسکو، تشکلهای زمین شناختی بعنوان یکی از جنبه های میراث طبیعی اطلاق شده است. نمونه های برجسته ای که نشان دهنده مراحل تحول زمین هستند و فرایندهای هنوز فعال زمین شناسی که باعث تشکیل عناصر زمین میشود از جمله مولفه های میراث طبیعی محسوب می شوند. میراث طبیعی در محل خاص قرار گرفته و علاوه بر داشتن کاربری ویژه، دارای نقش فرهنگی و اجتماعی نیز هستند. با معرفی مناسب جایگاه جغرافیایی اماکن میراث طبیعی در کتاب زمین شناسی پایه یازدهم، زمینه آشنایی دانش آموزان با میراث طبیعی برای توسعه پایدار فراهم شده است.

جامعه ایران در افق چشم انداز ۲۰ ساله، کشور برتر منطقه و دارای ویژگی هایی از جمله برخورداری از سلامت، رفاه، امنیت غذایی، به دور از فقر، تبعیض و بهره مندی از محیط زیست مطلوب و پایدار خواهد بود [۳۰]. در همین راستا گسترش و فعالیت کشاورزی بعنوان مولفه ای است که در تامین غذای جمعیت در حال افزایش نقش بسزایی دارد لذا ضرورت توجه بیشتر به این مولفه را در برنامه درسی زمین شناسی بیش از پیش احساس می شود. که در کتاب زمین شناسی به شاخص گسترش کشاورزی توجه خاصی شده است.

از عوامل موثر در شکوفایی اقتصادی، فرهنگی و سیاسی کشورها گردشگری زیست محیطی پایدار است. در زمانی که سود فعالیت های اقتصادی رو به کاهش است این مولفه می تواند جایگزین مناسبی محسوب شود. ایران از تنوع پدیده های زمین شناسی منحصر به فردی برخوردار است بطوری که صنعت جدید زمین-گردشگری می تواند در شکوفایی اقتصادی گامی موثر بردارد. نتایج این پژوهش نشان داد که در کتاب زمین شناسی پایه یازدهم به این امر تا حد قابل قبولی اشاره شده است.

با بهره برداری غیر منطقی و ضعف در مدیریت بهره برداری از منابع طبیعی بر تعداد و شدت بلایا افزوده شده است [۲۴]. با شناخت بهتر و کنترل خطرات بلایای طبیعی در کنار این پدیده ها می توان امن تر زیست. با ارتقا میزان آمادگی در برابر بلایای طبیعی و به حداقل رساندن عوارض حاصل از این پیامدها با سبک زندگی پایدار می توان از شدت زاینه های اقتصادی- اجتماعی و عمرانی وارده به اندازه چشمگیری کاست. نتایج حاصل از این پژوهش نشان می دهد که خوشبختانه در کتاب زمین شناسی پایه یازدهم به مولفه کاهش خطرات بلایا و ایجاد آمادگی نیز تا حد قابل قبولی اشاره شده است.

فرسایش خاک و کاهش خاک شاخص دیگری از مولفه های اصلی بعد زیست محیطی توسعه پایدار می باشد. خاک بستر حیات و یکی از منابع مهم طبیعت و تصفیه کننده آن است. فرسایش خاک علاوه بر آن که امنیت غذایی انسان را به مخاطره می اندازد پیامدهایی همچون گرد و غبار، سیل و گرمایش زمین را در پی داشته و با انباشت رسوبات باعث کاهش ظرفیت مخازن در آبراهه ها و سدها می شود. برای جلوگیری از فرسایش خاک موثرترین عامل حفظ و ایجاد پوشش گیاهی متناسب با اقلیم آن



منطقه است. آگاهی بخشی هدفمند و نظام مند در قالب آموزشهای رسمی می تواند حساسیت و عملکرد رفتاری مطلوب نسبت به حفظ خاک را در بر داشته باشد. در کتاب زمین شناسی پایه یازدهم تا حدودی به این مولفه اشاره شده است.

نکته مهم دیگری که از این پژوهش حاصل شد نشان می دهد که در کتاب زمین شناسی یازدهم به برخی شاخص های مولفه های زیست محیطی توسعه پایدار مثل عوارض مصرف بیش از حد آب، انرژی تجدیدپذیر، جمعیت و صنعتی شدن به میزان کم و نامتوازن توجه شده است. این در حالی است که کشور ما با افزایش جمعیت و صنعتی شدن روبروست و برای جلوگیری از آلودگیهای زیست محیطی نیازمند جایگزینی انرژی تجدید پذیر به جای سوختهای فسیلی است. مصرف بیش از اندازه از آب، انرژی، و منابع طبیعی را در کشورمان شاهدیم و اکثر افراد در برابر محیط زیست احساس مسئولیت نمی کنند. محدود بودن ذخایر سوختهای فسیلی برای تامین انرژی از یک طرف و آلودگی های زیست محیطی حاصل از طرف دیگر مسائل پیچیده ای است که آشکار و نهان با آن روبرو هستیم. تغییرات اقلیمی ناشی از گازهای گلخانه ای، آلودگی شدید هوا، خشکسالی، آتش سوزی های جنگلی و سیلاب نمونه هایی از مصرف ناپایدار انرژی سوختهای فسیلی است. با جایگزین کردن انرژی خورشید، زیست محیطی (مانند اتانول و متانول)، برق-آبی، انرژی بادی و زمین-گرمایی که تولید آلودگی نمی کنند و تجدید پذیرند می توان الگوی مصرف هماهنگ با محیط زیست داشت.

در پژوهش انجام شده در کتاب زمین شناسی پایه یازدهم کمترین ضریب اهمیت به شاخص کیفیت اقلیم اختصاص دارد و به این مقوله کم توجهی شده است. این موضوع بدان معناست که به شاخص های مولفه های زیست محیطی توسعه پایدار به صورت متوازن توجه نشده است همچنان که حکیم زاده و همکاران نیز در نتایج پژوهش خود بیان می کنند که اگرچه به آموزش زیست-محیطی بیش از حد انتظار توجه شده است ولی به مولفه های متعدد آن به صورت متوازن توجه نشده است. همچنین وحیدی نیز در پژوهشی که برای تحلیل محتوای کتاب انسان و محیط زیست انجام داده است بیان می کند از شش مقوله اساسی که در کتاب انسان و محیط بدن پرداخته شده بیشترین مقوله انرژی و کمترین مقوله مربوط به مقوله هوا است.

با توجه به یافته های پژوهشی پیشنهاد می شود از آنجا که کتاب زمین شناسی بستر مناسبی برای مطرح کردن و آگاهی بخشی در زمینه موضوعات زیست محیطی است برنامه ریزان و مولفان در طراحی و تدوین برنامه درسی زمین شناسی، مولفه های زیست محیطی توسعه پایدار را به صورت متوازن مد نظر داشته باشند و به مولفه های زیست محیطی توسعه پایدار مثل عوارض مصرف بیش از حد آب، کیفیت آب و هوا، انرژی تجدیدپذیر، جمعیت و صنعتی شدن به میزان بیشتری توجه شود. این در حالی است که کشور ما با افزایش جمعیت و صنعتی شدن روبرو است و برای جلوگیری از آلودگیهای زیست محیطی نیازمند جایگزینی انرژی تجدید پذیر می باشد. سیاستگذاران و مولفان برنامه درسی زمین شناسی می توانند با ارائه الگوی مصرف، هماهنگ با محیط زیست در کتاب زمین شناسی برای جلوگیری از آلودگی زیست محیطی که باعث تغییرات اقلیمی می شود گامی اساسی بردارند. علاوه بر آموزشهای رسمی در آموزشهای غیر رسمی نیز به مولفه های بعد زیست محیطی توسعه پایدار توجه شود. همانطور که صالحی نیز در پژوهش خود به این نتیجه رسیده است که فقدان آموزش زیست محیطی مناسب نه تنها مشکل آموزش رسمی است بلکه در آموزش غیر رسمی هم به چشم می خورد. و همچنین به معلمان توصیه می شود با استفاده از روشهای نوین تدریس، به آموزش شاخص های مولفه های زیست محیطی توسعه پایدار در درس زمین شناسی بپردازند. و نیز پیشنهاد می شود در جهت



افزایش توانمندی معلمان در زمینه آموزش ابعاد گوناگون توسعه پایدار برنامه های آموزشی و کار آموزی برای معلمان برگزار شود. همچنین پژوهشگران می توانند در پژوهش های بعدی از الگوی بدست آمده برای تحلیل محتوای کتاب های درسی از لحاظ میزان توجه به شاخص های مهم زیست محیطی توسعه پایدار استفاده نمایند.

منابع

- [۱] ابراهیمی، زهرا [۱۳۹۴]. بررسی میزان توجه به مولفه های آموزش زیست محیطی در کتابهای علوم تجربی دوره اول متوسطه، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شهید رجایی تهران.
- [۲] بریمانی، مهدی و عبد ارزاق کعبی نژادین [۱۳۹۳]. انرژی های تجدید پذیر و توسعه پایدار در ایران، دو فصلنامه علمی - تخصصی انرژی های تجدید پذیر و نو، سال اول، شماره ۱، بهار ۱۳۹۳
- [۳] بلالی، محمد رضا، محمد مهدی طهرانی، فرهاد مشیری و مجید بصیرت [۱۳۹۴]. مدیریت تلفیقی حاصلخیزی خاک و تغذیه گیاه در ایران: نظریه تا عمل، چهاردهمین کنگره علوم خاک ایران [۱۳۹۴] دانشگاه ولی عصر [عج] رفسنجان
- [۴] بهمن پور، هومن و امیر مافی [۱۳۸۹]. آموزش تغییرات اقلیمی برای آموزشگران، تهران: نشر سازمان حفاظت محیط زیست
- [۵] حکیم زاده، رضوان، علیرضا کیامنش و محمد عطاران [۱۳۸۶]. تحلیل محتوای کتابهای درسی دوره راهنمایی با توجه به مسائل و مباحث روز جهانی در حوزه برنامه های درسی، فصلنامه مطالعات برنامه درسی، سال دوم، شماره ۵۴، صص ۵-۲۷.
- [۶] دلاور، علی [۱۳۹۰]. مبانی نظری و علمی پژوهش در علوم انسانی و اجتماعی. تهران: رشد.
- [۷] ذاکری، نجمه، رضا افهمی و سیاوش رشیدی [۱۳۹۲]. الگوی توسعه پایدار آموزش محیط زیست برای نسل نوجوان در مدارس، اولین همایش ملی برنامه ریزی حفاظت از محیط زیست و توسعه پایدار ف همدان، انجمن همایش ملی برنامه ریزی حفاظت از محیط زیست و توسعه پایدار، همدان، انجمن ارزیابان محیط زیست هگمتانه
- [۸] رسولی، مهستی و زهرا امیرآشتیانی [۱۳۹۳]. تحلیل محتوا با رویکرد کتب درسی، تهران: انتشارات جامعه شناسی.
- [۹] رضایی مریم، محمد رضا امام جمعه و علی رضا عصاره [۱۳۹۵]. بررسی میزان توجه به آموزش برای توسعه پایدار در برنامه درسی علوم تجربی دوره ابتدایی. مجله علوم تربیتی دانشگاه شهید چمران اهواز. پاییز و زمستان [۱۳۹۶]
- [۱۰] رفیعی، حامد و حمید امیرنژاد [۱۳۸۸]. بررسی نقش آموزش در افزایش تمایل افراد به حفاظت از محیط زیست [مطالعه موردی دریای خزر]. مجله علوم محیطی، پاییز ۱۳۸۸.
- [۱۱] رکن الدین افتخاری، عبدالرضا، خجسته عارف نیا، حمدالله سجاسی قیداری، قدیر فیروزنیا، طاهره صادقلو، لیلا دیانی، و احداله فتاحی [۱۳۸۹]. راهبردهای توسعه آموزش توسعه پایدار در ایران. مجله جغرافیا، شماره ۲۵، صص ۴۷ تا ۶۶.
- [۱۲] زاهدی، شمس السادات [۱۳۸۵]. مبانی توریسم و اکوتوریسم پایدار، انتشارات دانشگاه علامه طباطبائی تهران
- [۱۳] سازمان پژوهش و برنامه ریزی [۱۳۸۹]. راهنمایی معلم زمین شناسی پایه یازدهم دوره دوم متوسطه، ۱۱/۱۳۸۸، تهران: شرکت چاپ و نشر کتابهای درسی
- [۱۴] سازمان پژوهش و برنامه ریزی [۱۳۸۲]. سند چشم انداز بیست ساله کشور ایران در افق ۱۴۰۴، تهران: وزارت آموزش و پرورش
- [۱۵] سیدین، سید حسام، ساناز سهرابی زاده و روح اله زابلی [۱۳۸۹]. برنامه ریزی مقابله با بلایا: رویکردی موثر برای کاهش خطرات بلایا در سازمانهای بهداشتی و درمانی ایران
- [۱۶] شایوسی، دانا، فرزانه سلیمان آبادی و نژلا امیری [۱۳۹۴]. بررسی پتانسیل منابع انرژی تجدیدپذیر در ایران، سومین همایش سراسری محیط زیست، انرژی و پدافند زیستی، تهران، موسسه آموزش عالی مهر اروند، گروه ترویجی دوستداران برای کاهش خطر بلایا در سازمانها ی بهداشتی و درمانی ایران. نشریه امداد و نجات، زمستان ۱۳۸۹ دوره دوم، شماره ۴، صص ۳۹-۴۵



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



- [۱۷] شاهی دشت، علی رضا و احمد عباس نژاد [۱۳۸۹]. ارزیابی اثرات زیست محیطی تخلیه سفره آب زیر زمینی دشت جیرفت و پیش بینی شرایط در آینده، تحقیقات منابع آب ایران، سال هفتم، شماره ۱، زمستان و بهار ۹۰-۱۳۸۹، صص ۷۷-۸۱
- [۱۸] صاحبقرانی، علی رضا [۱۳۹۷]. بهینه سازی کاربری زمین با استفاده از الگوریتم فرا ابتکاری جست وجوی هارمونیک [مطالعه موردی: محله بابلدشت اصفهان]، نشریه آمایش محیط، دوره ۱۱، شماره ۴۱، تابستان ۱۳۹۷، صص ۹۴-۱۱۴
- [۱۹] صادقی، سید حمید، نصرت الله صفائیان و سبحان الله قنبری [۱۳۸۳]. بررسی نقش کاربری اراضی بر نوع و شدت فرسایش خاک، مجله تحقیقات مهندسی کشاورزی جلد ۷ شماره ۲۶، بهار ۱۳۸۵
- [۲۰] صالحی، صادق [۱۳۸۹]. رفتارهای زیست محیطی، دانش زیست محیطی و تحصیلات، مجله علوم تربیتی دانشگاه شهید چمران اهواز. پاییز و زمستان ۱۳۹۰.
- [۲۱] صالحی عمران، ابراهیم، میمنت عابدینی بلترک و قنبر مهر علی تبار فیروزجایی [۱۳۹۷]. تحلیل محتوای کتابهای درسی دوره ابتدایی بر اساس میزان توجه به مولفه های انرژی نو، تعلیم و تربیت دوره، ۳۴، بهار ۱۳۹۷
- [۲۲] صدوق، سید حسن [۱۳۸۳]. آموزش محیط زیست، جلد اول. سازمان حفاظت محیط زیست. اولین همایش محیط زیست تهران.
- [۲۳] طاهری، عصمت و مهری طاهری [۱۳۹۳]. محیط زیست و انواع آلودگی ها، اولین همایش ملی محیط زیست، دهقان، دانشگاه پیام نور دهقان
- [۲۴] عابدی، قدرت [۱۳۸۸]. بررسی بلایا و نقش آن در توسعه پایدار با تاکید بر ایران، مجله سپهر، سال هفتم شماره ۲۸، صص ۵۲-۶۵.
- [۲۵] عزیزی، محمد مهدی و آزاده قرائی [۱۳۹۲]. برنامه ریزی کاربری زمین در راستای توسعه پایدار محله ای با تاکید بر بهینه سازی مصرف انرژی [مطالعه موردی: محله دروس تهران]، فصلنامه هویت شهر شماره ۲۲، سال نهم، تابستان ۱۳۹۴
- [۲۶] عنایتی، اشرف اسادات [۱۳۸۷]. شاخص های توسعه پایدار، دبیر خانه کمیته ملی توسعه پایدار، سازمان حفاظت محیط زیست
- [۲۷] فاضلی، فائزه و فریده مهدوی ایدکلو [۱۳۹۴]. بررسی وضعیت محتوای زیست محیطی موجود در کتابهای درسی علوم تجربی دوره آموزش عمومی، علوم و تکنولوژی محیط زیست، دوره ۲۱ شماره یک، فروردین ماه ۱۳۹۸
- [۲۸] فتحی واجارگاه، کوروش [۱۳۹۵]. اصول و مفاهیم اساسی برنامه ریزی درسی. تهران: علم استادان.
- [۲۹] قضاوی منصوره، لیاقت دار و احمدعابدی و مریم اسماعیلی [۱۳۸۸]. تحلیل محتوای کتابهای تعلیمات اجتماعی دوره ابتدایی ایران به لحاظ توجه به معضلات زیست محیطی. علمی پژوهشی [وزارت علوم] شماره ۹۸، تابستان ۱۳۸۸، صص ۱۲۷ تا ۱۵۲
- [۳۰] کریم، محمدحسین، محمود صفدری نهاد و مسعود امجدی پور [۱۳۹۳]. توسعه کشاورزی و اقتصاد مقاومتی، جایگزین نفت. فصلنامه سیاستهای راهبردی و کلان. ۲ [۶]، صص ۱۰۳-۱۲۷
- [۳۱] کمیسیون ملی یونسکو- ایران. آموزش برای توسعه پایدار، تهران: ۲۴ خرداد ۹۵
- [۳۲] کوچکی، علی رضا، مهدی نصیری محلاتی، روح الله مرادی و حامد منصوری [۱۳۹۱]. پهنه بندی وضعیت توسعه کشاورزی پایدار در ایران و ارائه راهبردهای پایداری، نشریه دانش کشاورزی و تولید پایدار، جلد ۲۳، شماره ۴، ۱۳۹۲
- [۳۳] معینیان، علی رضا، محمد مهدی رحیمی، فخرالدین احمدی و رضا پیوندی [۱۳۹۸]. بررسی بلایای طبیعی از نگاه حقوق بین الملل؛ مطالعه موردی ایران فصلنامه نگرش های نو در جغرافیای انسانی، سال ۱۲، شماره ۱، زمستان ۱۳۹۸
- [۳۴] ملک نیا، هوشنگ، سمیرا عرب زاده، نرگس شمس الدینی و حسنیه ایرانی [۱۳۹۲]. توسعه پایدار و محیط زیست، دومین همایش ملی توسعه پایدار کشاورزی و محیط زیست سالم، همدان شرکت هم اندیشان محیط زیست فردا.
- [۳۵] ممیز، آیت اله و مهدی عباسی [۱۳۹۱]. توسعه فرصت های شغلی در حوزه زمین گردشگری [نمونه مورد مطالعه جلفا]، چشم انداز جغرافیایی [مطالعات انسانی]، سال هشتم، شماره ۲۲، تابستان ۱۳۹۲، صص ۵۶-۶۷



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



- [۳۶] مهدوی دامغانی، عبدالمجید [۱۳۸۴]. مطالعه پایداری اکولوژیکی برخی نظام های کشاورزی در استان خراسان با استفاده از رهیافت سیستمی، پایان نامه دکتری زراعت، دانشگاه کشاورزی دانشگاه مشهد
- [۳۷] وحیدی، زهرا و غزال حسینی [۱۳۹۷]. تحلیل کتاب انسان و محیط زیست، توجه به آموزش زیست محیطی در دوره متوسطه دوم، همایش ملی آموزش سبز، مدیریت ناحیه سه اصفهان
- [۳۸] یارمحمدیان، محمد حسین [۱۳۹۱]. اصول برنامه ریزی درسی. چاپ نهم، تهران. یادواره کتاب.
- [39] De Wolf, Martin & de Hamer, Andre [2014]. Education for sustainable development in the Netherlands. Schooling for sustainable development, [6] pp 361-380
- [40] Lampa, L. Greulescu, A. Todorescu, L [2013]. Education for Sustainable Development – Training the young Generation for the future. Procedia – Social and Behavioral Sciences 78 [2013]. 120-124
- [41] Naghdi, A. and Sadeghi, R. [2000]. Marginalization and challenges for sustainable urban development. J Social Welfare, 20 [2], pp. 213-233
- [42] Tye, K [2003] Globalizing global education on nature world citizens. The Education Digest; Ann Arbor Vol. 69, Iss. 4, pp. 18-23.
- [43] UNESCO [2014]. The world conference on education for sustainable development, November. Nagoya Aichi, Declaration on Education for Sustainable Development. Japan.
- [44] United Nations, [1992]. Rio declaration on environment and development.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



آشنایی با اصول و چهارچوب علم ژئوسیبرنتیک

دکتر فاطمه زندیان

عضو هیئت علمی علم اطلاعات و دانش‌شناسی - مدیریت دانش، دانشگاه تربیت مدرس، تهران
zandian@modares.ac.ir

میلا ملک الکلامی *

دانشجوی دکتری علم اطلاعات و دانش‌شناسی - مدیریت دانش، دانشگاه تربیت مدرس، تهران
milamalekolkalami@gmail.com

چکیده

به نظر می‌رسد که حوادث طبیعی بیشتری در دنیا در حال اتفاق افتادن است. به عنوان مثال جهانی‌سازی منجر به پیوندهای بیشتری بین عناصر در سیستم‌های انسانی و افزایش این پیچیدگی شده است. عواملی مانند رشد جمعیت، بالارفتن سطح زندگی، صنعتی شدن مناطق و افزایش پیچیدگی زیرساخت‌ها به ویژه سیستم‌های ارتباطی، جامعه بشری را در معرض خطرات طبیعی قرار می‌دهد. مفهوم ژئوسیبرنتیک به عنوان یک رشته در حال ظهور، هنوز در میان ما شناخته شده نیست. برخی از اصول مشترک در معنای آن وجود دارد و همچنین دانش و روش‌های به دست آمده از علوم اطلاعات مختلف جغرافیایی به عنوان بخشی از بدنه آن پذیرفته می‌شوند. علاوه بر این، دقیقاً در حوزه توسعه فناوری بود که نیاز به درک یک رشته وسیع‌تر برای پذیرش پیشرفت‌های تسریع شده در کاربرد مصنوعات که امکان دستیابی، پردازش، مدیریت، نمایش و انتشار اطلاعات جغرافیایی را پیدا کردند، روشن شد. ژئوسیبرنتیک یک راه جدید برای تحقیقات در ژئوماتیک است و هدف آن شناخت و فهم فعالیت‌های زمین چه به صورت طبیعی و چه به صورت غیرطبیعی توسط انسان‌ها، در کوتاهترین زمان ممکن و انجام اقدامات به موقع می‌باشد.

کلمات کلیدی: سیبرنتیک، ژئوسیبرنتیک، نظریه گایا، زمین‌شناسی، ژئوماتیک



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



The Principles and Framework of Geosybernetic Science

Dr. Fatemeh Zandian

Faculty member of Information Science and Knowledge - Knowledge Management, Tarbiat Modares University, Tehran
zandian@modares.ac.ir

Mila Malekolkalami*

PhD student in Information Science and Knowledge - Knowledge Management, Tarbiat Modares University, Tehran
milamalekolkalami@gmail.com

Abstract

More natural disasters seem to be taking place in the world. Globalization, for example, has led to greater links between elements in human systems and increased complexity. Factors such as population growth, rising living standards, industrialization of areas, and increasing complexity of infrastructures, especially communication systems, pose a natural hazard to human society. The concept of Geocybernetics as an emerging discipline is not yet known among us. There are some common principles in its meaning as well as the knowledge and methods gained from various geographic information sciences as part of its body. In addition, it was precisely in the field of technology development, that the need of understanding a broader field to accept accelerated advances in the use of artifacts that made it possible to access, process, manage, display, and disseminate geographic information became clear. Geocybernetics is a new way of doing geometrical research, which aims to understand the Earth's activities, both natural and artificial by humans in the shortest possible time and take timely action.

Keywords: Cybernetics, Geocybernetics, Gaia Theory, Geology, Geomatics



۱. مقدمه

در سال ۱۹۴۳ همایش‌های میسی درباره سبیرنتیک آغاز شد. متفکران سیستم از تمام رشته‌ها از ۱۹۴۳ تا ۱۹۵۴ گرد هم می‌آمدند و کارهایی مانند اساس نظریه اطلاعات کلود شانون، کار وارن مک کولاک در پردازش اطلاعات عصبی، کار سیستم‌های دودویی جان فون نویمان و عمومی شدن گفتمان سبیرنتیک از طریق نوشته نوربرت وینر در این نشست‌ها مطرح شد.

در سال ۱۹۸۴ موسسه سانتافه توسط هشت دانشمند عمدتاً از آزمایشگاه ملی لس‌آلاموس آمریکا برای اخذ یک نگاه میان رشته‌ای با در نظر داشتن علم پیچیدگی به مطالعه شبکه‌ها (اقتصادها، کولونی‌های مورچه، شبکه عصبی انسان) تاسیس شد که اگرچه متفاوت به نظر می‌رسند اما با توجه به ساختارهای کلی آن‌ها مشابهند. تحقیقات این موسسه منجر به تلاش‌هایی برای ایجاد آینده جدید از طریق کارهای ابتکاری مانند انجام آزمایش‌های دهه‌های ۱۹۸۰ و ۱۹۹۰ در ایجاد زندگی مصنوعی شد. این آزمایش‌ها اکوسیستم‌های واقعی و بافت‌های زنده را شبیه‌سازی می‌کردند.

اصطلاح سبیرنتیک از κυβερνήτης که یک کلمه یونانی به معنای فرمان است سرچشمه می‌گیرد، اولین بار در دوران باستان افلاطون مطرح کرد. در سال ۱۸۳۴، در مقاله‌ای تحت عنوان آزمایش بر روی فیلولوفیا^۱، آندره-ماری آمپر^۲، فیزیکدان و ریاضیدان فرانسوی اصطلاح "سبیرنتیک" را برای توصیف علم دولت مدنی ابداع کرد [۱]. در سال ۱۹۴۷، ژرژ کانگویلیم^۳، فیلسوف و مورخ فرانسوی، در سخنرانی خود، ماشین و ارگانیسم، ارگانیسم‌ها را از نظر اصول مکانیکی توصیف کرد. وی درک زیست‌شناسی را از نظر فناوری و دستگاه مطرح کرد. وی ماشین‌آلات را با اشاره به ساختارها و عملکرد یک ارگانیسم توضیح داد. این ایده در علوم جدید سبیرنتیک توسط نوربرت وینر در کتاب خود با عنوان سبیرنتیک مطرح شده است و مطالعه کنترل‌ها و ارتباطات در حیوان و دستگاه را تعریف می‌کند [۲]. وینر ایده بازخورد اطلاعات و تنظیم خود را بر اساس درک زیست‌شناسی، دستگاه و فرآیندهای اجتماعی توصیف کرد. وی پیشنهاد کرد که می‌توان نوع جدیدی از دستگاه را طراحی کرد که بتواند پاسخگوی محیط آن باشد و بتواند بر اساس اصول موجودات زنده کار کند [۳].

با آغاز قرن بیست و یکم، بشر با پدیده‌های طبیعی متفاوتی روبرو شده است که از یک سو با توسعه طبیعی زمین و از طرف دیگر با فعالیت‌های غیرقابل کنترل و غیرمسئولانه انسان تعیین می‌شوند. انسان با گسترش فعالیت‌های خود در جهت ایجاد شرایط سکونت و تغذیه به موازات ایجاد سایر عناصر مصنوعی در جهت پیشرفت جامعه بشری تحولات زیادی را در زیستگاه طبیعی ما به وجود آورده است.

تغییرات آب و هوایی، تعیین شده توسط پدیده‌های پیچیده طبیعی به نوبه خود تغییرات خاصی مانند گرم شدن کره زمین، طوفان‌ها، باران‌های شدید و تأثیرات آبی مانند سیل، خشکسالی، لغزش زمین به وجود می‌آورند که همراه با ضررهای انسانی و مادی است.

تکامل طبیعی زمین به عنوان یک ارگانیسم زنده، نوع خاصی از تغییر را مستقل از اراده انسان مانند زمین لرزه‌ها و فوران‌های آتشفشانی ایجاد می‌کند. همه این مشخصه‌های اطلاعاتی لازم در فرایند کنترل، تجزیه و تحلیل تصمیم‌گیری در فعالیت‌های مدیریتی برای این تغییرات نیازمند حوزه‌های علمی است که می‌تواند در فضا و زمان اندازه‌گیری و شواهد آن را نگهداری کند.

¹ [Essai sur la philosophie](#)

² [Marie Ampere](#)

³ [Georges Canguilhem](#)



همان گونه که در اندازه گیری های جغرافیایی کاداستر و GIS و سایر علوم زمین همراه با تفکر و عملکرد سیبرنتیک انجام می گیرد [۴].

۲- سیبرنتیک

سیبرنتیک یکی از پایه‌های اساسی نظریه اکوسیستم است. نظریه سیبرنتیک به موضوع تنظیم و کنترل در سیستم‌های پیچیده می پردازد و بر تجزیه و تحلیل بازخوردها استوار می‌باشد. اکوسیستم‌های سیبرنتیک به منزله حلقه‌های بازخورد پیچیده و خود کنترل کننده‌ای هستند که به کمک شبکه‌ای از بازخوردهای مثبت و منفی و جریان‌های اطلاعات تنظیم می‌شوند. یک نظام ثبات‌گرا یا سیبرنتیک نظامی است که کنترل و تطابق پذیری در آن با دادن اطلاعات به سازمان حفظ می‌شود یا به نوعی علم تنظیم ارتباط بین اجزاء و لگام آن‌هاست که این نظام یک سازمان خود میزان براساس اطلاعات بازخور است. بازخورها به دو صورت می باشد:

الف) بازخور منفی (همیشه متعادل کننده): عبارت از جریان اطلاعاتی که سبب می‌شود یک نظام، اثرات وارده یا تغییرات در شرایط خارجی خود را خنثی نماید. و معمول ترین نوع اطلاعات بازخور در یک نظام ثبات‌گرا است و باعث کاهش عامل اولیه می‌شوند

ب) بازخور مثبت: هنگامی که شرایط زیست‌محیطی از حد بردباری نظام فزونی یابد، به خاطر پیش آمدن این نوع بازخور کنترل نظام می‌تواند از حد خارج شود که باعث ایجاد مشکل در سیستم می‌شود که البته سیستم‌های طبیعی در برابر هر گونه تغییر و تحولی در محیط مقاومت می کنند که به آن همئوستازی^۱ می‌گویند. از دیگر خصوصیات سیبرنتیک، سینرژی در چنین نظام‌هایی دو یا چند عامل و تأثیر نهایی آن بیشتر یا کمتر از جمع ساده بین آنهاست.

۲-۱ سینرژی

وقتی که دو یا چند فرایند تداخل می‌کنند به طوری که اثر ترکیبی آنها بیش از اثرات جداگانه هر یک از آنها باشد سینرژی گویند. این فرآیند موجب تشدید عمل حلقه‌های بازخورد مثبت می‌گردد و از این رو، می‌تواند تشدید کننده تغییراتی باشد که مطلوب تلقی می‌شوند. و می‌تواند به دو صورت سینرژی مثبت و منفی عمل می‌کند. یک دلیل چگونگی اینکه اکوسیستم‌های پیچیده می‌توانند ناملازمات را جذب کرده یا با آن مقابله نمایند مکانیسم سینرژی منفی است.

سینرژی مثبت شامل عمل متداخل دو یا چند عامل است که اثر نهایی آنان بیشتر از جمع عمل آنان در حالت مستقل است [5].

۲-۲ سیبرنتیک و زمین:

ارتباط رویکرد سیبرنتیک با مدیریت منابع طبیعی از دو منظر مورد توجه است. در مرحله اول، دانشمندان بر روی مسائل جهانی که توسط انسان و سیستم‌های انسانی همراه است، روش تئوری سیستم‌ها را اشکال مختلف با سطوح انتزاعی و در زمینه

¹Hemeostasis



های مختلف به کار می‌گیرند. با این وجود در سنت سیبرنتیک پتانسیل‌های زیادی وجود دارد که هنوز تا حد زیادی فاقد استفاده است، به خصوص با توجه به چشم‌اندازی که اکنون راه حل‌های فناوری در مورد چالش‌های مختلف زیست‌محیطی جهانی وجود دارد. دوم، مهندسين بطور فعال اصول سیبرنتیک را در قالب کنترل بازخورد و ارتباط با طیف‌های متنوعی از برنامه‌هایی که اخیراً شروع به اجرای پیاده‌سازی‌های بیشتر انسان-محور کرده‌اند، به کار می‌برند.

همچنین شایان ذکر است که مفاهیم سیبرنتیک برای جوامع علوم زیست‌محیطی و علوم اجتماعی چیز جدیدی نیست. در سال ۱۹۷۹ جیمز لاولاک فرضیه گایا را به عنوان چشم‌انداز جدید اکوسفر معرفی کرد. گایا به عنوان یک موجود پیچیده در نظر گرفته شده است که شامل تمام کره زمین، جو، اقیانوس‌ها و خاک کره زمین است. جمع‌این مؤلفه‌ها یک سیستم بازخورد پیچیده را تشکیل می‌دهد که تنها هدف آن حفظ محیطی است که برای زندگی مطلوب باشد.

اگرچه فرضیه گایا با بحث و گفتگوهای فراوانی روبرو شده است، اما به عنوان پیشرو در مورد رشته سختگیرانه تر ژئوسیبرنتیک خدمت می‌کند، که با چارچوب آنالیز سیستم‌های زمینی همپوشانی زیادی دارد و استراتژی‌های کنترل را در سطح سیاره‌ای پیش‌بینی می‌کند [۶].

۲-۳- نظریه گایا:

در سال ۱۹۶۵ یک دانشمند انگلیسی به نام جیمز لاولاک ضمن کار در آزمایشگاه پیشرانس جت در کالیفرنیا روی روش‌های تشخیص زندگی در مریخ، ایده‌ای را مطرح کرد. او با شروع ایده خود درباره تنظیم یک زمین خودتنظیمی که توسط جامعه جانداران زنده کنترل می‌شود، دریافت که تمام آن چه در زمین اتفاق می‌افتد مانند شوری آب دریا، نشانه‌هایی از نیروی طبیعی است که بر حیات زمین تاثیر می‌گذارد. بر این اساس موجودات زنده فعالانه محیط خود را برای قابل سکونت نگهداشتن زمین اصلاح می‌کنند [۷].

این ایده با واکنش‌های متفاوتی روبرو شد، برخی آن را تاییدی بر باور عصر جدید خود می‌دانستند که مادر زمین را دارای قابلیت تطابق با حیات تصور می‌کرد. برخی دانشمندان مدعی بودند که این ایده با نظریه تکامل داروین تناقض دارد برخی دیگر آن را بی‌معنی و تنها تأثیری از نام شاعرانه این ایده یعنی (فرضیه گایا) می‌دانستند که از روی نام خدای یونانی به معنی زمین گرفته شده بود. اما اکنون شواهد روزافزونی در جهت حمایت از ایده اصلی مرتبط با نظریه گایا وجود دارد [۸].

لاولاک در کتاب خود به عنوان «گایا: نگاهی نو به زندگی روی زمین» عنوان کرد که بنا بر فرضیه گایا وضعیت فیزیکی و شیمیایی سطح زمین، جو و اقیانوس‌ها با حضور خود زندگی کاملاً مناسب و راحت ساخته شده است. این برخلاف عقل متعارف است که آن زندگی را با شرایط سیاره‌ای متناسب با آن سازگار کرده و آن‌ها راه‌های جداگانه خود را تکامل می‌بخشند. این توصیف اصلی فرضیه گایا است که اکنون می‌دانیم اشتباه است. حیات، زمین را برای خودش تنظیم یا تعدیل نمی‌کند. تعدیل، برای وضعیتی مناسب زندگی، خاصیت کل سیستم در حال تحول زندگی، هوا، اقیانوس و سنگ‌ها است. این را می‌توان تئوری گایا نامید، زیرا مبنای ریاضی در مدل دیزورلد^۱ دارد و به دلیل این امر پیش‌بینی‌های قابل آزمایش را ایجاد می‌کند [۹].

۲-۴- از سیبرنتیک تا ژئوسیبرنتیک

¹ Daisyworld



سیبرنتیک، به عنوان یک علم، توسط خالق آن، دانشمند آمریکایی نوربرت وینر^۱، در کار خود سیبرنتیک، به عنوان "حوزه نظریه کنترل و ارتباطات در ماشین‌ها و موجودات زنده" تعریف شده است.

این تعریف، که امروزه از پیشرفت سیبرنتیک فراتر می‌رود، توسط وینر به ویژه در زمینه علوم اجتماعی و اقتصادی گسترش یافته است.

پیشرفت بیشتر این علم جدید تعاریفی را ارائه می‌دهد که یکسان یا کم و بیش کامل نیستند، و این نشان دهنده جایگاه نویسندگان در رابطه با سیبرنتیک و همچنین در زمینه فعالیت خودشان است.

بنابراین، برخی بر کنترل (وینر، کانفیگنال^۲، برگ^۳) تأکید دارند، برخی دیگر بر تنظیم و خودتنظیمی (کلاوس^۴، لانز^۵، گرمیسکی^۶) یا اتصال معکوس (آپوستول^۷)، یا ارتباط و اطلاعات (رویر^۸، گلاسکوف^۹)، در حالی که برخی دیگر فشار بر کامل بودن دارند، عمل نهایی (مولز^{۱۰}) یا سایرین که از منظر ماشین‌آلات اتوماتیک یا روبات‌های تقلیدکننده از زندگی (بولانگر^{۱۱}) به این علم فکر می‌کنند.

همه دانشمندانی که چنین مشکلاتی را مطالعه می‌کنند، اعتراف می‌کنند که موضوع سیبرنتیک به کنترل سیستم‌های پیچیده پویا می‌پردازد، که ممکن است حیوانات (و انسان) و همچنین ماشین‌آلات (وسایل الکترونیکی به عنوان سیستم‌های پیچیده پویا) و سیستم‌های اجتماعی (جامعه، واحدهای صنعتی، تولید و غیره) را شامل شود.

سیبرنتیک اشیاء را تجزیه و تحلیل نمی‌کند، بلکه روش‌های رفتاری است. نمی‌پرسد: "این شیء چیست؟"، اما می‌پرسد "این شیء چه کاری انجام می‌دهد؟"

از نظر علمی، رفتار برخی از سیستم‌های پیچیده پویا را نمی‌توان پیش‌بینی کرد اگر فرآیندهای اطلاعاتی دریافت، پردازش و انتقال آن را در پشت خود نشانسیم. و به همین ترتیب، اگر ویژگی علمی دقیقی از رفتار آن سیستم نداشته باشیم، نمی‌توانیم اطلاعاتی را که می‌گیریم، تجزیه و تحلیل کنیم. ممکن است تمام پدیده‌های اجتماعی، اقتصادی، فنی و غیره مطابق با اطلاعاتی که بدست می‌آوریم، پردازش و انتقال می‌دهیم [۴].

۲-۵- مفهوم ژئوسیبرنتیک

ژئوسیبرنتیک با هدف مطالعه و کنترل تکامل پیچیده اکوسفر و آنتروسفر، به عنوان مثال، برای مقابله با مشکلات سیاره‌ای مانند گرم شدن کره زمین به سبب فعالیت‌های فزاینده انسان (دوران آنتروپوسن) می‌پردازد. ژئوسیبرنتیک چشم‌انداز سیستم

¹ Norbert Wiener

² Conffignal

³ Berg

⁴ Klaus

⁵ Lange

⁶ Gremiewski

⁷ Apostol

⁸ Ruyer

⁹ Gluskov

¹⁰ Moles

¹¹ Boulanger



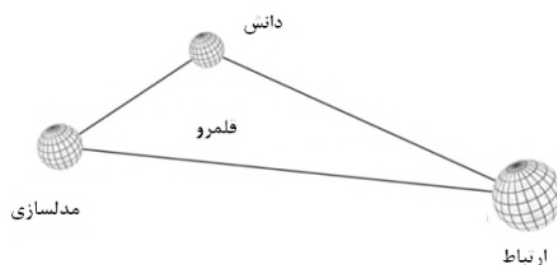
های دینامیکی را برای تجزیه و تحلیل سیستم زمین اعمال می‌کند. این یک چارچوب نظری برای مطالعه پیامدهای پیرو پارادایم های مختلف پایداری در مسیرهای همزمان تکاملی سیستم اجتماعی اکولوژیکی سیاره ای برای آشکار کردن جذب کننده ها در این سیستم، پایداری، مقاومت و قابلیت دستیابی آن ها فراهم می‌کند. مفاهیمی مانند نقاط اوج در سیستم آب و هوایی، مرزهای سیاره ای، فضای عملی ایمن برای بشریت و پیشنهادات مربوط به دستکاری دینامیک سیستم زمین در مقیاس جهانی مانند مهندسی زمین به زبان تجزیه و تحلیل سیستم زمین ژئوسیرنیتیک شکل گرفته شده است [۱۰]. ژئوسیرنیتیک به عنوان "هنر کنترل کافی سیستم پیچیده زمین پویا تحت عدم قطعیت در همه نوع" تعریف شده است. برای این مفهوم، نویسندگان به (۱) فرایند جهانی سازی رانده شده توسط نیروهای اقتصادی، فناوری و سبک زندگی، و (۲) سیاست جهانی محیط زیست در تلاش برای ترمیم یا جلوگیری از عوارض جانبی تغییرات جهانی اشاره می‌کنند [۱۱].

ژئوسیرنیتیک، با توجه به ایده های فوق، ممکن است به عنوان علم مدیریت تحولات و تغییرات مصنوعی ساخته شده توسط انسان در محیط او و همچنین کاهش خطر در برابر خطرات طبیعی و کاهش آنتروپی با استفاده از سیستم اطلاعاتی اندازه گیری های جغرافیایی، کاداستر، GIS و سایر علوم مرتبط با قلمرو، در مفهوم و تفکر سیرنیتیک تعریف شود [۴].

ژئوسیرنیتیک نیز مانند سایبرکار توگرافی، دارای دانش و چارچوب نظری خاص خود است. اصطلاح ژئوسیرنیتیک [۱۲] برای در برگرفتن چند روش تحقیقی که به صراحت شامل علم سیرنیتیک، تئوری سیستم های کلی، مدل سازی و نظریه پیچیدگی به عنوان ساختارهای نظری است، پیشنهاد شد.

"این چارچوب مفهومی جدید منجر به گنجاندن پارادایم های از قبل موجود، ترکیب روش های کمی و کیفی تحت تسلط سیرنیتیک، دید پیچیده و آشوبی ناشی از ساختار، عملکرد و رفتار سیستم های زنده و اجتماعی است که در فضا-زمان تعامل دارند، می شود [۱۳]."

همان طور که شکل ۱ نشان می‌دهد، پیرو مدل ریس و استفاده آن در ژئوسیرنیتیک، دریافت شد که اصول سایبرنیتیک در سطوح جدیدی از انتزاع کار می‌کنند و گسترش مفهوم کنترل را با استفاده از توابع سازماندهی اصول از طریق دانش زمین شناسی، مدل سازی و ارتباطات کار می‌کنند.



شکل ۱. سازماندهی اصول ژئوسیرنیتیک از ریس، ۲۰۰۵. ص. ۷۸.



این قلمرو یک مفهوم و سطحی از واقعیت ما است که نقش بسیار مهمی در نمونه‌های تحقیقاتی توسعه یافته در سنترولوژی بازی کرده است این اصول مدلسازی ژئوسپیرنتیک دقیقاً به فضای تعامل اجتماعی با طبیعت و جهانی که ما ساخته ایم اشاره می‌کند و به وسیله عناصری برای سنجش آن و مدل‌هایی که پیشنهادات برنامه ریزی را بیان می‌کنند، در اختیار ما قرار می‌دهد [۱۴].

در سطح دانش کنونی بشر، سایبرنتیکست‌ها سه جنبه اساسی ماده در سایبرنتیک را بیان می‌کنند: ۱- ماده، ۲- انرژی، ۳- اطلاعات.

بر همین اساس ژئوسپیرنتیک، ممکن است به عنوان علم مدیریت تحولات مصنوعی انسان و ایجاد تغییرات در محیط او و همچنین کاهش خطر اتفاقات طبیعی و کاهش آنتروپی با استفاده از سیستم اطلاعاتی اندازه‌گیری‌های جغرافیایی، کاداستر، سیستم اطلاعات جغرافیایی و سایر علوم مرتبط با قلمرو، در مفهوم و تفکر سایبرنتیک تعریف شود.

این مفهوم یک شرط لازم فعالیت بشر امروز و بویژه آینده است که به دلیل وجود مشکلاتی که هم انسان و هم طبیعت ایجاد می‌کنند و به عنوان هدف اصلی روند توسعه پایدار جامعه بشری و حمایت واقعی از محیط زیست نیاز به اقدام علوم مختلفی دارد [۴].

ژئوسپیرنتیک از این رو به عنوان نتیجه یک نگاه جدید به روابط متقابل سایبرنتیک و ژئوماتیک ظاهر شده و پروژه اصلی تحقیق در سنترولوژی^۱ مکزیک بوده است. بطور کلی ژئوماتیک مجموعه‌ای است از دانش، مهارت و تخصص‌های مرتبط با جمع‌آوری، نگهداری، پردازش، بازیابی و توزیع داده‌های مکانی و مکان‌مرجع می‌باشد. این علم دستاورد دانش انفورماتیک در مهندسی نقشه‌برداری و علوم مدیریت زمین است.

سنترولوژی یک مرکز تحقیقات عمومی مکزیک است که توسط شورای ملی علوم و فناوری^۲ پشتیبانی می‌شود و به تحقیق، آموزش و نوآوری‌های فناوری در GIS اختصاص دارد [۱۵]. از سال ۱۹۹۹، سنترولوژی در مدت زمان کوتاهی کار علمی مرتبطی را انجام داده و در نتیجه تحقیقات تجربی طراحی، تولید و تأثیرگذاری در چندین سیاست عمومی، تعامل سیاسی، فرآیندهای استراتژیک و تاکتیکی را شامل می‌شود که شامل دست‌سازه‌های ژئو-فن‌آوری در محیط‌های مختلف سازمانی، نهادی و اجتماعی در سطح ملی و بین‌المللی می‌باشد [۱۶]. تحقیقات کاربردی در سنترولوژی تمرکز روشنی در تولید راه‌حل‌های ژئوماتیک برای طیف گسترده‌ای از موضوعاتی دارد که سازمانها با آن روبرو هستند. در ماه مه سال ۲۰۱۸، سنترولوژی و دانشگاه یوکاتان^۳ توافق نامه‌ای برای ایجاد مدارک جدید امضا کردند [۱۷].

۳. ساختار ژئوسپیرنتیک

چگونه مفهوم ژئوسپیرنتیک پدید آمد؟ ساختارهای اصلی که از این رویکرد پشتیبانی می‌کنند چیست؟ نقش نوآوری چیست؟ از آنجا که این سؤالات کاملاً پیچیده هستند، در این بخش از "چارچوب مفهومی" استفاده شده است تا تنها یک مرور کلی از مسیرهای دنبال شده ارائه شود. شکل ۲، چارچوب ساختاری است برای دسترسی به "کپسول دانش" که برای روشن شدن ایده

¹ CentroGeo

² Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (the National Council of Science and Technology) (abbreviated CONACYT)

³ Universidad Autónoma de Yucatán



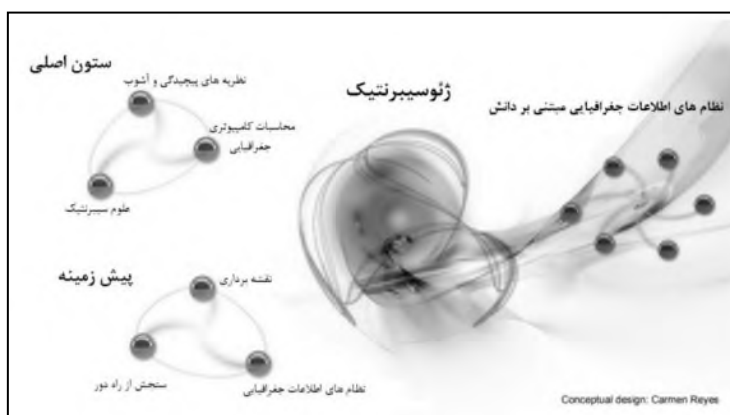
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



های اساسی مورد استفاده قرار می‌گیرد و برخی از زمینه‌های تحقیق برگرفته از ژئوسیبرنتیک و رویکرد دانش مبتنی بر سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی را ارائه می‌دهد، و شامل شرح مختصری از ایده‌های اصلی با استفاده از "کپسول دانش" است.



شکل ۲. چهارچوب مفهومی طراحی شده توسط ریس

۱-۳ معرفی چارچوب مفهومی

شکل اول سه مؤلفه اصلی را مشخص می‌کند: پیش زمینه، ستون اصلی و ژئوسیبرنتیک. در مورد پیش زمینه، رشته‌هایی که بیشتر به هدف ما مربوط می‌شوند، نقشه برداری، سیستم‌های اطلاعات جغرافیایی و سنجش از دور هستند، در حالی که برای ستون اصلی، ما چندین رشته را که در قرن بیستم توسعه یافته‌اند تصور می‌کنیم که برای چارچوب شناختی ضروری هستند. سرانجام، ژئوسیبرنتیک به عنوان "جاذبه" معرفی می‌شود، که در آن رشته‌های فوق‌الذکر در تعامل قرار می‌گیرند و در یک عملکرد بین رشته‌ای در هم تنیده می‌شوند.

۱-۱-۳ پیش زمینه

نقشه برداری، سنجش از راه دور و نظام‌های اطلاعات جغرافیایی به عنوان سه رشته در علوم اطلاعات جغرافیایی شناخته شده‌اند که نقش مهمی در توسعه پروژه علمی سنتر ژئو ایفا کرده‌اند. این تیم تحقیقاتی شامل چندین متخصص از هر یک از رشته‌های مذکور بودند که برای پاسخگویی به مطالبات اجتماعی با همکاری یکدیگر مشغول به کار بودند. این کار تیمی محرک اصلی توسعه روش‌های تجربی در راه‌حل‌های ژئوماتیک بوده است که به اندازه کافی به درخواست‌های خاص پاسخ می‌دهد. در نتیجه، حوزه‌های جدیدی از دانش، مانند سایبرکارتوگرافی، راه‌حل‌های پیچیده در ژئوماتیک و نمونه اولیه ژئوماتیک در میان دیگران پدید آمده است.

۱-۱-۳-۱ نقشه برداری

نقشه را می‌توان به عنوان یک پدیده دو جمله‌ای غیرقابل تفکیک مدل‌سازی و ارتباطات مشاهده کرد. هزاران سال است که هندسه از طریق نقشه برداری برای مدل‌سازی منظره جغرافیایی استفاده می‌شود. زبان نقشه‌ها توسط بسیاری از محققان به طور گسترده مورد مطالعه قرار گرفته است. به عنوان مثال، پوکر ذکر می‌کند که "جغرافیدان‌ها نقشه‌هایی را برای تجزیه و تحلیل،



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



ارتباط و ذخیره سازی یافته های خود استفاده می کنند و به بررسی ارتباط زبان‌های جدید رایانه ها و تأثیر آن بر توسعه نقشه نگاری می پردازند [۱۸]."

۳-۱-۱-۲ نظام‌های اطلاعات جغرافیایی

در مرحله اولیه خود، رشته نظام اطلاعات جغرافیایی به صورت تجربی از نیاز اجتماعی برای حل مشکلات خاص مربوط به مدیریت منابع طبیعی و برنامه ریزی منطقه ای پدید آمده است. از نظر نیازهای علمی، تحولات در جغرافیای کمی و تجزیه و تحلیل مکانی به یک منبع پیشرفته برای استفاده مؤثر از مدل های جغرافیایی نیاز داشت. آنالیز مکانی، تئوری اطلاعات، نظریه سیستم های عمومی و علوم رایانه اصلی ترین ساختار تئوریک در نظام اطلاعات جغرافیایی هستند. فناوری اطلاعات و ارتباطات برای اجرای راه حل های نظام اطلاعات جغرافیایی ضروری است.

۳-۱-۱-۳ سنجش از دور

سنجش از دور و پردازش تصویر مؤلفه های اساسی جمع آوری داده ها در ژئوماتیک هستند. بسیاری از عبارات زمین شناسی از طریق سنجش از راه دور بدست می آیند. متغیرهای بسیاری وجود دارد که به طور بالقوه می تواند از تصاویر با حسگر از راه دور کسر شود، و همه آن ها یک ویژگی مشترک مربوط به خصوصیات نوری اشیاء، فاصله آن ها از سنسور یا موقعیت آن ها با یکدیگر به اشتراک می گذارند. و گرچه این متغیرها هم به صورت مستقیم و هم به صورت غیرمستقیم قابل دستیابی هستند، واقعیت این است که داده های ماهواره ای در چنان حجم وسیعی منتقل می شوند که درک همزمان آن ها دشوار است، بنابراین کارهایی که به طور خودکار انجام گیرند تقاضای زیادی دارند. استفاده از سیستم های سنجش مستلزم تهیه، تنظیم و اعتبار سنجی ماهواره ها و محصولات داده ای است که دارایی های حاوی اطلاعات را تشکیل می دهند. از این رو، برنامه های ریاضی نیازهای عملی را برای پردازش دیجیتالی تصاویر هدایت می کنند و سنجش از دور، هوش رایانه ای و کلیه رشته های درگیر در مطالعه رفتارهای انسان و ماشین و همچنین الگوریتم ها و روش های جدید برای پردازش اطلاعات جغرافیایی مربوطه نیاز به بهینه سازی بسیاری از برنامه ها دارند. تکنیک های پردازش داده ها و رویکردهای مدل سازی جغرافیایی مکانی مورد استفاده در نقشه برداری، سیستم های اطلاعات جغرافیایی و تجزیه و تحلیل مکانی مشترک و در برخی موارد با سنجش از دور و پردازش تصویر در هم تنیده شده اند.

مباحث مربوط به منطقه بندی و مدل سازی فازی در روش های مدل سازی و پردازش سهم تجزیه و تحلیل مکانی با طبقه بندی متنی و رویکرد تلفیق داده های فازی برای پردازش تصویر مثالی از این دست است. علاوه بر این، نقشه های مکانی و سایر اصطلاحات زمین شناسی پیوسته با نقشه برداری، سنجش از دور و محصولات وب جغرافیایی از این نوع هستند. وب جغرافیایی^۱ با هماهنگ سازی آدرس دهی شبکه، زمان و مکان مشخص می شود. وب جغرافیایی امکان استفاده از موقعیت مکانی را برای سازماندهی کلیه داده های ارجاع یافته جغرافیایی موجود از طریق اینترنت فراهم می کند. وب جغرافیایی اصطلاحی است که برای توصیف ادغام اطلاعات مبتنی بر مکان با اطلاعات دسترسی به اینترنت استفاده می شود.

"وب جغرافیایی"، توضیح می دهد که چگونه اطلاعات شما به صورت آنلاین به آن دسترسی پیدا می کنید به طور فزاینده ای به مکان شما مربوط می شود مانند گوگل ارث و گوگل مپس [۱۹]. در نتیجه توسعه فناوری سنجش از دور، در کنار بهبود زمان و وضوح مکانی اطلاعات سنجش از دور، سبیرنتیک در زمینه های بیشتری استفاده می شود. روش های خودکار روز به روز محبوب تر می شوند زیرا خودکارسازی کامل می توانند زمان واقعی و در مدار همزمان را ارتقا بخشد. به منظور ساخت شبکه سنسور، و به

¹ Geoweb



طور مستقیم داده‌ها و اطلاعات مفید را از داده‌های برگشتی و پردازش در مدار بدست آورد. و سپس انجام جستجوهای خودکار بر اساس محتوای تصویر و تغییر در تشخیص هدف خاص برای دستیابی به اتوماسیون کامل در اسرع وقت انجام می‌گیرد [۲۰].

۲-۱-۳ ستون اصلی

تلاش‌های علمی مانند نظریه اطلاعات و نظریه سیستم‌های عمومی از قرن بیستم در هسته توسعه کارتوگرافی، نظام‌های اطلاعات جغرافیایی و سنجش از دور بوده است. در ژئوسیبرنتیک، علوم سیبرنتیک، نظریه‌های پیچیدگی و آشوب و محاسبات کامپیوتری جغرافیایی مؤلفه‌های اصلی ساختار نظری آن هستند.

۱-۲-۱-۳ علوم سیبرنتیک

ریاضیدان نوربرت وینر (۱۹۶۴-۱۹۶۴) رشته علوم سایبر را پایه‌گذاری کرد. در سال ۱۹۵۰، او کتاب "کاربرد انسانی از انسان‌ها، سایبرنتیک و جامعه" را نوشت که در آن اشاره می‌کند که کلمه "سایبرنتیک" از کیبرنت‌های یونانی گرفته شده است (که به معنای سرقت است) و ریشه اصطلاحی آن را با کلمه "حکومت" مشتق می‌کند و افلاطون به آن معنای "هنر علم" داد. وینر کلمه "سیبرنتیک" را به زبان علمی برای توصیف علم ارتباطات و کنترل در یک ارگانیسم، دستگاه، انسان و جامعه معرفی کرد [۲۱]. علم سیبرنتیک ستون نظری برای انجام سایبرکارتوگرافی را فراهم می‌کند. نتایج حاصل از کار تجربی در این زمینه از تحقیق، بیش از ۹۰ پروژه از طریق تعامل نزدیک با جامعه ایجاد شده است.

۲-۲-۱-۳ نظریه‌های پیچیدگی و آشوب

این گروه تحقیقاتی در سنتر ژئو راه‌های مرتبط با "راه حل‌های پیچیده در زمین‌شناسی" [۲۲] و "ژئوماتیک پیچیده" [۲۳]، با توجه به دیدگاه اولیه والدروپ در علم پیچیدگی که "هنوز آنقدر جدید و گسترده است که هیچ کس نمی‌داند چگونه آن را تعریف کند" را بررسی کرده است [۲۴]. نظریه آشوب، همانطور که کلرت، ماینر و میچل ارائه داده‌اند، به برخی مفاهیم اشاره می‌کند که می‌تواند به ایجاد چارچوب‌های دانش برای فرآیندهای ژئوسیبرنتیکی کمک کند. در همین راستا، لوپز جوهر ایده‌های مربوط به خود سازماندهی و جذب کنندگان را در درون "نمونه اولیه ژئوماتیک" بررسی می‌کند [۲۵].

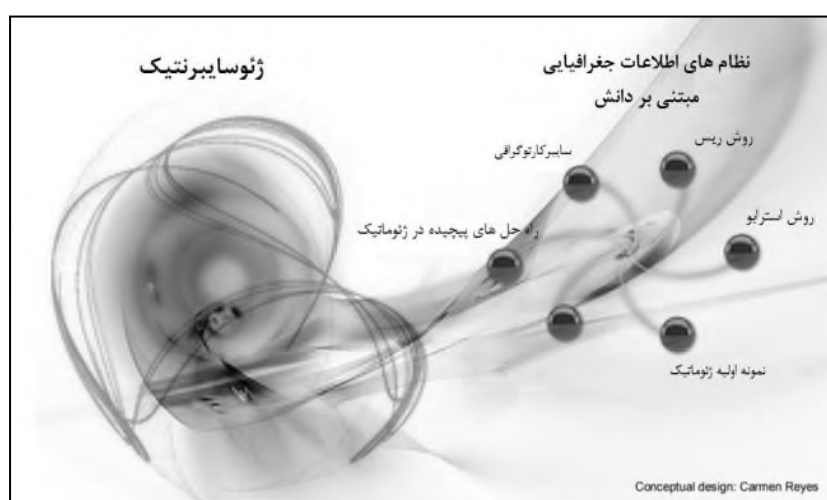
۳-۲-۱-۳ محاسبات کامپیوتری جغرافیایی

محاسبات کامپیوتری جغرافیایی یک قلمرو دانش بین رشته‌ای است که در آن هم ژئوماتیک و هم علوم کامپیوتر نقش اساسی دارند. مفاهیم اصلی ریاضی شامل هندسه، تئوری نمودار و توپولوژی است. مقاله‌ای که توسط تام پوکر و نیکلاس کریسمن با عنوان "ساختار داده‌های توپولوژیکی" نوشته شده است سنگ بنایی از تلاش‌های دهه‌های بعد است [۲۶]. درهم آمیختگی اولیه بین علوم محاسبات و ژئوماتیک از طریق ساختار داده‌ها (لیست‌ها، درختان، صف‌ها) و ویژگی‌های هندسی (خطوط، مناطق، سطوح) پدیدار شد. سایر زمینه‌های علم محاسبات کامپیوتری، مانند هوش مصنوعی، مدل‌سازی تحلیل مکانی را مورد بررسی قرار داده است، که شامل ماشین‌های خودکار سلولی، سیستم‌های چند لایه، شبکه‌های معنایی و هستی‌شناسی، می‌باشد.

۳-۱-۳ ژئوسیبرنتیک



این اصطلاح "ژئوسایبرنتیک" توسط ریس و همکاران پیشنهاد شد که صریحاً شامل علم سایبرنتیک، نظریه سیستم‌های عمومی، مدل‌سازی و نظریه پیچیدگی به عنوان ساختار نظری آن است. در حال حاضر، گروه تحقیقاتی در سنتر ژئو در چندین مورد از این زمینه‌ها کارهای تجربی و نظری را انجام می‌دهد: (۱) سایبرکارتوگرافی، (۲) راه‌حل‌های پیچیده در زمین‌شناسی، (۳) نقشه ذهنی جمعی، (۴) نمونه اولیه ژئوماتیک، (۵) روش استرابو و (۶) روش ریس. (شکل ۳)



شکل ۳. نظام‌های اطلاعات جغرافیایی مبتنی بر دانش

۳-۱-۳ سایبرکارتوگرافی

کلمه سایبرکارتوگرافی از ادغام دو اصطلاح سایبر و نقشه برداری شکل گرفته است. این اصطلاح به ماهیت متغیر نقشه‌ها و تهیه نقشه به طور طبیعی با تغییر محیط پیوسته است. اطلس‌های فضای مجازی، اطلس‌های پویا و تعاملی بر روی خط هستند. آن‌ها چندرسانه‌ای و چندحسی هستند و علاوه بر نقشه‌ها، اطلاعات متنوعی در قالب‌های مختلف دارند. اصطلاح اطلس به عنوان استعاره برای نمایش اطلاعات کمی و کیفی که از طریق مکان سازماندهی شده‌اند، به کار می‌رود و بخشی از انقلاب محاسبات اجتماعی است که در متن کلی وب ۲.۰ صورت می‌گیرد [۱۱]. پیشنهاد سایبرنتیک وینر (۱۹۵۴) [۲۷] یک چارچوب کلیدی را فراهم کرده است که توسعه راه‌حل‌های ژئوماتیک را از نظر روش شناختی و فرضی ارائه می‌دهد. سایبرکارتوگرافی از طریق منابع متنوع نقشه برداری، زبانی، ریاضی، آماری و حتی تصویری ارتباط برقرار می‌کنند [۲۸].

در پروژه‌های سنتر ژئو از نقشه‌های مجازی، متن جغرافیایی، فیلم‌ها، عکس‌ها، نقشه‌های فضایی، تصاویر ماهواره‌ای، شبیه‌سازی‌های رایانه‌ای، گرافیک، صدا و نمودار برای انتقال اطلاعات و دانش مربوط به مدعیان و کاربران اجتماعی استفاده شده است. در حقیقت، سایبرکارتوگرافی با درک کردن صریح مفاهیم سایبرنتیک بر اساس سه محور اصلی: مدل‌سازی، ارتباطات و فرایندهای دانش بنیان، تغییر پارادایم را برای نقشه برداری ایجاد می‌کند. سایبرکارتوگرافی منطقه اولیه تحقیق در سنتر ژئو بود که در سال ۱۹۹۹ تأسیس شد و بر اساس دید اولیه توسط فریزر تیلور بنا شده بود [۲۹]. از دیدگاه نظری، ساختار ساخت و ساز در فضای مجازی، علم سایبرنتیک، نظریه سیستم‌های عمومی و مدل‌سازی است. از منظر تجربی، رویکرد سایبرکارتوگرافی در حمایت از



فرآیندهای اجتماعی مانند تعامل سیاسی، برنامه ریزی منطقه ای و سیاست های عمومی از دیگر موارد بسیار موفق بوده است. تقاضا، پذیرش و سازگاری توسط اقشار مختلف جامعه به روشنی بیانگر کفایت ژئوماتیک است.

همانطور که توسط ریس، تیلور، مارتینز و لوپز استدلال می شود، از نظر تئوری، سایبرکارتوگرافی با ترکیب صریح مفاهیم سیرنیتیک بر اساس سه محور اصلی: مدل سازی، ارتباطات و فرآیندهای دانش بنیان، یک تغییر پارادایم را برای نقشه برداری ایجاد می کند [۱۱]

۳-۱-۳-۲ راه حل های پیچیده در ژئوماتیک

"راه حل های پیچیده در زمین شناسی" یک رویکرد سیرنیتیک است که صریحاً شامل سایبرکارتوگرافی و مدل سازی فضایی است و تصور سیستم های پیچیده را برای پاسخگویی به خواسته های اجتماعی اتخاذ می کند.

۳-۱-۳-۳ فضای جغرافیایی پویای بی نظم

یک "فضای جغرافیایی پویای بی نظم" می تواند به عنوان مجموعه ای از فرآیندهای اجتماعی و شناختی موجود در تعامل های مربوط به دانش تجربی بین رشته ای توصیف شود. بازیگران مختلفی در آزمایش های ژئوسکیرنیتیک شرکت کرده اند، از جمله دانشمندان و گروهی از افراد علاقمند به حل مشکلات مربوط به برنامه ریزی اراضی منطقه ای یا شهری، سیاست های عمومی و مدیریت محیط زیست. لوپز چارچوب دانش اولیه ای را برای "تعامل" و "مکالمات" ناشی از این فرآیندها، مشخص کرده و ساخته است، و روشن می کند که چگونه "اجماع هوشمندانه" حاصل شد و به پیشبرد حل مشکلات مربوط به نگرانی های اجتماعی کمک کرد [۲۳].

واژه "فضا" در حوزه های مختلف دانش دارای معانی مشخص است و پیشوند "جغرافیایی" به تجزیه و تحلیل مکانی در جغرافیا اشاره دارد. همانطور که میچل اشاره کرد، "کلمه دینامیک به معنای تغییر است و سیستم های پویا سیستم هایی هستند که به مرور زمان به نوعی تغییر می کنند [۲۹]".

۳-۱-۳-۴ نمونه اولیه ژئوماتیک

لوپز در رساله دکتری خود مفهوم «نمونه اولیه ژئوماتیک» را پیشنهاد می کند. وی با استناد به نظریه های پیچیدگی و آشوب و به کار بردن قیاس ها، وی قادر به توضیح برخی از فرآیندهای ژئوسیرنیتیک است که در مرحله تجربی اتفاق افتاده است. علاوه بر این، او پایه و اساس هایی را برای رسمی سازی متدولوژی هایی مانند تکنیک استرابو و روش رئیسی ایجاد می کند [۲۵].

۳-۱-۳-۵ روش استرابو

یکی از ویژگی های بسیاری از کشورهای در حال توسعه عدم دستیابی به سیستماتیک داده ها برای استفاده در مدل سازی ریاضی است. مکزیکی نیز از این قاعده مستثنی نیست. در اواسط دهه ۱۹۷۰ تام پوکر با اطلاع از این محدودیت ها به مکزیکی سیتی سفر کرد. وی دیدگاه متدولوژی شبیه به تکنیک دلفی را با نوآوری در بکارگیری ابعاد مکانی، که وی آن را "تکنیک استرابو" نامید، داشت. وین لوسکامب از این دیدگاه اولیه استفاده کرد و تکنیک استرابو را در دکترای خود توسعه داد [۳۰].

۳-۱-۳-۶ روش ریس

روش ریس مبتنی بر روشی است که توسط ریس طراحی شده است، ابتدا برای طراحی مفهومی سیستم های اطلاعات جغرافیایی و بعد برای اطلس های سایبرکارتوگرافی مورد استفاده قرار گرفت [۲۲].

۳-۱-۴ علوم اطلاعات جغرافیایی مبتنی بر دانش



در سنت علم، آزمایش یک منبع کلیدی و ارزشمند است که جمع آوری داده‌ها و پردازش و استفاده از اطلاعات برای حفظ یا رد فرضیه‌ها یک رویکرد رایج است. آنچه این رویکرد را متفاوت می‌کند، ایده اصلی این فرض است که "مکالمه" بین افراد علمی و اجتماعی باید بر اساس چارچوب‌های دانش شناختی باشد. در طی فرایند، چارچوب دانش جدید از "ادغام" یک یا چند حوزه دانش بیرون می‌آید. یعنی یک فرایند بین رشته‌ای درگیر می‌شود که از طریق آن می‌توان پل‌های شناختی را نه تنها در زمین‌شناسی بلکه با سایر حوزه‌های دانش مانند سیاست‌های عمومی، بوم‌شناسی چشم‌انداز و جرم‌شناسی ایجاد کرد. این "رویکرد مبتنی بر دانش به علوم اطلاعات جغرافیایی و ژئوماتیک" برای تعامل بین علم و جامعه بسیار مؤثر بوده و به یافته‌ها و نتایج علمی جدید منجر شده است.

۴- روش‌های ارزیابی پایداری ژئوسیرنیتیک

نویسندگان همچنین توجه داشته‌اند که مفهوم ژئوسیرنیتیک بر اساس مدل‌سازی سیستم زمین و تکنیک‌های کنترل فازی امکان‌پذیر است.

فیلیپس [۳۱] به کاربرد "پنج‌الگوی اساسی ژئوسیرنیتیک توسعه‌یافته پایدار با توجه به نقش و استفاده از روش‌های شناسایی تأثیر" اشاره دارد. در جدول ۱ این الگوریتم‌ها در فرآیند ارزیابی پایداری ژئوسیرنیتیک ("SA") استفاده می‌شوند.

جدول ۱ الگوریتم‌ها در فرآیند ارزیابی پایداری ژئوسیرنیتیک ("SA")

شماره پارادایم	پارادایم	توضیح	فاز
۱	استاندارد سازی	استانداردسازی در مورد ابزارهایی که در ارزیابی اثرات استفاده می‌شوند. این جنبه مربوط به کنترل اکوسیستم انسانی به منظور حفظ وضعیت تکامل است. با توجه به فرآیند ارزیابی پایداری، این تعریف از روش‌های علمی است که در فرآیند ارزیابی استفاده می‌شود تا از حداقل آسیب به محیط زیست اطمینان حاصل شود.	ارزیابی
۲	بهینه سازی	در اینجا بهترین طراحی برای سیستم انسانی-اکولوژیکی جستجو می‌شود. این امر باید در تعیین‌کننده‌های مکانی توسعه مورد مطالعه صورت بگیرد و احتمالاً موضوعی است که باید بطور مداوم مورد نظارت قرار گیرد تا تغییراتی در جهت توسعه ایجاد شود. در اصطلاحات موجود، این تا حد زیادی یک کارکرد نظارت است	ارزیابی و عملیاتی
۳	بدبینی	این یک برنامه از "اصل احتیاطی" است. اصل در اینجا "حداقل خسارت محیطی برای حداکثر سود توسعه" خواهد بود. در اینجا راه‌حل‌های پیشنهادی برای هرگونه کاهش باید از اصل پیشگیرانه استفاده کنند.	ارزیابی
۴	معادل سازی	در اینجا توجه به حقوق بین‌نسلی در نظر گرفته شده است. جنبه حقوق صاحبان نسلی امری پیش‌پا افتاده نیست و موضوع حقوق باید به طور مداوم مورد نظارت و ارزیابی قرار گیرد. این ممکن است که شرایط تغییر کند (پیشرفت تکنولوژی) که امکان تغییر را می‌دهد و هنوز عدالت بین‌نسلی را حفظ می‌کند. استفاده از منابع غیر تجدیدپذیر همراه با بازیافت زباله موردی در اینجا خواهد بود.	ارزیابی و عملیاتی



ارزیابی	این جنبه با آوردن اکوسیستم انسانی در حالت تعادل در حالت همزیستی قرار دارد. این وضعیت نظارت بر عملکرد با توجه به شاخص های قابل استفاده انتخاب شده است.	پایداریسازی	۵
---------	---	-------------	---

کاربرد اصول ژئوسیبرنتیک نشان داد که مؤلفه های اهمیت در تضمین پایداری، جنبه های «توسعه اجتماعی» به عنوان تابعی از «شرایط محیطی» است.

هرن^۱ بر همین اساس امکان تحقق مدل مبتنی بر سیستم از پارادایم های ژئوسیبرنتیک را معرفی می کند. استاندارد سازی: استانداردسازی در مورد ابزارهایی که در ارزیابی اثرات استفاده می شوند. بهینه سازی: به دنبال بهترین طراحی برای سیستم زیست محیطی انسان است. بدبینی: استفاده از "اصل احتیاط". معادل سازی: عدالت بین نسلی. پایداریسازی: اکوسیستم انسانی در حالت همزیستی در تعادل قرار بگیرد [۱۲].

۵- سیبرنتیک ژئوفیزیک

سیبرنتیک ژئوفیزیک یک منطقه تحقیقاتی جدید است که فرآیندهای ژئوفیزیکی و پدیده ها را با استفاده از روشها و روشهای سیبرنتیک مورد مطالعه قرار می دهد. فرمول ریاضی مسئله کنترل بهینه سیستم ژئوفیزیکی از دیدگاه سیبرنتیک ژئوفیزیک ارائه شده است. علاوه بر این، ویژگی های اساسی سیستم ژئوفیزیکی به عنوان یک موضوع کنترل در نظر گرفته شده است. مشکل کنترل بهینه برای پویایی جوی در مقیاس بزرگ در نظر گرفته شده و شرایط بهینه لازم حاصل می شود. سیبرنتیک ژئوفیزیک یک سیستم سیبرنتیک خود تنظیم شده را بررسی می کند، که در آن سیستم ژئوفیزیکی هدف کنترل است و نقش کنترل کننده به طور کلی به جامعه بشری واگذار می شود. سیستم ژئوفیزیکی به عنوان مجموعه ای از اشیاء با طبیعت بی جان تعریف می شود [۳۲]. بنابراین، اجزای اصلی سیستم آب و هوایی زمین، جو و اقیانوس می توانند به عنوان زیر سیستم های سیستم ژئوفیزیکی در نظر گرفته شوند. سیبرنتیک ژئوفیزیک، به عنوان یک منطقه تحقیقاتی میان رشته ای، در حال حاضر براساس ایده ها و روش های نظریه کنترل بهینه، نظریه سیستم های دینامیکی، سیبرنتیک فنی، ژئوفیزیک و سایر رشته های دانشگاهی در حال تحول است [۳۳].

۶. نتیجه گیری

نوآوری نقش مهمی در توسعه ژئوسیبرنتیک داشته است، که تولید دانش را بر اساس یک مدل مدیریت تحقیق پایه گذاری می کند. همچنین با خلق آنچه که به عنوان "مصنوعات ژئوسیبرنتیک" نامگذاری شده است، یک عامل کلیدی در موفقیت سنتروژئو به عنوان یک کل است [۴].

ما برای درک ژئوسیبرنتیک و استفاده از آن در مدیریت زمین و انسان همان طور که استنگو اشاره می کند به اطلاعات بیشتری نیاز داریم:

- زندگی ما روی کره زمین در مورد رابطه انسان و طبیعت به روش دیگری نیاز دارد.

¹ Hearn



- به طور کلی، علمی که تقریباً در کلیه فعالیت‌های تحول مشخصه فعالیت انسان در رابطه با طبیعت وجود دارد، باید خود را مطابق با الزامات جدید یک توسعه پایدار و همچنین به عنوان حفاظت از محیط زیست به کار گیرد.

- تعریفی که ما به "اطلاعات" متفاوت از آنچه که وینر داده است، می‌دهیم ممکن است به یک رویکرد سازگارتر با مفهوم مدیریت و عملکرد تصمیم‌گیری نیز کمک کند.

آسیب‌پذیری اکوسیستم‌های زمینی ابعاد اخلاقی را هرگز مطرح نمی‌کند که منشاء مداخلات انسانی در محیط باشد. فقط یک دیدگاه بین‌رشته‌ای می‌تواند رابطه بین مقادیر علی و تأثیرات آن‌ها بر روی سیستم‌های گسترده‌ای که زیست‌کره را تشکیل می‌دهند [۳۴] را توضیح دهد. از این رو استفاده تلفیقی از سیرنتیک و دانش جغرافیایی می‌تواند در یافتن راه‌حل‌های پیش‌رو بر روی زمین بر اثر فعالیت‌های انسان یا به طور طبیعی کمک کند. زمین بر اساس فرضیه گایا خود یک سیرنتیک زنده است و در صورتی که بتوان به روابط سیرنتیکی زمین پی برد با مدل‌سازی و پیش‌بینی رفتار زمین ممکن است بتوان از بروز بعضی بلایا یا مشکلاتی که به دلیل فعالیت‌های انسان بر روی زمین اتفاق می‌افتد جلوگیری کرد.

منابع

- [1] Tsein, H. (1954). Engineering Cybernetics. Mc Graw Hill.
- [2] Yiannoudes, S. (2016). *Architecture and Adaptation: From Cybernetics to Tangible Computing*. 10.4324/9781315731117.
- [3] Mehta, Sh. (2019). A CONCEPTUAL FRAMEWORK OF ADAPTIVE ARCHITECTURE: A CYBERNETICS APPROACH TO BIO-INSPIRED STRATEGIES. Georgia Institute of Technology. P.22
- [4] Stangu, Ioan (2010). Geo-Cybernetics – a 21st Century Cybernetic Approach to Sustainable Development and Environmental Protection.
- [5] Ardakani (1397). Ardakani's ecology. Accessible at ssu.ac.ir > amozesh > file-amoozeshi [Persian]
- [6] Manzoor, Talha(2017). A CONCEPTUAL FRAMEWORK OF ADAPTIVE ARCHITECTURE: A CYBERNETICS APPROACH TO BIO-INSPIRED STRATEGIES Syed Babar Ali School of Science and Engineering. Lahore University of Management Sciences. P160-161.
- [7] Lovelock, J.E. (1965). "A physical basis for life detection experiments". *Nature*. **207** (7): 568–570. Bibcode:1965Natur.207..568L. doi:10.1038/207568a0. PMID 5883628.
- [8] Turney, R.D. 2005. Designing plants for 1990 and beyond: procedures for the control of safety, health and environmental hazards in the design of chemical plant. *Transactions of the Institute of Chemical Engineers*, 68: 12-16.
- [9] James Lovelock Gaia: new look at life on earth oxford press. Fiers published 1979. Revised 2000. ISBN: 0192862189 (ISBN13: 9780192862181)
- [10] Schellnhuber, H.J.; Kropp, J. (1999). Geocybernetics: Controlling a complex dynamical system under uncertainty. Potsdam Institute for Climate Impact Research (PIK), p. 411.
- [11] Reyes C. (2006). "Cybercartography from a modeling perspective". Ed. Taylor D. R. F., *Cybercartography: Theory and Practice*. Modern Cartography Series, num.4. Elsevier, Amsterdam.
- [12] Hearn, AM (2018). *Environmental Impact Assessment in South Africa - what difference can a sustainability assessment make?* orcid.org/0000-0002-8582-8565
- [13] Lopez, F, Sánchez, R, Reyes M.C., Lopez, A. "From Cybercartography to the Paradigm of Geocybernetics: A Formal Perspective", *Developments in the Theory and Practice of Cybercartography. Applications and Indigeneous Mapping*. Taylor, D.R.F. & Lauriault, T, Eds.. Modern Cartography Series, Vol. 5 Elsevier, Second Edition. Amsterdam. 2014. Chapter 2, pp. 17-32.
- [14] Paras, M.(2008). Contributions to scientific development in Geomatics, a transdisciplinary knowledge approach. Doctoral Thesis CentroGeo.



- [15] CentroGeo (2019). Retrieved 15-12-2019 www.centrogeo.org.mx/es/gestion-institucional
- [16] CentroGeo (2015). Retrieved 15-12-2019 www.centrogeo.org.mx/es/gestion-institucional
- [17] TZ, Reporteros Hoy. "[UADY y CentroGeo crearán nuevas licenciaturas en Yucatán](#)". NOTICIAS DE YUCATÁN - Reporteros Hoy (in Spanish). Retrieved 2019-12-25
- [18] Peucker, Thomas K. 1972. "Computer Cartography: Commission on College Geography", Resource paper No. 17, Association of American Geographers. Washington, D.C.
- [19] Mitchell, Gareth. Centrogeo. Accessible 2019-12-25
<https://www.sciencefocus.com/future-technology/what-is-meant-by-the-term-geoweb/>
- [20] Tan, Xiang; JING, Xin; CHEN, Rui(2017). *CYBERNETIC BASIS AND SYSTEM PRACTICE OF REMOTE SENSING AND SPATIAL INFORMATION SCIENCE*. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Volume XLII-2/W7, 2017 ISPRS Geospatial Week 2017, 18–22 September 2017, Wuhan, China.
- [21] Wiener, Norbert. 1967. *The Human Use of Human Beings: Cybernetics and Society*. Avon Discus, New York, NY 10019. P.23.
- [22] Reyes C. (2006). "Cybercartography from a modeling perspective". Ed. Taylor D. R. F., *Cybercartography: Theory and Practice*. Modern Cartography Series, num.4. Elsevier, Amsterdam.
- [23] López, Fernando. 2011. *Un Aporte Teórico: El Prototipo Geomático*. Tesis Doctoral, Centro de Investigación en Geografía y Geomática "Ing. J.L. Tamayo", México. P.11
- [24] Waldrop, M. Mitchell. 1992. *Complexity: The Emerging Science at the Edge of Order and Chaos*. New York: Touchstone.p.9
- [25] López, Fernando. 2011. *Un Aporte Teórico: El Prototipo Geomático*. Tesis Doctoral, Centro de Investigación en Geografía y Geomática "Ing. J.L. Tamayo", México. P.5.
- [26] Peucker, Thomas K. and Chrisman, Nicholas. 1975. "Cartographic Data Structures", *The American Cartographer*, 2(1):55-69.
- [27] Wiener, N.(1954). *The Human use of Human beings: Cybernetics and Society*. Da Capo Press.
- [28] Taylor, F.D.R. 2005. (Ed.) *Cybercartography: Theory and Practice*. Vol. 4 in Modern Cartography Series. Amsterdam: Elsevier B.V. p.3
- [29] Mitchell, Melanie. 2009. *Complexity: A Guided Tour*. London: Oxford University Press.
- [30] Luscombe, B. Wayne. 1986. *Spatial Data Handling in Data-Poor Environments*. PhD. thesis. Simon Fraser University, Canada.
- [31] Phillips, J. 2011. The conceptual development of a geocybernetic relationship between sustainable development and environmental impact assessment. *Applied Geography*, 31: 969-979.
- [32] Yusupov, R.M. (1979). *Theoretical bases of control of geophysical processes*. MHE, Moscow.
- [33] Soldatenko, S.; Yusupov, R. (2015). On the Possible Use of Geophysical Cybernetics in Climate Manipulation (Geoengineering) and Weather Modification. Center for Australian Weather and Climate Research.VI
- [34] Paras Fernandez, Margarita; Lopez Caloca, Fernando; Tamayo, Jorge L. (2017). Transdisciplinary Meta-design for Geomatics Applications. *SYSTEMICS, CYBERNETICS AND INFORMATICS*. 15(7)

چینه فسیل



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



بررسی میزان تولید مواد ارگانیکی (Paleoproductivity) سازند دلیچای در برش پریخان در غرب شاهرود بر مبنای مطالعه فرامینیفرها و مطالعات میکروفاسیسی

مریم نادریان

کارشناسی ارشد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

ezarei@du.ac.ir

الهه زارعی*

دکتری چینه نگاری و دیرینه شناسی، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

ezarei@du.ac.ir

چکیده

سازند دلیچای به ضخامت ۲۵۰ متر متناوب از لایه های مارنی و آهکی در برش چینه شناسی پریخان در غرب شاهرود مطالعه شد. این سازند با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند شمشک و به صورت کاملاً تدریجی به آهک چرتی ضخیم لایه سازند لار تبدیل می شود. برای بررسی میزان مواد غذایی در طی نهشته شدن سازند دلیچای از مطالعات میکروفاسیسی و شواهد فسیلی مانند تنوع و فراوانی فرامینیفرها، نسبت فرم های اپی فونال به این فونال، نسبت فرم های این فونال سطحی به این فونال عمقی استفاده شد. این فاکتورها تقریباً یک محیط مزوتروفیک برای نهشته های سازند دلیچای در برش مورد مطالعه را نشان می دهند. به تدریج در نهشته های آهکی انتهای سازند دلیچای در برش مورد مطالعه افزایشی از نسبت فرم های اپی فونال به این فونال، قطعاتی از ماکروفسیل (امونیت و اکیئوئیدو...) و بریوزوا با زمینه میکرایتی مشاهده می گردد که این شرایط به همراه اثر فسیلی Zoophycus نشان دهنده تغییر از محیط مزوتروپیک به الیگوتروپیک در محدوده زمانی کالووین است. کاهش قابل توجه در تنوع و درصد فراوانی فرامینیفرهای بنتیک اپی فونال به این فونال (Epi/infunal) و ظهور و فراوانی از فرامینیفرهای پلانکتون *Globigerina sp.* همراه با ذرات و پوسته خرد نشده دوکفه ای پوژیدونیا و فراوانی رادیولر نشان از افزایش میزان تولید و حفظ شدگی خوب مواد آلی در یک محیط یوتروپیک در دو مرز باژوسین - باتونین و باتونین - کالووین است.

کلمات کلیدی: بررسی میزان مواد غذایی، میکروفاسیسی، فرامینیفرهای بنتیک، دوکفه ای پوژیدونیا، سازند دلیچای



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Investigation of Paleoproductivity of Dalichai Formation in Parikhan stratigraphic section, west of Shahroud based on foraminiferal and microfacies data

Naderiyan Maryam

Master of Science, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

ezarei@du.ac.ir

Zarei Elahe*

*Assistant Professor, School of Earth Sciences, Damghan University, Damghan, Iran

ezarei@du.ac.ir

Abstract

Dalichai Formation in the Parikhan section in west of shahroud with a thickness of 250 meters consists of an alternation of bulish-gray marl and limestone was studied. This formation overlies the Shemshak Formation disconformable and it has gradually been covered by the thick-bedded cherty limestones of the Lar Formation. In order to study the most important ecological factors such as Oxygen and nutrient supply of the Dalichai Formation, the authors examined many different factors including Microfacies analysis, abundance and diversity of index foraminifera, plankton to benthic Foraminifera and epifaunal to infaunal benthic foraminifera. These factors indicate a Mesotrophic condition for Dalichai Formation in Parikhan stratigraphic section. Increase of ratio epifaunal to infaunal benthic foraminifera, debris of macrofossil assemblage (such as Ammonite and echinoids and bryozoan,...) and Zoophycus trace fossil reflects a change from Mesotrophic to oligotrophic conditions in limestone deposits of Callovian age in the upper part of Dalichai Formation. Decrease in diversity and ratio of epifaunal to infaunal benthic foraminifera and increase in the planktonic foraminifera (*Globuligerina* spp.) and high dominance of Radiolar and Posidonia bivalve generally indicate Eutrophic condition in Bajocian-Bathonian and Bathonian-Callovian boundaries.

Keywords: paleoproductivity, Microfacies, Benthic foraminifera, Posidonia bivalve, Dalichai Formation



۱- مقدمه

سازند مارنی - آهکی دلیچای از لحاظ محتوای فسیلی بسیار غنی بوده و از آن گروه های فسیلی چون: آمونیت، اسفنج، بلمنیت، بازوپایان، دوکفه ای، شکم پاین، خارداران (خارپوستان) از ماکروفسیل ها و فرامینیفر، اسپور، پولن، داینوفلاژله، رادیولر و ... از میکروفسیل ها گزارش شده است [۱]. این سازند در برش مورد مطالعه با ضخامت نسبتاً کم و به رنگ سبز - خاکستری به عنوان یک افق زودفرسای تپه ماهوری، بین دو سازند آواری و تیره رنگ شمشک در پایین و آهکی، صخره ای و روشن لار در بالا، قرار گرفته می‌گیرد. ته نشست رسوبات غنی از مواد آلی تحت شرایط خاصی اتفاق می‌افتد. تولید بالا همراه با حفاظت مناسب مواد آلی موجب به وجود آمدن رخساره های غنی از مواد آلی می‌شود. از این به منظور بررسی و تعیین میزان مواد غذایی سازند دلیچای در برش مورد مطالعه ابزارهایی مانند مطالعه فرامینیفرها و مطالعات میکروفاسیسی استفاده شد.

۱-۱: راه دسترسی به برش پریخان

منطقه مورد مطالعه در شهرستان شاهرود در قسمت جنوبی کوه های البرز در محدوده استان سمنان قرار دارد. در این برش نیز هر سه سازند شمشک، دلیچای و لار با تغییر رنگ و لیتولوژی به طور واضح قابل مشاهده می‌باشد. موقعیت جغرافیایی برش مورد مطالعه با $11^{\circ} 49' 54'' E$ و $20^{\circ} 24' 36'' N$ می‌باشد (شکل ۱).

۱-۲: روش کار و شیوه انجام مطالعه

سازند دلیچای در برش پریخان ۲۵۰ متر است که شامل تناوبی از رسوبات مارنی، آهک مارنی و شیل آهکی می‌باشد. جهت انجام مطالعات فسیل شناسی ۲۵ نمونه از برش پریخان مورد آماده سازی قرار گرفتند. به منظور مطالعه فرامینیفرها از مقاطع نازک (Thin section) استفاده شد. برای انجام مطالعات آماری ۲۰ میدان برای هر نمونه انتخاب شد و پس از شمارش، نمودارها در اکسل ترسیم شد (شکل ۳). فاکتورهایی که جهت تفسیر محیطی مورد استفاده قرار گرفت به شرح ذیل است:



شکل ۱: نقشه راه های دسترسی به برش مورد مطالعه.



۱-۲ مطالعات میکروفاسیس :

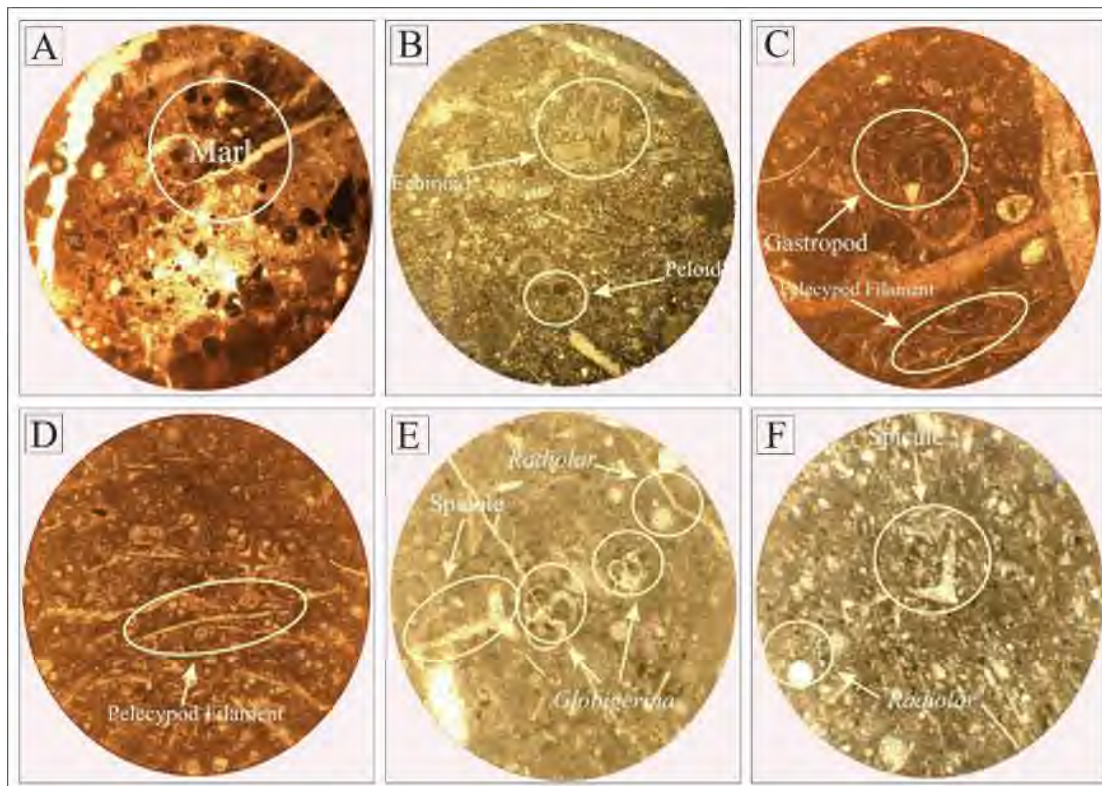
سازند دلیچای از نظر میکروفاسیس نیز به طور دقیق مورد مطالعه قرار گرفت و به روش دانهام [۲] نامگذاری شد. در اینجا نمونه های مربوط به برش پریخان با حرف P نشان داده می شود. میکروفاسیس های سازند دلیچای در منطقه پریخان به شرح زیر است : میکروفاسیس P1 (رخساره مارنی) و میکروفاسیس P2 (رخساره پلوئیدا بنتیک فرامینیفرها و کستون) در کمر بند رخساره ای لاگون قرار دارند که ۱۰ درصد سازند را تشکیل می دهند. میکروفاسیس P3 (پلسی پود فیلامنت رادیولر و کستون) در کمر بند رخساره ای دریای باز قرار دارند که ۲۸ درصد سازند را تشکیل می دهد. در این میکروفاسیس دوکفه ای Bositra یا Posidonia spp مشاهده می شود. حضور و فراوانی Posidonia به نوعی نشان از استرس محیطی است. این گروه از دوکفه ای ها به خوبی با شرایط استرس به ویژه افزایش سطح مواد غذایی سازگار شده است. فاسیس آهکی Posidonia به سن باتونین_ کالوین در مناطق تتیس به صورت گسترده ای وجود دارد [۳]. میکروفاسیس P4 (بایوکست و کستون) در کمر بند رخساره ای شیب قاره قرار دارند و ۲۳ درصد سازند را تشکیل می دهد. میکروفاسیس P5 (رادیولر اسپیکول و کستون) در کمر بند رخساره ای دریای عمیق قرار گرفته و ۳۹ درصد سازند را تشکیل می دهد (شکل ۲).

۲-۲: مطالعه فرامینیفرها:

از جمله فاکتورهای موثر در تفسیر درجه اکسیژن و میزان مواد غذایی محیط می توان به شرایط لیتولوژیکی و شواهد فسیلی مانند تنوع و فراوانی فرامینیفرها، نسبت فرم های اپی فونال به این فونال، نسبت فرم های این فونال سطحی به این فونال عمقی اشاره کرد.

۱-۲-۲: نسبت فرامینیفرهای پلانکتونیک به بنتیک (P/B): فرامینیفرها براساس نحوه زیست به دو دسته بزرگ پلانکتون (Plankton) و بنتون (Benthon) تقسیم می شوند [۴]. فرامینیفرهای پلانکتون برخلاف فرامینیفرهای بنتیک از فراوانی خوبی در هر دو محیط کم عمق و عمیق برخوردارند ولی فرامینیفرهای بنتیک به علت نداشتن حرکت نسبت به فرامینیفرهای پلانکتون در تفسیر محیط های رسوبی دارای ارزش بیشتری می باشند [۵].

۲-۲-۲: نسبت فرامینیفرهای بنتیک سطح زی به درون زی: فرامینیفرهای بنتیک مدت طولانی است که جهت تعیین عمق استفاده می گردند [۶ و ۷]. از فراوانی، تنوع و ترکیب گونه های آن کم و بیش می توان برای بازسازی عمق استفاده نمود. اما گاهی اوقات عمق به تنهایی نمی تواند فاکتور کنترل کننده مقدار فرامینیفرهای بنتیک باشد. از فاکتورهای موثر در توزیع و پراکنش فرامینیفرهای بنتیک می توان به محتوی کربن آلی درون رسوبات، میزان مواد غذایی و اکسیژن کف بستر اشاره نمود [۸]. فرامینیفرهای بنتیک بر مبنای شرایط زیستی به دو گروه فرامینیفرهای بنتیک سطح زی (Epifaunal) و فرامینیفرهای بنتیک درون زی (Infaunal) تقسیم می شوند. هر کدام از این گروه ها نشان دهنده شرایط محیطی خاصی است. موجودات سطح زی (Epifaunal) به علت حضور بر روی رسوبات، وابستگی بیشتری به اکسیژن و مواد غذایی دارند و معمولاً در محیط هایی با اکسیژن بالا افزایش پیدا می کنند. [۷ و ۹].



شکل ۲: میکروفاسیس‌های سازند دلچای در برش پریخان. A - رخساره مارنی که معادل میکروفاسیس P1، B - پلوئیدا بنتیک فرامینیفرها و کستون نشده به همراه ذرات آواری کوارتز "کاملاً" جور شده و زاویه دار در شکل مشخص شده است P2، C - پلسی پود فیلامنت رادیولار و کستون که معادل میکروفاسیس P3، D - پلسی پود فیلامنت رادیولار و کستون که معادل میکروفاسیس P3، E - بایوکست و کستون که معادل میکروفاسیس P5، F - رادیولار اسپیکول و کستون که معادل میکروفاسیس P5.

از نمونه‌های اپی فونال موجود در برش‌های مورد مطالعه می‌توان به جنس‌های *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp., *Spirillina* sp., *Ophthalmidium* sp., *Miliolida* sp. رسوبات و در شرایطی که اکسیژن به علت اکسید شدن مواد آلی کاهش یافته زندگی می‌کنند. این گروه نسبت به کاهش میزان اکسیژن بسیار مقاوم بوده و در محیط‌های عمیق و کم اکسیژن در نزدیکی سطح رسوب و در شرایط اکسیژنی در درون رسوب قرار دارند [۹ و ۷]. از نمونه‌های اپی فونال موجود در برش‌های مورد مطالعه می‌توان به جنس‌های *Textularia* sp., *Lenticulina* sp., *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Valvulina* sp. را بررسی کردند و الگوی پراکنش فرامینیفرهای بنتیک را ارائه دادند. در این الگو محیط به سه بخش الیگوتروفیک (*Oligotrophic*)، مزوتروفیک (*Mesotrophic*) و یوتروفیک (*Eutrophic*) تقسیم می‌شود که محیط الیگوتروفیک نشان دهنده شرایط دارای اکسیژن فراوان و مواد آلی کم می‌باشد که معمولاً گونه‌های اپی فونال افزایش می‌یابند. شرایط یوتروفیک معمولاً در طول حاشیه قاره‌ای، نواحی بالا رونده (*Upwelling*) ایجاد می‌شود که در این شرایط میزان مواد غذایی بالا و مقدار اکسیژن پایین



می باشد که گونه های این فونال فراوان می شوند [۹ و ۱۰]. محیط مزوتروفیک مناسب ترین بخش از زیستگاه موجودات را تشکیل می دهد که دارای میزان اکسیژن و مواد آلی در سطح متوسط است که بیشترین فراوانی گونه ها در این محیط می باشد. از این رو می توان آن را به سه گروه low Mesotrophic، Mesotrophic و high Mesotrophic تقسیم کرد بنابراین، بررسی تغییرات فراوانی گونه های سطح زی و درون زی نشان دهنده تغییرات محیطی است که با توجه به مدل ارائه شده توسط جورینسن و همکارانش [۱۰] می توان تغییرات محیطی را برای برش چینه شناسی تعیین نمود.

۲-۲-۳: تنوع

تنوع به مجموعه ای از جنس ها و گونه های مختلف فرامینیفرها گفته می شود که در یک محیط و در ارتباط با یکدیگر زندگی می کنند [۱۱]. در برش مورد مطالعه با توجه به تنوع فرامینیفرهای بنتیک در ضخامت های مختلف می توان از درصد تنوع آن ها برای تفسیر میزان اکسیژن و مواد غذایی استفاده کرد. عمدتاً افزایش مواد مغذی به نفع تکثیر گونه های فرصت طلب است و باعث کاهش تنوع فرامینیفرها می شود. همچنین کاهش اکسیژن یکی از عوامل موثر در کاهش تنوع فرامینیفرها محسوب می شود.

۲-۲-۴: فراوانی

به مجموعه ای از فرامینیفرهای یک جنس یا گونه خاص گفته می شود که در یک محیط و در ارتباط با یکدیگر به فراوانی وجود دارند [۱۲]. در برش مورد مطالعه با توجه به فراوانی فرامینیفرهای بنتیک در ضخامت های مختلف می توان از درصد فراوانی آن ها در تفسیر محیط گذشته استفاده کرد.

۳- بازسازی درجه اکسیژن و میزان مواد غذایی سازند دلچای در برش پریخان

در برش پریخان مرز بین سازند شمشک و سازند دلچای با یک ناپوستگی فرسایشی (Disconformity) به صورت یک افق هوازده سرخ رنگ در ماسه سنگ مشاهده می شود. بعد از آن شیل و مارن تیره رنگ قرار می گیرد که دارای تعداد بیشماری از فرامینیفرهای بنتیک دارای پوسته پورسلانوز بخصوص خانواده میلیولیده با اندازه کوچک و پوسته نازک در مقاطع نازک، آثار حفاری کرم (ورم تیوب) و همچنین پلئوئید های با اندازه کوچک و گرد نشده که موید دو میکروفاسیس مارنی و پلئوئید (P1) (P2) در برش پریخان است. بررسی نسبت فرامینیفرهای بنتیک اپی فونال به این فونال (Epi/Infunal) مانند Ophthalmidium sp. و Triloculina sp. و Quinquulucina sp. و Glomospira sp.، تنوع و فراوانی نسبتاً خوبی از فرامینیفرهای بنتیک موید پیشروی تدریجی سطح آب برای نهشته های انتهای باژوسین و ایجاد یک مزوتروفیک با اکسیژن و میزان مواد غذایی متوسط برای سازند دلچای در برش مورد مطالعه است [۱۴، ۱۳، ۱۵]. (Plate I, شکل ۳)

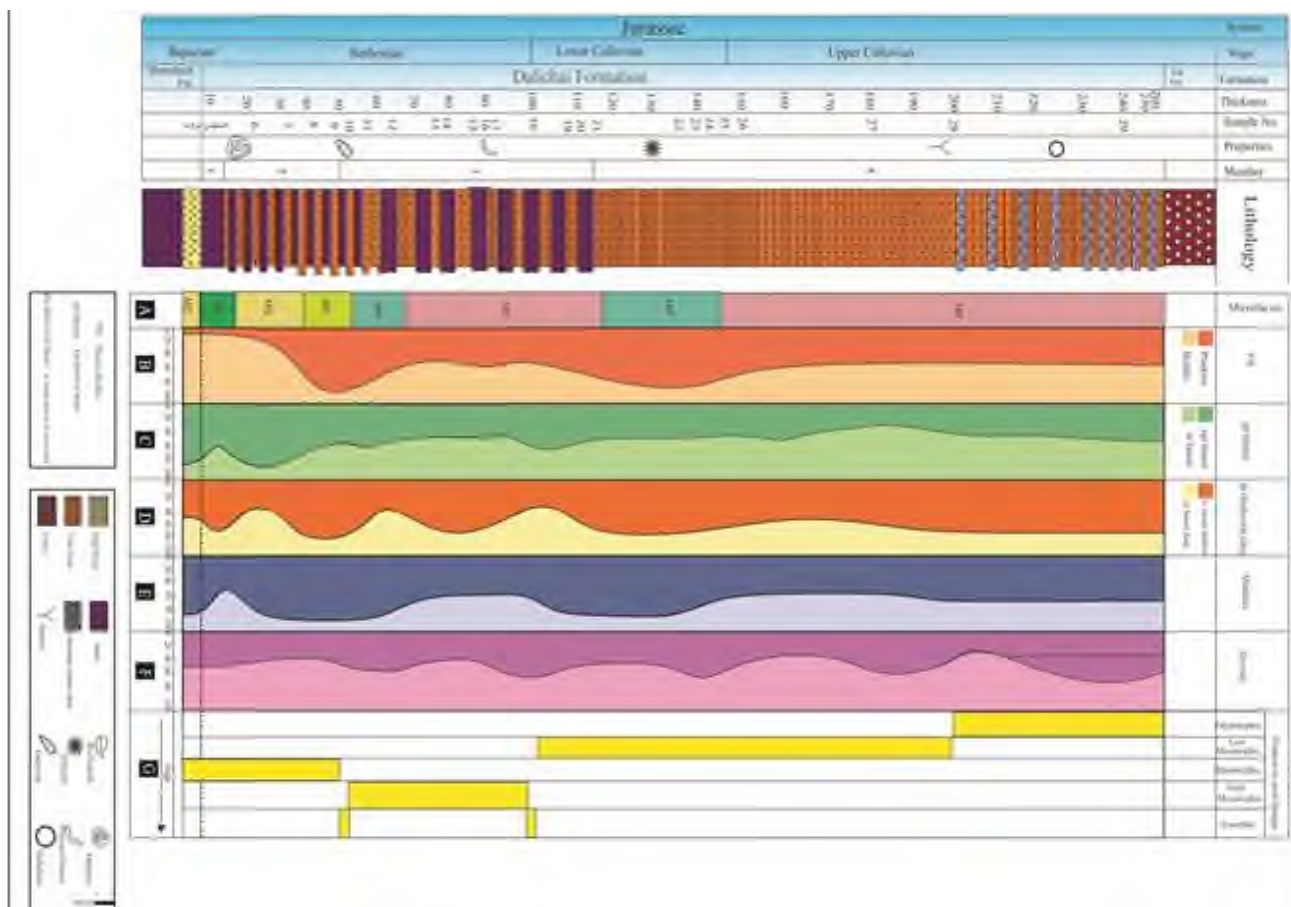
درصد فرامینیفرهای بنتیک اپی فونال به این فونال (Epi/Infunal) در نمونه شماره ۹ (متر ۵۰ متری) کاهش قابل توجهی یافته و ظهور و فراوانی از فرامینیفرهای پلانکتون Globigerina sp. مشاهده می گردد. این متر ۵۰ متر معادل میکروفاسیس P3 (پلسی پود فیلامنت رادیولار و کستون) از برش پریخان است که در آن خرده هایی از اسپیکول اسفنج (کمتر از ۵ درصد) در زمینه گل آهکی قرار گرفته اند. همچنین بایوتوربیشن و کانی های گلوکونیت و فسفات در این میکروفاسیس مشاهده می گردند. ذرات و پوسته خرد نشده دوکفه ای Posidonia در برش مورد مطالعه موید محیط آرام است و احتمالاً به صورت برجها نهشته شده است [۳]. فراوانی رادیولر ها غیر از شرایط تافونومی می تواند وابسته به میزان شرایط eutrophiction در طول ستون آب باشد [۱۶]. بنابراین ارتباط نزدیک



دوکفه ای *Posidonia* و رادیولاریت ها می تواند به عنوان شاخصی برای شرایط یوتروفیکیشن *eutrophication* باشد [۱۶]. تمام شرایط ذکر شده نشان از افزایش میزان تولید و حفظ شدگی خوب مواد آلی در یک محیط یوتروپیک در مرز بازوسین - باتونین است (شکل ۳). از نمونه شماره ۱۰ تا نمونه شماره ۱۸ معادل با بخش ۳ از برش پریخان (لایه های مارنی با میان لایه آهک قهوه ای رنگ) درصد بالایی رادیولار به همراه سوزن های اسفنج (اسپیکول) با زمینه میکرایتی مشاهده می شود که معادل میکروفاسیس P4: بایوکلست وکستون (*Bioclast Wackestone*) و میکروفاسیس P5: رادیولار اسپیکول وکستون (*Radiolaria Spicule Wackestone*) است. از اجزای فرعی این دو میکروفاسیس می توان به وجود گاستروپودهایی با دیواره بسیار نازک، فرامینیفرهای پلانکتونیک و درصد پایینی از دوکفه ای های پوزیدونیا اشاره کرد. عمدتاً وجود رادیولر ها در مارن های سبز رنگ نشان دهنده شرایط نیمه اکسیژن دار (*dysoxic*) و حضور مواد آلی در رسوبات است [۳]. با توجه به درصد بالای رادیولار، اسپیکول و نیز وجود فرامینیفرهای پلانکتون ، افزایش فرم های بنتیک اپی فونال به این فونال (*Epi/Infunal*) و فراوانی فرم های اینفونال عمیق (*Nodosaria sp., Dentalina sp*) به همراه کاهش تنوع فرامینیفرهای بنتیک می تواند معرف محیط مزوتروپیک بالا (*high Mesotrophic*) برای نهشته های سازند دلیچای در محدوده زمانی باتونین باشد (شکل ۳، Plate I). در نمونه شماره ۱۸ رادیولارها نسبت به اسپیکول ها از درصد بالاتری برخوردار هستند و حجم بالایی از نمونه را تشکیل می دهند. از اجزای فرعی میکروفاسیس رادیولار اسپیکول وکستون (*Radiolaria Spicule Wackestone*) می توان به وجود دوکفه ای پوزیدونیا اشاره کرد (شکل ۲). وجود درصد بالای رادیولر به همراه دوکفه ای های پوزیدونیا ، درصد نسبتاً بالایی از فرامینیفرهای بنتیک این فونال به اپی فونال و کاهش تنوعی از فرامینیفرهای بنتیک نشان دهنده شرایط یوتروپیک در مرز باتونین - کالوین است. معادل با بخش آهکی (بخش ۴) سازند دلیچای در برش پریخان از نمونه شماره ۲۰ تا ۲۹ در میکروفاسیس P4: بایوکلست وکستون (*Bioclast Wackestone*) قرار می گیرد. اجزای این میکروفاسیس شامل درصد بالایی رادیولار به همراه سوزن های اسفنج (اسپیکول) به همراه قطعاتی از ماکروفسیل (امونیت و اکینوئیدو...) و بریوزوا در زمینه میکرایتی است. بطور کلی با توجه به افزایش تدریجی از فرم های اپی فونال و تنوع فرامینیفرها و وجود اثر فسیلی *Zoophycus* می توان یک محیط تقریباً نیمه اکسیژنی (*Dysoxic*) و شرایط *low Mesotrophic* در طول کالوین در نظر گرفت [۳]. از نمونه شماره ۲۹ تا انتهای برش افزایش فرامینیفرهای اپی فونال و افزایش تنوع فرامینیفرها در لیتولوژی آهکی مشاهده می شود که موید شرایط الیگوتروپیک است (شکل ۳).



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
 ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
 The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
 10-11 November, 2020



شکل ۳: فاکتورهای موثر در تفسیر میزان اکسیژن و مواد غذایی محیط دیرینه در طول ستون چینه‌شناسی برش پریخان. A: میکروفاسیس‌های برش پریخان، B: (P/B: Plankton/Bentic)، C: (Epi/In: Epifaunal/Infaunal)، D: (In Shallow/In Deep)، E: (Abundance)، درصد فراوانی، F: (Diversity)، درصد تنوع، G: تغییرات میزان مواد غذایی در برش پریخان.

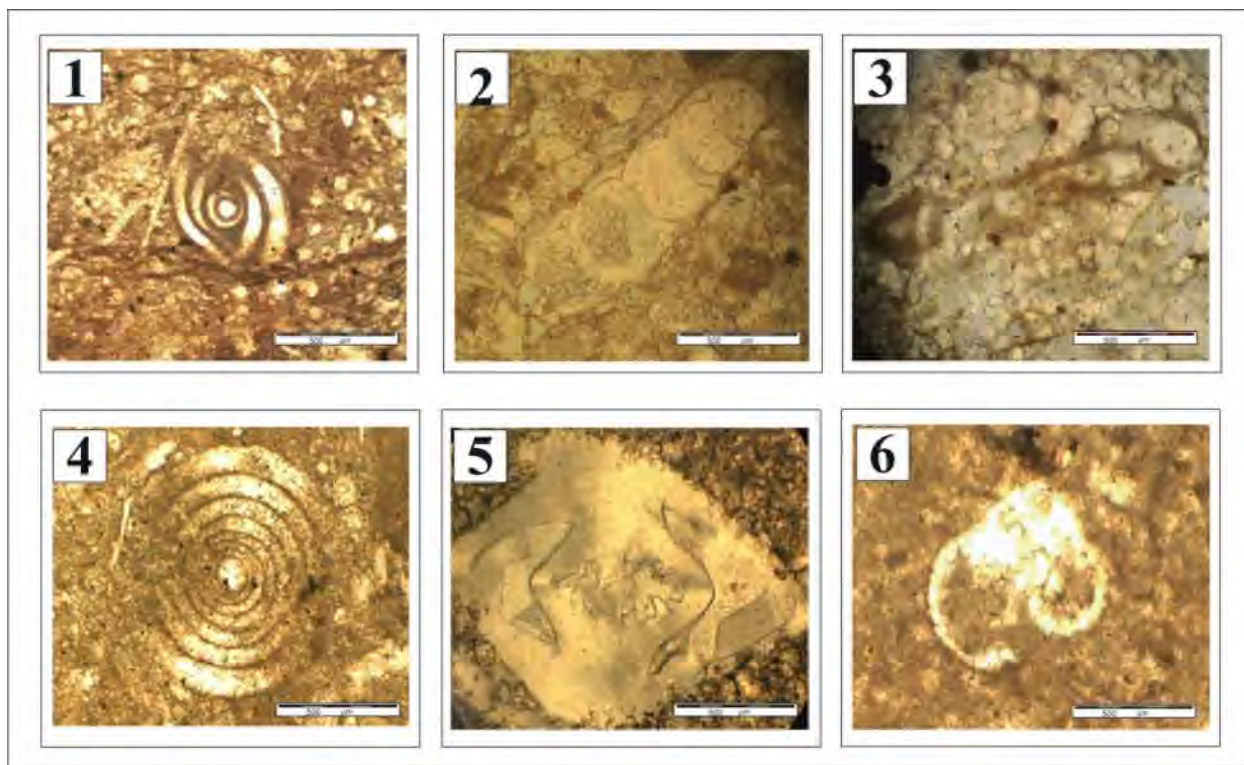


Plate I: 1) *Ophthalmidium* sp.; 2) *Nodosaria* sp. ; 3) *Glomospirella* sp.; 4) *Cornuspira* sp.; 5) *Lenticulina* sp.; 6) *Globuligerina* sp.

۴- نتیجه گیری

برای بررسی میزان مواد غذایی در طی نهشته شدن سازند دلیچای در برش پریخان از مطالعات میکروفاسیسی و شواهد فسیلی مانند تنوع و فراوانی فرامینیفرها، نسبت فرم های اپی فونال به این فونال، نسبت فرم های این فونال سطحی به این فونال عمقی استفاده شد. بررسی نسبت فرامینیفرهای بنتیک اپی فونال به این فونال (Epi/Infunal) تنوع و فراوانی فرامینیفرهای بنتیک موید یک محیط مزوتروفیک با اکسیژن و میزان مواد غذایی متوسط برای نهشته‌های انتهایی باژوسین است. کاهش قابل توجهی درصد فرامینیفرهای بنتیک اپی فونال به این فونال (Epi/Infunal) و ظهور و فراوانی از فرامینیفرهای پلانکتون *Globigerina* sp. همراه با ذرات و پوسته خرد نشده دوکفه ای *Posidonia* و فراوانی رادیولر نشان از افزایش میزان تولید و حفظ شدگی خوب مواد آلی در یک محیط یوتروفیک در مرز باژوسین - باتونین است. در محدوده زمانی باتونین بر مبنای درصد بالای رادیولر، اسپیکول و نیز وجود فرامینیفرهای پلانکتون، افزایش فرم های بنتیک اپی فونال به این فونال (Epi/Infunal) و فراوانی فرم های اینفونال عمیق (*high mesotrophic*) به همراه کاهش تنوع فرامینیفرهای بنتیک می توان یک محیط مزوتروفیک بالا (*high mesotrophic*) برای نهشته های سازند دلیچای در نظر گرفت. همچنین وجود درصد بالای رادیولر به همراه دوکفه ای های پوزیدونیا، درصد نسبتا بالایی از فرامینیفرهای بنتیک این فونال به اپی فونال و کاهش تنوعی از فرامینیفرهای بنتیک نشان دهنده شرایط یوتروفیک در



مرز باتونین - کالوین است. به تدریج در نهشته های آهکی انتهای سازند دلچای در برش مورد مطالعه قطعاتی از ماکروفسیلی (امونیت و اکیئوئیدو...) و بریوزوا با زمینه میکرایتی مشاهده می گردد که این شرایط به همراه اثر فسیلی Zoophycus می توان یک محیط تقریباً نیمه اکسیژنی (Dysoxic) و شرایط low Mesotrophic تا الیگوتروپیک را در محدوده کالوین در نظر گرفت.

منابع

- [۱] . آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران. تهران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۲] .Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In W. E. Ham (Ed.) Classification of Carbonate Rocks (pp. 108-121). New York: Memoir American Association of Petroleum Geologists Bulletin no. 1.
- [۳] .Renata, J and Daniela, R., 2019 Middle to Late Jurassic carbonate-biosiliceous sedimentation and palaeoenvironment in the Tethyan Facies Domain, Križna Nappe, Tatra Mts, Western Carpathians Annales Societatis Geologorum Poloniae , vol. 89: 1 – 46.
- [۴] .Shahin, A., 1992. Contribution to the foraminifera biostratigraphy and paleobathymetry of the late Cretaceous and early Tertiary in the western central Sinai Egypt. Revue de micropaleontologic, 35, 157- 175.
- [۵] Berger, W. H., and Diester Haass. L., 1988. Paleoproductivity; the bentic/planktonic ratio in foraminifera as a productivity index; Marine Geology. 81, 1- 4.
- [۶] Van der Zwaan, G. J., Duijnste, I. A. P., Den Dulk, M., Ernst, S. R., Jannink, N. T., Kouwenhoven, T. J., 1999. Benthic foraminifers: proxies or problem? A review of paleoecological concepts. Earth-Science Reviews, 46: 213–236.
- [۷] Nigam. R., and Henriques P.J., 1992. Planktonic percentage of foraminiferal fauna in surface sediments of the Arabian Sea (Indian Ocean) and a regional model for paleodepth determination; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 91, 89- 98.
- [۸] Holbourn, A., Kuhnt. W., Soeding. E., 2001. Atlantic paleobathymetry, Paleoproductivity and Paleocirculation in the Late Albian: the bentic foraminiferal record. Paleo 3, 170, 171- 169.
- [۹] Van Hinsbergen D. J. J., Kouwenhoven T.J., and Van der zwaan G. J., 2005. Paleobathymetry in the backstripping procedure: distinguishing between tectonic and climatic effects on depth estimates; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 221, 245- 265.
- [۱۰] Jorissen, F. J., De Stigter, H. C., Widmark, J. G. V., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal habitats. Marine Micropaleontology, 26: 3–15.
- [۱۱] Jozsa, S., 2017. Deep water agglutina foraminifera from the Jurassic /cretaceous boundary and paleoenvironmental settings of the Mailica type facies the Czorstyn ridge. Research in Paleontology and Stratigraphy, vol. 123(3): 395-405.
- [۱۲] Dasmann, R. F., 1968. A Different Kind of Country. MacMillan Company, New York.
- [۱۳] Riding J.B. 1984. Dinoflagellate cyst range-top biostratigraphy of the uppermost Triassic to lowermost Cretaceous of northwest Europe. Palynology 8, 195–210.
- [۱۴] Riding, J.B. and Thomas, J.E. 1992. Dinoflagellate cysts of the Jurassic System. In: Powell, A.J. (ed), A stratigraphic index of dinoflagellate cysts. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman and Hall, London: 7-97.
- [۱۵] Poulsen. N.E. and Riding. J.B. 2003. The Jurassic dinoflagellate cyst zonation of Subboreal Northwest Europe. In: Ineson, J.R. and Surlyk, F. (eds). The Jurassic of Denmark and Greenland. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin, 1: 115-144.
- [۱۶] Baumgartner, p., 2013. Mesozoic radiolarites - accumulation as a function of sea surface fertility on Tethyan margins and in ocean basins. Sedimentology · January 2013



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



اعتبار تطابق چینهای دوردست برای توالی‌های کرتاسه بر پایه‌ی فرامینیفرای پلانکتون: ضرورت به‌کارگیری چین‌نگاری ایزوتوپ کربن

امین نویدطلب*

استادیار دانشکده‌ی علوم زمین، دانشگاه دامغان

a.navidtalab@du.ac.ir

چکیده

برای تطابق و سن‌سنجی چین‌های دریایی کرتاسه، گروه‌های سنگواره‌ای گوناگونی مانند آمونیت‌ها، نانوفسیل‌های آهکی، و فرامینیفرای پلانکتون مورد استفاده قرار می‌گیرند که گروه آخر از اهمیت و کاربرد گسترده‌تری برخوردار است. فرامینیفرای پلانکتون را می‌توان به صورت ایزوله یا در برش‌های نازک (مقاطع) میکروسکوپی سنگ، مطالعه کرد. از سوی دیگر، چین‌نگاری ایزوتوپ کربن نیز به عنوان ابزاری قدرتمند برای تطابق و سن‌سنجی چین‌های دریایی شناخته می‌شود. این ابزار، به ویژه در رسوبات مرتبط با رویدادهای دریایی برجسته‌ی جهانی مانند رویدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوسی (OAEs)، کاربرد دقیق‌تر و گسترده‌ای دارد. رویدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوسی، خطوط زمانی دقیقی را برای تطابق چین‌ها در مقیاس جهانی فراهم می‌کنند که به ریخت‌تغییرات مثبت/منفی آشکار و ناگهانی در نمودار ایزوتوپ کربن دیده می‌شوند. تطابق چین‌های دوردست (long-distance correlation) فرامینیفرای پلانکتون بین خاورمیانه (ایران) و اروپای باختری، نشانگر ناهمخوانی قابل توجهی در سن‌های به‌دست آمده می‌باشد. برش‌های چین‌های مختلف، بر پایه‌ی چکادهای افزایشی (پیک مثبت) ایزوتوپ کربن مربوط به رویدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوسی با هم تطابق داده شدند. سنگواره‌های شاخص مرز سنومانین-تورونین در این تطابق‌ها، همزمان (synchronous) هستند، در حالی که سنگواره‌های شاخص مرز آلبین-سنومانین، ناهمزمان (diachronous) هستند. به نظر می‌رسد ناهمزمانی این سنگواره‌ها به پراکنش آن‌ها در عرض جغرافیایی مرتبط باشد، زیرا در عرض‌های جغرافیایی مختلف، شرایط دمایی گوناگونی وجود دارد. این موضوع اثر چشمگیری بر پیش‌نیازهای فیزیولوژیکی و اولویت‌های تغذیه‌ای فرامینیفرای پلانکتون دارد. این بدان معناست که در تطابق‌های پیش رو، وابستگی فرامینیفرای پلانکتون به عرض جغرافیایی باید در نظر گرفته شود. از این رو، انجام یک تطابق چین‌های کارآمد و سن‌سنجی دقیق بر پایه‌ی فرامینیفرای پلانکتون، بی‌شک، به ترکیب نتایج این سنگواره‌ها با چین‌نگاری ایزوتوپ کربن وابسته است.

کلمات کلیدی: فرامینیفرای پلانکتون، خاورمیانه، باختر اروپا، OAE، چین‌نگاری ایزوتوپ کربن.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Reliability of planktonic foraminifera in long-distance correlation of the Cretaceous successions: a necessity for carbon-isotope stratigraphy

Amin Navidtalab*

Damghan University, 36716-41167 Damghan, Iran

a.navidtalab@du.ac.ir

Abstract

To correlate and date the Cretaceous marine strata, different fauna are served including ammonites, calcareous nannofossils, and planktonic foraminifera of which the latter is of wider application. They could be studied in thin-sections or as isolated forms. On the other hand, carbon-isotope stratigraphy is also recognized as a robust tool in dating and correlation of marine strata, especially those portions associated with global conspicuous marine events such as oceanic anoxic event (OAEs). OAEs provide strict timelines for correlation on the global scale by recording evident negative/positive excursions in the carbon-isotope curve. Through a long-distance correlation of planktonic foraminifera between the Middle East and Western Europe, contradictions were arisen. Different sections were correlated according to carbon-isotope excursions related to OAEs. Index taxa of the Cenomanian/Turonian Boundary are synchronous while those of the Albian/Cenomanian Boundary are diachronous. Seemingly, diachroneity of the taxa are associated with their latitudinal distribution through which environmental conditions such as temperatures are differently provided. This links to physiological prerequisites and feeding priorities of planktonic foraminifera. This implies that latitudinal dependence of planktonic foraminifera must be considered in future correlations. It signifies that doing a reliable correlation and age-dating based on planktonic foraminifera necessarily claims integration of carbon-isotope data.

Keywords: Planktonic Foraminifera, Middle East, Western Europe, OAEs, Carbon-isotope stratigraphy



۱. مقدمه

فرامینیفرای پلانکتون به شکل گسترده‌ای در تعیین سن و تطابق توالی‌های کرتاسه مورد استفاده قرار گرفته‌اند. برخی از جنس‌ها و گونه‌ها به عنوان شاخص برای تعیین مرز آشکوب‌ها در جهان به کار می‌روند [۱، ۲]. افزون بر زیست‌چینه‌نگاری، چینه‌نگاری ایزوتوپ کربن نیز ابزار بسیار مناسبی برای تطابق و تعیین سن فراهم می‌کند. رویدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوسی، رویدادهای جهانی دریایی برجسته‌ای هستند که تغییرات مثبت/منفی ناگهانی کوتاه‌مدتی (کمتر از یک میلیون سال) را در نگاشت‌های ایزوتوپ کربن ردیف‌های کربناته ایجاد کرده‌اند [۳، ۴]. زمان ماندگاری کربن محلول کل (Total Dissolved Carbon: TDC) در آب دریاها کم‌ترفا حدود ۱,۸ هزار سال و در دریاها ژرف در حدود ۵۵ هزار سال است. بنابراین، با توجه به این زمان ماندگاری بسیار کوتاه، آب اقیانوس‌ها می‌تواند به راحتی در بازه‌ی زمانی که رخدادی مانند رویداد بی-اکسیژنی اقیانوسی کره‌ی زمین را متاثر می‌کند، اتفاق بیفتد [۵]. با توجه به زمان مورد نیاز <۵۵ هزار سال برای همگن شدن آب دریا و بازه‌ی یک میلیون ساله‌ی رویدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوسی، آب اقیانوس‌های جهان از زمان کافی برای گردش و همگن شدن در گذر این رویدادها، برخوردارند. بنابراین، تغییرات ایزوتوپ کربن وابسته به رویدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوسی، خطوط زمانی هم-زمانی را برای تطابق و سن‌سنجی چینه‌ها در مقیاس جهانی فراهم می‌آورد [۶]. هدف این نوشتار این است که اهمیت روش‌های ترکیبی پژوهش‌ها، و برتری آن‌ها را نسبت به تطابق و سن‌سنجی که تنها بر اساس سنگواره‌ها در ردیف‌های کرتاسه انجام می‌شود، نشان دهد.

۲. روش‌ها، یافته‌ها، و تفسیرها

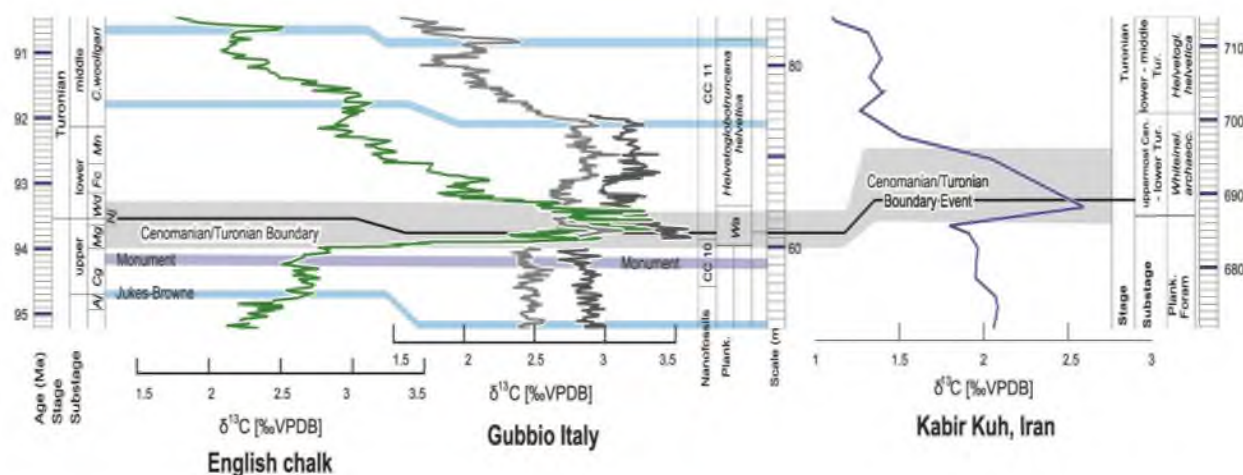
۱-۲. مواد و روش‌ها

در این پژوهش از مطالعات رسوب‌شناسی کربناته، پتروگرافی، زیست‌چینه‌نگاری فرامینیفرای پلانکتون، و چینه‌نگاری ایزوتوپ کربن برش‌های ایران، ایتالیا، بخش دریایی آفریقای شمالی، فرانسه، انگلستان، و آلمان استفاده شده است. داده‌های مورد استفاده در این پژوهش پیش‌تر منتشر شده‌اند [۷-۱۴].

۲-۲. یافته‌ها

۲-۲-۱. مرز سنومانین-تورونین و رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی ۲ (OAE2)

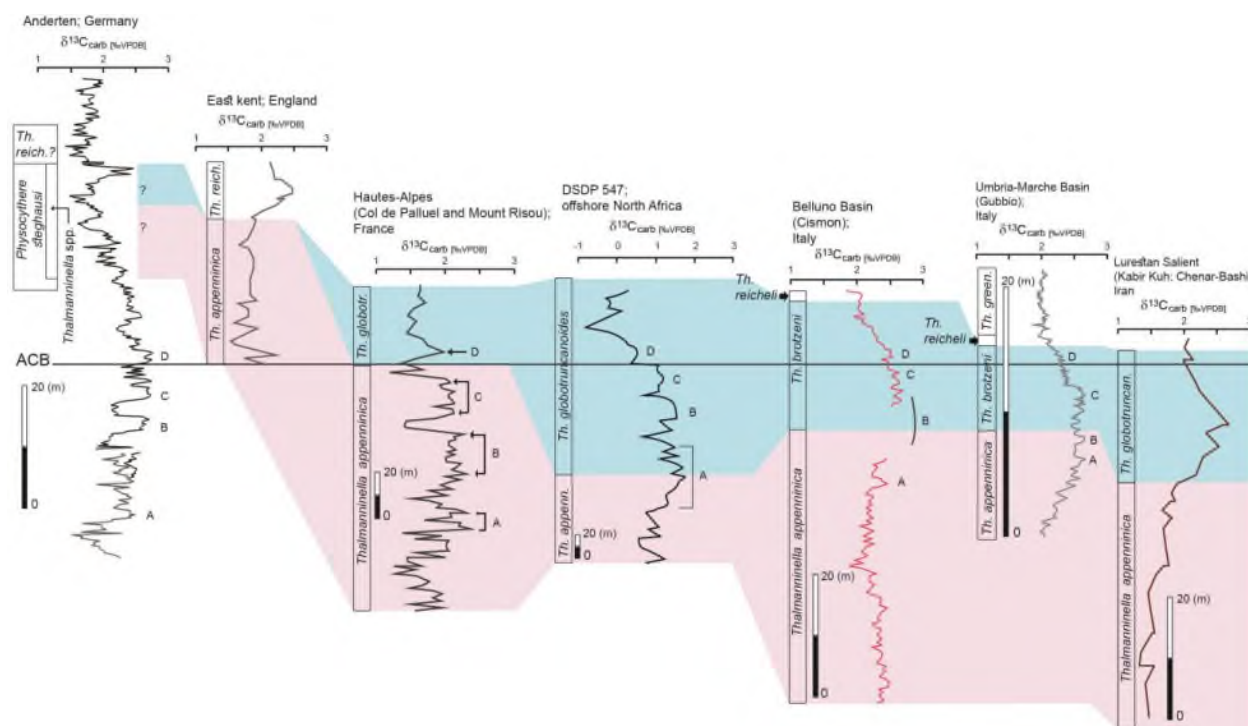
در رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی ۲، مقدار $\delta^{13}C$ به میزان ۲ تا ۳ پرمیل نسبت به پس‌زمینه افزایش پیدا می‌کند، یعنی به ۳,۵ تا ۵ (و حتی گاهی ۶) پرمیل نیز می‌رسد. بنابراین این رویداد به شکل یک چکاد افزایشی (پیک مثبت) ناگهانی در نمودار ایزوتوپ کربن در تمامی ردیف‌های کرتاسه‌ی دنیا که دچار دیاژنز یا فرسایش نشده‌اند دیده می‌شود [۷-۱۴]. اغلب انتظار می‌رود تا بخش اصلی این چکاد افزایشی در زیست‌زون *Whiteinella archaeocretacea* ثبت شده باشد. بر پایه‌ی تطابق چینه‌ای که بین برش‌های ایران، ایتالیا، و انگلستان بر اساس چینه‌نگاری ایزوتوپ کربن انجام شده است، در همه‌ی برش‌ها این چکاد به گونه‌ای همسان، در جای مورد انتظار دیده می‌شود (شکل ۱). بنابراین، زیست‌زون *Whiteinella archaeocretacea* در تطابق دوردست، همزمان است.



شکل ۱ تطابق چینه‌ای زیست‌زون مرز سنومانین-تورونین در حوضه‌ی نوتتیس که با توجه به تطابق چینه‌ای ایزوتوپ کربن مربوط به رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی ۲، در این حوضه همزمان است [۱۴].

۲-۲-۲. مرز آلبین-سنومانین و رویدادهای آن (ACBE)

کمی زودتر از مرز زمانی آلبین-سنومانین، اقیانوس‌های جهان دچار رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی ۱d (OAE1d) و تعدادی رویداد دیگر شده‌اند که آن‌ها را با نام رویدادهای مرز آلبین-سنومانین (Albian-Cenomanian Boundary Events) می‌شناسند [۷]. در گذر این رویدادها، چهار چکاد افزایشی (پیک مثبت) در نمودار ایزوتوپ کربن ثبت شده است که آن‌ها را از پایین به بالا، A، تا D نام‌گذاری کرده‌اند (شکل ۲). در این چکادها، $\delta^{13}C$ افزایشی بین ۱ تا ۱٫۵ پرمیل را نسبت به پس‌زمینه نشان می‌دهد. اغلب، اولین پیدایش (FAD) گونه‌ی *Thalmaninella globotruncanoides* به عنوان شاخص مرز آلبین-سنومانین در نظر گرفته می‌شود [۸، ۱] و در جایی بین چکادهای C و D نمودار ایزوتوپ کربن رویدادهای مرز آلبین-سنومانین قرار می‌گیرد. از سوی دیگر، در تطابق دوردست بین خاورمیانه و شمال باختری اروپا، آشکار می‌شود که جایگاه چینه‌ای اولین پیدایش گونه‌ی *Thalmaninella globotruncanoides* نسبت به خط زمانی فراهم شده توسط چینه‌نگاری ایزوتوپ کربن رویدادهای مرز آلبین-سنومانین، تغییر می‌کند و یکسان نیست. این‌گونه دیده می‌شود که اولین پیدایش در ایران بسیار زودتر از اروپا رخ داده و از ایران به سوی اروپا به صورت تدریجی بوده است (شکل ۲).



شکل ۲ خط زمانی آلبین-سنومانین بر اساس چینه‌نگاری ایزوتوپ کربن (ACB) و زمان نسبی اولین پیدایش (FAD) گونه‌ی *Thalmaninella globotruncanoides* نسبت به این خط زمانی در عرض‌های دیرینه‌ی جغرافیایی مختلف. همان‌گونه که دیده می‌شود، اولین پیدایش این گونه از ایران به سمت عرض‌های دیرینه‌ی جغرافیایی بالاتر، زودتر رخ داده است و این گونه بعدها به سمت عرض‌های بالاتر منتشر شده است [۱۴].

۲-۳. بحث و تفسیر

چینه‌نگاری ایزوتوپ کربن مربوط به رویدادهای جهانی بی‌اکسیژنی اقیانوس (OAEs)، تغییرات ناگهانی و آشکاری را در نمودار ایزوتوپ کربن توالی‌ها کرتاسه‌ی کره‌ی زمین فراهم می‌کند. این تغییرات با دقت $\pm 1,8$ هزار سال برای کربنات‌های دریاهای کم ژرفا و ± 55 هزار سال برای کربنات‌های دریاهای ژرف (اقیانوس‌ها)، قابل تطابق هستند. با توجه به این حد از دقت، تغییرات نمودار چینه‌نگاری ایزوتوپ کربن رویدادهای بی‌اکسیژنی اقیانوس را می‌توان به عنوان خطوط زمانی همزمان (synchronous time-lines) برای تطابق در جهان در نظر گرفت. بر این اساس، این خطوط زمانی همزمان، بیانگر ناهمزمانی گونه‌ها، و به دنبال آن، زیست‌زون‌های شاخص مرز آلبین-سنومانین هستند. این تفاوت‌ها را می‌توان به وابستگی انتشار گونه‌های فرامینیفرهای پلانکتون به عرض جغرافیایی نسبت داد. عرض‌های دیرینه‌ی جغرافیایی شرایطی مانند دما، شرایط تغذیه، و پیش‌نیازهای فیزیولوژیک این موجودات را کنترل می‌کرده است [۱۴]، درست همانند چیزی که امروزه در دریاها و اقیانوس‌های عرض‌های مختلف دیده می‌شود.

۳. نتیجه‌گیری



چینه‌نگاری ایزوتوپ کربن نشان می‌دهد که انطباق‌های دوردست بر پایه‌ی چارچوب‌های زیست‌چینه‌نگاری فرامینیفرای پلانکتون نیاز به بازنگری دارند؛ زیرا، بخش‌های جنوب خاوری (خاورمیانه)، مرکزی و شمال باختری اقیانوس نوتتیس در عرض‌های جغرافیایی متفاوتی جای گرفته بودند که شرایط دیرینه‌محیطی گوناگونی را دیکته می‌کرده‌اند. این شرایط بر زمان مورد نیاز گونه‌ها برای سازش با محیط جدید اثر چشمگیری می‌گذاشته است. در نتیجه، این موضوع سبب ناهمزمانی پیدایش و انتشار برخی از گونه‌های فرامینیفرای پلانکتون شده است. با در نظر گرفتن این شرایط، سن سنجی و تطابق توالی‌های دوردست از عرض‌های دیرینه‌جغرافیایی گوناگون، باید با ترکیب زیست‌چینه‌نگاری فرامینیفرای پلانکتون با چینه‌نگاری ایزوتوپ کربن انجام شود تا عدم قطعیت زمانی به کمینه‌ی خود برسد.

تشکر و قدردانی

از Leibniz Universität Hannover و Ulrich Heimhofer به خاطر فراهم آوردن امکان آنالیزهای ایزوتوپی سپاسگزاری به عمل می‌آید. همچنین، از Luc Bulot به پاس راهنمایی‌های ارزشمند و نگاه نقادانه در نگارش این اثر، قدردانی می‌شود.

منابع

- [1] Kennedy, W., Gale, A., Lees, J., Caron, M.: The global boundary stratotype section and point (GSSP) for the base of the Cenomanian Stage, Mont Risou, Hautes-Alpes, France. *Episodes-News magazine of the International Union of Geological Sciences* 27(1), 21-32, (2004).
- [2] Caron, M.: Cretaceous planktic foraminifera. *Plankton stratigraphy* 1, 17-86 (1985).
- [3] Weissert, H.: C-Isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change: A case study from the early cretaceous. *Surveys in Geophysics* 10(1), 1-61 (1989).
- [4] Jenkyns, H.C.: Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 11(3), Q03004 (2010).
- [5] Sharp, Z.: Principles of stable isotope geochemistry. 1st edn. Pearson Education Upper Saddle River, New Jersey (2007).
- [6] Scholle, P.A., M.A. Arthur.: Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *AAPG Bulletin* 64(1), 67-87 (1980).
- [7] Bornemann, A., Erbacher, J., Heldt, M., Kollaske, T., Wilmsen, M., Lübke, N., Huck, S., Vollmar, N. M., Wonik, T.: The Albian–Cenomanian transition and Oceanic Anoxic Event 1d – an example from the Boreal Realm. *Sedimentology* 64(1), 44-65 (2017).
- [8] Gale, A. S., Bown, P., Caron, M., Crampton, J., Crowhurst, S. J., Kennedy, W. J., Petrizzo, M. R., Wray, D. S.: The uppermost Middle and Upper Albian succession at the Col de Palluel, Hautes-Alpes, France: An integrated study (ammonites, inoceramid bivalves, planktonic foraminifera, nannofossils, geochemistry, stable oxygen and carbon isotopes, cyclostratigraphy). *Cretaceous Research* 32(2), 59-130 (2011).
- [9] Gambacorta, G., Jenkyns, H. C., Russo, F., Tsikos, H., Wilson, P. A., Faucher, G., Erba, E.: Carbon- and oxygen-isotope records of mid-Cretaceous Tethyan pelagic sequences from the Umbria Marche and Belluno Basins (Italy). *Newsletters on Stratigraphy* 48(3), 299-323 (2015).
- [10] Jarvis, I., Gale, A. S., Jenkyns, H. C., Pearce, M. A.: Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma). *Geological Magazine* 143(05), 561-608 (2006).
- [11] Jenkyns, H.C., Gale, A.S., Corfield, R.M.: Carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geological Magazine* 131(1), 1-34 (1994).
- [12] Nederbragt, A. J., Erlich, R. N., Fouke, B. W., and Ganssen, G. M.: Palaeoecology of the biserial planktonic foraminifer *Heterohelix moremani* (Cushman) in the late Albian to middle Turonian Circum-North Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1998. 144(1-2): p. 115-133.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



[13] Stoll, H.M., Schrag, D.P.: High-resolution stable isotope records from the upper cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet? *Bulletin of the Geological Society of America* 112(2), 308-319 (2000).

[14] Navidtalab, A., Heimhofer, U., Huck, S., Omidvar, M., Rahimpour-Bonab, H., Aharipour, R., and Shakeri, A.: Biochemostratigraphy of an upper Albian–Turonian succession from the southeastern Neo-Tethys margin, SW Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 533, 109255 (2019).



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



زیست‌چینه‌نگاری سازند لار در نئوتتیس مرکزی: یک مطالعه‌ی موردی از البرز مرکزی، ایران

جهانبخش دانشیان

جهانبخش دانشیان، عضو هیات علمی گروه زمین‌شناسی دانشگاه خوارزمی

daneshian@khu.ac.ir

زهرا صالح*

زهرا صالح، دانشجوی دکتری چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی دانشگاه خوارزمی

saleh.zahra.khu@gmail.com

چکیده

مطالعات میکروپالئونتولوژی داینوفلاژله‌های آهکی و فرامینیفرهای پلانکتونیک دانش جدیدی را در مورد سن و مشخصات دقیق سازند لار در برش خسروان در منطقه البرز مرکزی در شمال ایران، در نئوتتیس مرکزی ارائه داده است. در سازند لار هشت گونه از داینوفلاژله‌های آهکی معیار زیست‌چینه‌نگاری می‌باشند. *Colomisphaera fibrata*, *Cadosina parvula*, *Stomiosphaera moluccana*, *Colomisphaera tenuis*, *Colomisphaera fortis*, *Stomiosphaerina proxima*, *Pseudocyclamina littus*- *Trocholina* آهکی و فرامینیفر بنتیک هستند که می‌توانند محدوده‌ی سنی آکسفوردین بالایی تا کرتاسه‌ی زیرین را در رسوبات سازند لار در برش خسروان نشان دهند.

واژه‌های کلیدی: زیست‌چینه‌نگاری، داینوفلاژله‌ی آهکی، ژوراسیک بالایی- کرتاسه‌ی پایینی، زون البرز، ایران.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Biostratigraphy of the Lar Formation in the Central Neo-Tethys: A case study from the central Alborz, Iran

Jahanbakhsh Daneshian

Department of Geology, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

daneshian@khu.ac.ir

Zahra Saleh*

Department of Geology, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Tehran, Iran

saleh.zahra.khu@gmail.com

Abstract

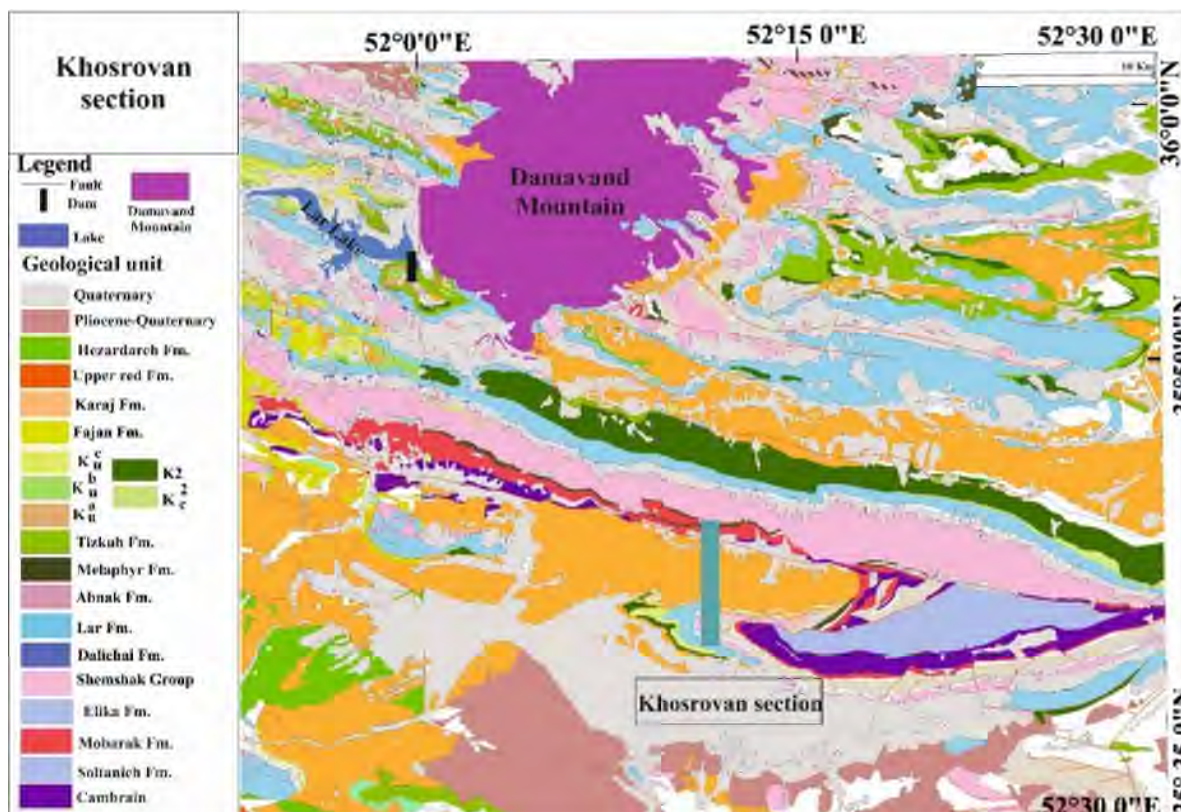
Micropaleontological studies of calcareous dinoflagellates and planktonic foraminifera have provided new knowledge on the stratigraphic age and detailed characteristics of the Lar Formation at the Polur section, central Alborz Zone of northern Iran, within the Central Neo-Tethys region. The *Colomisphaera fibrata*, *Cadosina parvula*, *Stomiosphaera moluccana*, *Colomisphaera tenuis*, *Colomisphaera fortis*, *Stomiosphaerina proxima*, *Pseudocyclamina littus*- *Trocholina* zones, ranging upper Oxfordian to Lower Cretaceous have been identified in the Lar Formation.

Keywords: Biostratigraphy, Calcareous dinoflagellates, Upper Jurassic to Lower Cretaceous, Alborz Zone, Iran.



۱. مقدمه

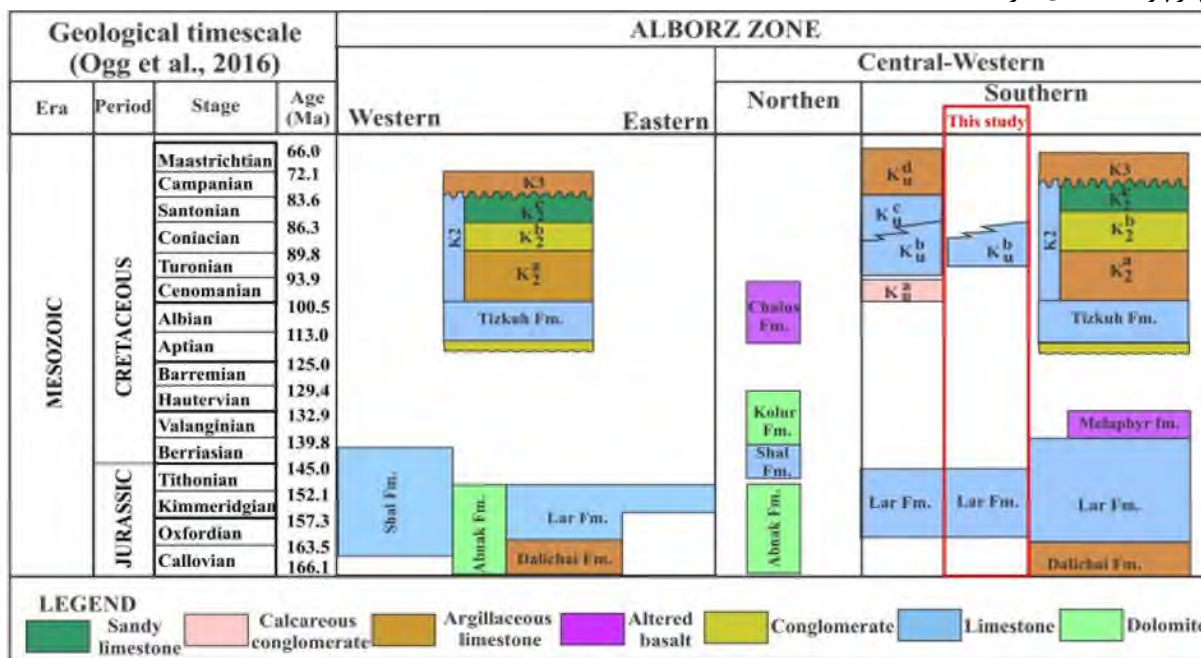
سازند آهکی لار (ژوراسیک بالایی) یکی از مهم‌ترین واحدهای البرز به لحاظ وجود آبخوان و منابع متعدد آبی به دلیل فرایندهای کارستی می‌باشد. محل برش الگوی سازند لار، در شمال خاوری گرماب و در حوضه‌ی آبگیر رودخانه‌های لار و جاجرود است. به باور آستو [4] کسی که برای اولین بار این سازند را مطالعه کرده، بخش پایینی این واحد سنگی در برش الگو از نوع سنگ آهک‌های سفیدرنگ و یا قهوه‌ای کم‌رنگ با لایه‌بندی نازک (۵ تا ۲۰ سانتی‌متر) است که گاهی گرهک چرتی به رنگ سفید و یا عنابی دارد. بخش بالایی سازند از سنگ آهک‌های به نسبت توده‌ای و مقاوم ساخته شده و حاوی قله‌ها و لایه‌های چرت است. از نظر چین‌نگاری این واحد یک واحد صخره‌ساز است و در نتیجه سیمای کوه‌ساز و رنگ روشن خود در کلیه‌ی نقاط البرز به آسانی قابل تشخیص هستند. ضخامت معمول سازند لار ۲۵۰ تا ۳۵۰ متر در البرز مرکزی است [23]. حضور این سازند در اطراف کوه دماوند و دریاچه‌ی لار بسیار توسعه یافته است و سبب ایجاد طبقات کارستی درون این سازند شده است (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه‌ی زمین‌شناسی محدوده‌ی مورد مطالعه در روستای خسروان (برگرفته و اصلاح شده از وحدتی دانشمند، ۱۳۷۶). برش خسروان در شکل مشخص شده است.



بررسی های دیرینه شناسی براساس فون های آمونیتی، سن لایه‌های پایینی سازند لار را از کالوین تا آکسفوردین بالای نشان می دهد (شکل ۲). اما در مورد مرز بالایی سازند لار توافق جامعی وجود ندارد. زیرا مرز بالایی سازند لار با توجه به فرایندهای تکتونیکی و فرسایشی سنین متفاوتی نشان می دهد. برخی از زمین شناسان سن لایه های بالایی را تیتونین و در برخی مناطق، زمین شناسان این توالی ها را کیمریجین می دانند. اشتامفلی [23]، وحدتی دانشمند (۱۳۶۱)، سید امامی [21] و مجیدی فرد [13] حتی لایه های کرتاسه ی بالایی را در راس سازند لار گزارش کرده اند. با توجه به سن های متفاوت گزارش شده از سازند لار، به نظر می رسد مطالعه ی بیشتر بر روی میکروفسیل ها می تواند مطالعات ارزیابی سنی سازند را بهبود ببخشد. در ضمن در تحقیقات سازند لار در مورد میکروفسیل ها به جز دانشیان و صالح [9] در هیچ مطالعه ی از داینوفلاژله های آهکی برای تعیین سن سازند لار استفاده نشده است. این تحقیق با استفاده از داینوفلاژله ها سعی در ارزیابی سنی سازند لار در برش خسروان با چارچوب جدیدی دارد.



شکل ۲. دیاگرام شماتیک مکان - زمان مربوط به چینة نگاری رسوبات ژوراسیک و کرتاسه در امتداد کوه های البرز (برگرفته و اصلاح از آقانباتی و رضایی، ۱۳۸۷).

۱-۲. زمین شناسی عمومی

براساس اشتوکلین [22] ایران به هشت زون ساختاری شامل: ۱- ایران مرکزی ۲- البرز ۳- کپه داغ ۴- مکران و شرق ایران ۵- سنندج- سیرجان ۶- بلوک لوت ۷- ارومیه دختر ۸- زاگرس می شوند.

منطقه ی مورد مطالعه، برش خسروان در زون البرز قرار دارد. زون البرز به طول ۶۰۰ کیلومتر و با جهت یافتگی تقریبی شرقی- غربی (به شکل تاقدیس مرکب) و با پهنای ۱۰۰ کیلومتر در جهت شمالی- جنوبی می باشد. البرز توسط کوه های تالش در غرب و



بینالود و کوه‌های کپه داغ در شرق محصور شده است. زون البرز در جنوب حوضه ی خزر و در شمال حوضه ی ایران مرکزی واقع شده است [5]. از نگاه زمین‌شناختی، مرز شمالی البرز محدود به زمیندرز پالئوتتیس است که از برخورد ورقه ی قاره‌ای البرز با ورقه ی توران در زمان تریاس پسین به وجود آمده است. حد جنوبی البرز چندان روشن نیست. چنین به نظر می‌رسد که مرز شاخصی در مرز جنوبی البرز وجود نداشته باشد و گذر از پهنه ایران مرکزی به پهنه البرز تدریجی باشد.

برش خسروان در شرق شهر دماوند و در محدوده ی روستای خسروان است با مختصات جغرافیایی با طول "۵۲°۱۰'۵۲" و عرض جغرافیایی "۲۵°۴۱'۳۵" می باشد (شکل ۱).

۳-۱. ژئودینامیک البرز در ژوراسیک و کرتاسه

توالی های ژوراسیک بالایی (سازند لار) به شدت تحت تاثیر فرورانش نئوتتیس به زیر ورقه ی اوراسیا هستند. در طی این فرورانش مرتفع ترین کوه های البرز و اروپا پدید آمدند. این کوه های مرتفع در مناطقی به وجود آمدند که روزی عمیقترین توالی های جهان بودند [6,8]. این توالی ها از کالوین تا هاوترووین، چندین فاز کشش و فشارش را در طی فرورانش نئوتتیس تجربه کرده اند. بعد از گروه شمشک اولین فاز فشارشی که بر روی رسوبات این منطقه تاثیر می گذارد، قبل از کالوین و مصادف با سیمین میانی است. اما بعد از این رخداد، فاز کششی تاثیر گذار ایجاد کننده ی رسوبات سوبسیدانس سریع و پیشروی سطح آب دریا و ایجاد حوضه های سازند دلیچای با رسوبات مارنی و سازند آهکی لار است. این اتفاق در ایران مصادف با اتفاق در قفقاز شرقی و ایجاد سوبسیدانس سریع و ایجاد بیشترین توالی های ژوراسیک در این منطقه است. مدل های دمایی- زمانی نیز در منطقه ی قفقاز این موضوع را به اثبات می رساند [8]. این اتفاق در کل ورقه ی عربی نیز با مگاسکانس AP7 تعریف می شود [20]. زمان آکسفوردین تا قاعده ی کرتاسه هم چنین معادل با TSP5 از سری مگاسکانس های خاورمیانه و مدیترانه است که حاکی از مهم ترین رخداد در نئوتتیس (بازشدگی اقیانوس آتلانتیک) و ایجاد حوضه های مشترک در مدیترانه و خاورمیانه است [10]. این اتفاق موجب تشکیل سازندی با لیتولوژی آهک (سازند لار) در منطقه ی البرز شده است.

دومین فاز فشارشی که بسیار بر روی توالی های البرز تاثیرگذار بوده است، مصادف با سیمین پسین رخ داده است. این فاز فرسایشی سبب خروج وسیع البرز در کرتاسه ی پایینی شده است. به طوری که رسوبات والانژین- هاوترووین به ندرت دیده می شوند. بیشترین تراکم درزه و شکستگی در سازند لار وابسته به این رخداد است. تیتونین میانی تا هاوترووین میانی معادل با مگاسکانس AP8 از سری مگاسکانس های ورقه ی عربی است و ایجاد کننده ی لبه های غیرفعال پلاتفرم در شمال غرب، شمال شرق و جنوب شرق ورقه ی عربی است [20]. هم چنین تیتونین میانی تا هاوترووین میانی معادل با TSP 6 از سری مگاسکانس های خاورمیانه و مدیترانه است و دوره ی مهم در سازماندهی دوباره ی ورقه ها در نئوتتیس است [10].

۴-۱. مواد و روش ها

در مجموع ۳۵۰ نمونه از سازند لار با روش نمونه برداری سیستماتیک برداشت شد. به منظور مطالعه زیستی و تعیین سن سازند لار براساس داینوفلاژله های آهکی از مطالعات رهاکوا [16,17,18] بهره گرفته شده است (شکل ۳). در این تحقیق تشخیص جنس ها و گونه های فرامینیفرهای بنتیک برپایه ی مطالعات [12] می باشد.



Series	Stage/Substage	Calpionellids zonation Pop (1994, 1997)		Calcareous dinoflagellates zonation Reháková (2000a, b) Reháková et al. (2011)	
		Lower Cretaceous	lower Berriasian	<i>Calpionella</i>	<i>Calpionella alpina</i> (intermediate)
Upper Jurassic	upper Tithonian	<i>Crassicollaria</i>	<i>Crassicollaria colomi</i>	<i>Colomisphaera fortis</i>	
			<i>Crassicollaria intermedia</i>		
			<i>Tintinnopsella remani</i>		
		<i>Praetintinnopsella</i>			
	lower Tithonian	<i>Chitinoidea</i>		<i>Chitinoidea</i>	<i>Colomisphaera tenuis</i>
				<i>Cadosina semiradiata semiradiata</i>	
				<i>Parastomiosphaera malmica</i>	
				<i>Carpistomiosphaera tithonica</i>	
				<i>Colomisphaera pulla</i>	
				<i>Carpistomiosphaera borzai</i>	
	upper Kimmeridgian			<i>Stomiosphaera moluccana</i>	
	lower Kimmeridgian			<i>Cadosina parvula</i> abundanc Zone	
upper Oxfordian	<i>Colomisphaera fibrata</i> abundanc Zone				
			<i>Cadosina parvula</i>		

شکل ۳. مهم ترین زون های زیستی داینوفلاژله های آهکی به همراه زون های کالپیونلید و تطابق این دو زون زیستی (اصلاح شده از

(Rehakova, 2000b)



۲. متن یا بدنه اصلی مقالات

سنگ چینه نگاری برش خسروان، منطقه ی آینه ورزان

برش چینه نگاری مورد مطالعه از قاعده تا انتها شامل چهار واحد سنگ چینه ای تحت عنوان سازند دلیچای، سازند لار و واحدهای سنگی کرتاسه ی بالایی K2 و K3 می باشد (شکل ۴).

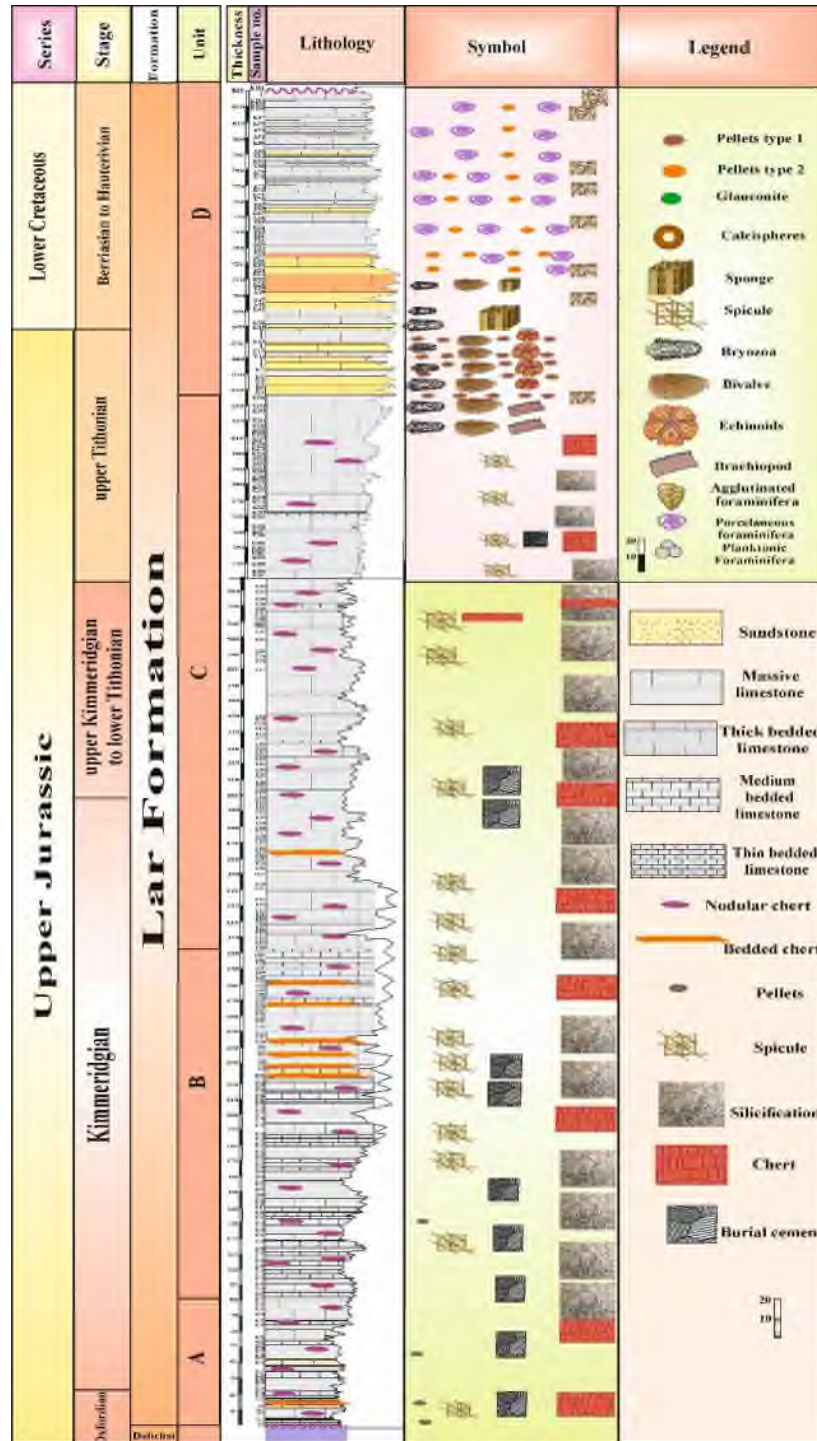
در ناحیه ی مورد مطالعه، سازند لار به صورت پیوسته بر روی سازند دلیچای قرار گرفته است. ضخامت سازند لار در منطقه ی مورد مطالعه ۸۳۰ متر اندازه گیری شد (شکل ۴).

برخلاف مرز ژوراسیک و کرتاسه در بیشتر نقاط البرز، مرز ژوراسیک و کرتاسه در این برش پیوسته و درون سازند لار ثبت می شود. وجود چنین پیوستگی نشان از رسوبگذاری بدون انقطاع سازند لار دارد که خود گویای کامل بودن این برش است. سازند لار در این برش از چهار واحد سنگ چینه ای تشکیل شده است.

واحد اول سازند لار در این برش (A) از سنگ آهک های ضخیم لایه به همراه میان لایه های نازک تا متوسط لایه به همراه نودول چرت تشکیل شده است. این بخش به طور مستقیم بر روی سنگ آهک های نازک لایه سازند دلیچای قرار گرفته است. ضخامت واحد اول ۸۰ متر اندازه گیری شده و این توالی ها به شدت حاوی چرت هستند به طوری که در بعضی از واحدهای متوسط لایه ی آهکی، حتی چرت های نواری هم مشاهده می شود.

در واحد دوم سازند لار (B) به میزان طبقات سنگ آهک نازک لایه و متوسط لایه افزوده می شود و مابین این سنگ آهک ها، سنگ آهک ضخیم لایه نمود دارد. این توالی ها هم حاوی چرت هستند و ضخامت اندازه گیری شده حدوداً ۲۲۰ متر است. واحد سوم سازند لار (C) که در جای جای البرز به عنوان یک واحد صخره ساز نمود دارد، در این برش نیز حضور دارد و از سنگ آهک توده ای و ضخیم لایه به ضخامت ۳۴۰ متر تشکیل شده است.

در واحد چهارم سازند لار (D) سنگ آهک های نازک لایه و متوسط لایه جای سنگ آهک های ضخیم لایه را اشغال کرده اند و بخش اعظم این واحد را اشغال نموده اند. میزان ضخامت این واحد ۱۹۰ متر است. از دیگر ویژگی عمده ی بخش انتهایی سازند لار چرت کم تر نسبت به بخش ابتدایی و میانی است و حدس زده می شود به دلیل محیط لاگونی این بخش باشد. مرز بین سازند لار و واحد K2 با توجه به وقفه ی طولانی مدت بین این دو واحد سنگ چینه ای، یک ناپیوستگی فرسایشی است (شکل ۴).



شکل ۴. ستون سنگ چینه ای سازند لار در برش خسروان، ناحیه آینه ورزان، البرز مرکزی، شمال ایران



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



زیست چینه نگاری سازند لار، برش خسروان

مطالعات میکروپالئونتولوژی سازند دلیچای و لار در برش خسروان منجر به شناسایی شش بیوزون با توجه به هشت گونه متعلق به داینوفلاژله های آهکی شد (پلیت ۱ و شکل ۵). گونه های شناسایی شده به همراه بیوزون ها حاکی از سن آکسفوردین پسین-بریاژین تا هاوتورین؟ است در ادامه، زیست زون ها به ترتیب چینه شناسی از قدیم به جدید شرح داده شده است.

1. *Colomisphaera fibrata* Abundance Zone

توصیف: این زون زیستی توسط رهاکوا [18] معرفی شده. با مطالعه کردن نمونه های ۱ تا ۲۲ و در فاصله ی ۳۵ متری از قاعده ی برش، این زون مشاهده می شود. از میکروفسیل های همراه این زون می توان به حضور محدود *Cadosina parvula*, *Colomisphaera fibrata* و از فرامینفرهای بنتیک می توان به *Spirulina* اشاره کرد. محدوده ی زمانی زون زیستی: آکسفوردین پسین.

2. *Cadosina parvula* Abundance Zone

توصیف: این زون زیستی توسط رهاکوا [18] معرفی شده. با مطالعه کردن نمونه های ۲۳ تا ۷۴ و در فاصله ی ۳۵ تا ۱۹۴ متری از سازند لار، این زون شناسایی می شود. از کلسیسفرهای همراه این زون می توان به حضور محدود *Colomisphaera pieniniensis* و *Cadosina parvula*، از عناصر میکروباپال *Terebella lapilloides* و از فرامینفرهای بنتیک *Ophthalmidium oxfordianum* می توان اشاره کرد. محدوده ی زمانی زون زیستی: کیمریجین پیشین.

3. *Stomiosphaera moluccana* Interval Zone

توصیف: این زون زیستی توسط نواک [14] معرفی شده. با مطالعه کردن نمونه های ۷۵ تا ۱۶۲ و در فاصله ی ۱۹۴ تا ۴۱۲ متری سازند لار این زون زیستی قابل شناسایی است. از میکروفسیل های همراه این زون می توان به حضور محدود *Colomisphaera pieniniensis*, *Cadosina parvula* اشاره نمود. محدوده ی زمانی زون زیستی: کیمریجین پسین.

هیچ شواهدی از *Carpistomiosphaera tithonica*, *Colomisphaera pulla*, *Carpistomiosphaera borzai* و *Parastomiosphaera malmica*, *Cadosina semiradiata* در شماره نمونه های ۱۶۳ تا ۲۰۹ و در فاصله ی ۴۱۲ تا ۵۷۰ متری وجود ندارد. با توجه به حضور فراوان چرت ها و عدم حضور عناصر میکروباپال این طور به نظر می رسد که عدم حضور زیست زون های اشاره شده، وابسته به محیط تشکیل است و نبود آن ها دال بر عدم رسوبگذاری در این بازه ی زمانی نبوده و صرفا تغییرات محیطی است.

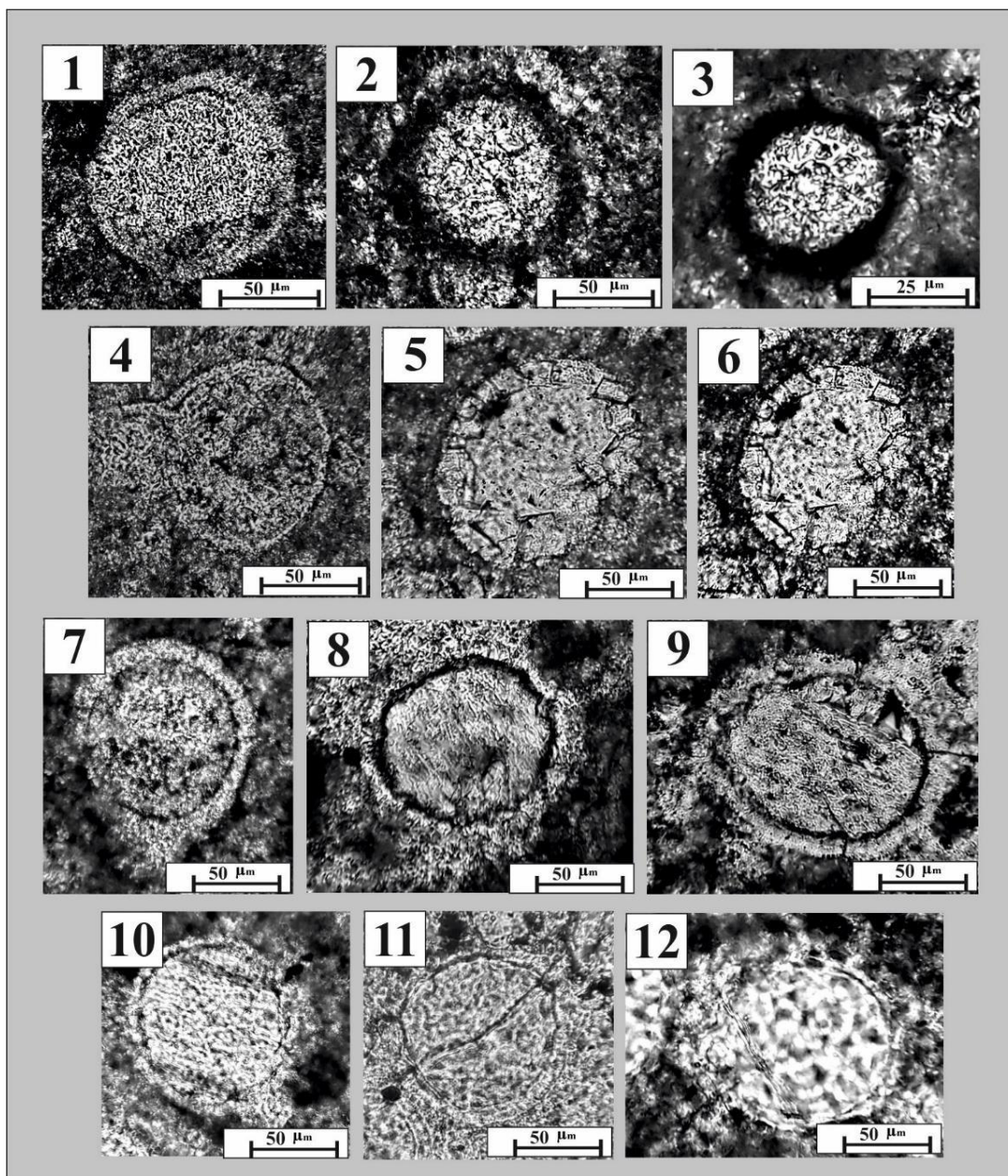


Plate 1: 1. *Colomisphaera fibrata*, sample no. 2; Dalichai Formation, 2. *Cadosina parvula*, sample no. 25; Lar Formation, 3. *Cadosina parvula*, sample no. 54; Lar Formation, 4. *Colomisphaera pieniniensis*, sample no. 63; Lar Formation, 5. *Stomiosphaera moluccana*, sample no. 156; Lar Formation, 6. *Stomiosphaera moluccana*, sample no. 156; Lar Formation, 7. *Colomisphaera pieniniensis*, sample no. 202; Lar Formation, 8. *Colomisphaera tenuis*, sample no. 210; Lar Formation, 9. *Colomisphaera tenuis*, sample no. 211; Lar Formation, 10. *Colomisphaera fortis*, sample no. 217; Lar Formation, 11. *Colomisphaera fortis*, sample no. 218; Lar Formation, 12. *Stomiosphaerina proxima*, sample no. 220. Lar Formation.



Fossil frequency Single: appearance		Biozonation	Species	Calcareous dinoflagellates		Benthic foraminifera	
Series	Stage			Formation	Sample no.	Rehakova, 2000a	Calcareous dinoflagellates
Lower Cretaceous	Berriasian to Hauterivian	Lar Formation	Pseudocyclamina litus-Trocholina	237-114			
				237-97			
Upper Jurassic	upper Tithonian	Lar Formation	Ooid	237-96			
				237-91			
Upper Jurassic	Middle Tithonian	Lar Formation	Ooid	237-84			
				237-77			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	237-75			
				237-72			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	237-71			
				237-66			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	237-59			
				237-58			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	237-54			
				237-52			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	237-47			
				237-44			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	237-43			
				237-42			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	237-41			
				237-40			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	237-38			
				237-33			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	237-31			
				237-28			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	237-25			
				237-22			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	237-20			
				237-17			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	237-16			
				237-13			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	237-11			
				237-9			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	237-6			
				237-5			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	237-4			
				237-3			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	237-1			
				237			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	230			
				225			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	220			
				218			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	217			
				211			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	210			
				202			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	195			
				190			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	185			
				180			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	175			
				170			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	163			
				156			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	150			
				145			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	140			
				135			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	130			
				125			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	120			
				115			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	110			
				100			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	104			
				97			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	89			
				83			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	75			
				72			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	68			
				63			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	59			
				54			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	51			
				48			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	42			
				35			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	30			
				25			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	23			
				15			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	12			
				8			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	4			
				2			
Upper Jurassic	Kimmeridgian	Lar Formation	Stomiosphaera moluccana	1			

شکل ۵. گسترش چینه نگاری داینوفلاژله های آهکی و دیگر میکروفسیل های سازند لار در برش خسروان، منطقه ی آینه ورزان، شمال ایران



4. *Colomisphaera tenuis* Interval Zone

توصیف: این زون زیستی توسط ریهانک [19] معرفی شده. با مطالعه کردن نمونه های ۲۱۰ تا ۲۱۷ و در فاصله ی ۵۷۰ تا ۵۹۰ متری از سازند لار با ضخامت ۲۰ متر، این زون زیستی با حضور *Colomisphaera tenuis* قابل شناسایی است.

محدوده ی زمانی زون زیستی: سن این زون زیستی انتهایی ترین قسمت تیتونین پیشین است.

5. *Colomisphaera fortis* Interval Zone

توصیف: این زون زیستی توسط ریهانک [19] معرفی شده. با مطالعه کردن نمونه های ۲۱۸ تا ۲۲۰ با ضخامت ۱۰ متر و در فاصله ی ۵۹۰ تا ۶۰۰ متری از سازند لار این زون زیستی با حضور *Colomisphaera fortis* قابل شناسایی است.

محدوده ی زمانی زون زیستی: سن این زون زیستی تیتونین پسین است.

6. *Stomiosphaerina proxima* Interval Zone

توصیف: این زون زیستی توسط ریهانک [19] معرفی شده. با مطالعه کردن نمونه های ۲۲۰ تا ۲۳۷ و در فاصله ی ۶۰۰ تا ۶۳۵ متری از سازند لار این زون زیستی با حضور این میکروفسیل شاخص *Stomiosphaerina proxima* قابل شناسایی است.

محدوده ی زمانی زون زیستی: سن این زون زیستی بالاترین قسمت تیتونین پسین - ابتدای بریازین است. اما با توجه به عدم حضور میکروفسیل های شاخص بریازین، سن تیتونین پسین برای این زیست زون در نظر گرفته شده است.

زون آئید: نمونه های ۱-۲۳۷ تا ۲۵-۲۳۷ و در فاصله ی ۶۳۵-۶۷۰ متری از سازند لار با حضور اوبیدها مشخص است. این رخساره یک رخساره ی همزمان در دنیا در این بازه ی زمانی است و خود می تواند به عنوان معیار در زیست چینه نگاری لحاظ گردد. محدوده ی زمانی رخساره ی اوبید، بالاترین قسمت تیتونین پسین و بریازین پیشین است (Ogg et al., 2016). این آلوکم در مطالعات سازند فهلیان در زاگرس نیز گویای بازه ی زمانی بریازین می باشد (Jamalian and Adabi, 2014). بنابراین ارزیابی سنی با توجه به اطلاعات محلی و جهانی کاملاً صحیح می باشد.

7. *Pseudocyclamina littus*- *Trocholina* Assemblage Zone

با توجه به وجود دریای کم عمق و لاگونی سازند لار، داینوفلاژله های آهکی درون آن یافت نشدند. بنابراین با توجه به حضور فسیل های بنتیک از زیست زون مخصوص فسیل های بنتیک در این بخش استفاده شده است.

توصیف: این زون زیستی توسط وایند [24] معرفی شده. با مطالعه کردن نمونه های ۲۶-۲۳۷ تا ۱۱۴-۲۳۷ و در فاصله ی ۶۷۰ تا ۸۲۰ متری از سازند لار این زون زیستی با حضور این میکروفسیل شاخص *Pseudocyclamina littus* قابل شناسایی است. فسیل *Trocholina* در طبقات مشاهده نشد. اما شواهد دریای کم عمقی که در بعضی از نقاط البرز مرکزی گزارش شده، حاکی از شواهد مشابه بین این سازند با سازندهای لار مطالعه شده است. بنابراین، سن بریازین تا هاوتوریوین برای این طبقات در نظر گرفته شده است.



محدوده ی زمانی زون زیستی: بریازین تا هاوتورووین

۳. نتیجه گیری:

بر اساس تحقیقات سنگ چینه نگاری، میکروپالئونتولوژیک، زیست چینه نگاری و همچنین مشاهده میدانی رسوبات ژوراسیک فوقانی سازند لار و واحدهای سنگی کرتاسه فوقانی K2 در برش خسروان، منطقه البرز مرکزی در شمال ایران، نتیجه گیری های زیر ارائه می شود:

چهار واحد سنگ چینه ای شامل سنگ آهک های ضخیم لایه به همراه میان لایه های نازک تا متوسط لایه و با نودول بسیار بزرگ چرت به ضخامت ۸۰ متر در واحد اول، سنگ آهک نازک لایه و متوسط با بین لایه هایی از سنگ آهک ضخیم لایه به ضخامت ۲۲۰ متر در واحد دوم، سنگ آهک توده ای و ضخیم لایه به ضخامت ۳۴۰ متر در واحد سوم، سنگ آهک های نازک لایه و متوسط لایه به همراه سنگ آهک های ضخیم لایه با ضخامت ۱۹۰ متر در واحد چهارم در سازند لار شناسایی شدند.

شش زون از داینوفلاژله های آهکی و یک زون از فرامینیفرهای بنتیک شامل *Colomisphaera fibrata*, *Cadosina parvula*, *Stomiosphaera moluccana*, *Colomisphaera tenuis*, *Colomisphaera fortis*, *Stomiosphaerina proxima*, *Pseudocyclamina littus*- *Trocholina* در سازند لار شناسایی شده اند. این هفت زون محدوده ی سنی آکسفوردین بالایی تا کرتاسه ی زیرین را در رسوبات سازند لار در برش خسروان نشان می دهند.

منابع

- [۱] آقاباتی، ع.، رضایی، ع.، ۱۳۸۷. چارت چینه شناسی ایران. سازمان زمین شناسی ایران، تهران
- [۲] وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۶۱، بررسی نهشته های ژوراسیک بالایی- نئوکمین زیرین در مقطع چینه شناسی سفید ریز، گزارش داخلی.
- [۳] وحدتی دانشمند، ف.، ۱۳۷۶، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، نقشه ی زمین شناسی شرق تهران. مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰
- [4] Assereto, R., 1966. Geological Map of Upper Djadjerud and Lar Valleys (Central Alborz, Iran) with explanatory Notes. Istituto di Geologia, Università di Milano Serie G, pubblicazione.
- [5] Barrier, E., Vrielynck, B., 2008. Palaeotectonic maps of the Middle East, in Tectono Sedimentary-Palinspastic Maps from Late Norian to Piacenzian. Commission for the Geological Map of the World / UNESCO, Atlas of 14 maps, scale 1: 18,500,000, Paris.
- [6] Barrier, E., Vrielynck, B., Brunet, M.F., Bergerat, F., Sosson, M., 2008. Toward a model of tectonic evolution of the Middle East since Mesozoic. International Geological Congress, Oslo.
- [7] Bochud, M., 2011. Tectonics of the Eastern Greater Caucasus in Azerbaijan. PhD thesis, University of Fribourg, Fribourg, Switzerland. Published thesis.
- [8] Brunet, M.-F., Granath, J.W., Wilmsen, M., 2009. South Caspian to Central Iran basins: introduction. In: Brunet, M.-F., Wilmsen, M., Granath, J.W. (Eds.), South Caspian to Central Iran basins. Geological Society, London, Special Publications, pp. 1-6.
- [9] Daneshian, J., Saleh, Z., 2020. Marine faunal microfossils from Late Jurassic to Late Cretaceous of the Central Neo-Tethys: A case study from the central Alborz, Iran. Marine Micropaleontology <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2020.101856>.
- [10] Gerdes, K.D., Winefield, K.D.P., Simmons, M.D., Van Oosterhout, C., 2010. The influence of basin architecture and eustasy on the evolution of Tethyan Mesozoic and Cenozoic carbonate sequences, in: van Buchem, F.S.P., Gerdes, K.D., Esteban, M. (Eds.), Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and Diagenetic Reference Models. Geological Society, Special Publications., London, pp 9-41.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



- [11] Jamalian, M., Adabi, M.H., 2014. Geochemistry, microfacies and diagenetic evidences for original aragonite mineralogy and open diagenetic system of Lower Cretaceous carbonates Fahliyan Formation (Kuh-e Siah area, Zagros Basin, South Iran). Carbonates Evaporites DOI: 10.1007/s13146-014-0211-8.
- [12] Loeblich, A. R., Jr., and H. Tappan, 1988, Foraminiferal Genera and their Classification: New York, Van Nostrand, 1, 970 p.
- [13] Majidifard, M.R., 2008. Lithostratigraphy and sedimentary environment of the Dalichai and Lar formations (Middle-Upper Jurassic) of NNE Iran. Geoscience 17, 94-114
- [14] Nowak, W., 1976. Parastomiosphaera malmica (Borza) from the polish Carpathians and their stratigraphical value for lower tithonian deposits. Roczn. Pol. Tow. Geol. 46, 89-134.
- [15] Ogg, J.G., Ogg, G., Gradstein, F.M., 2016. A Concise Geologic Time Scale. Elsevier, USA.
- [16] Reháková, D., 2000a. Evolution and distribution of the Late Jurassic and Early Cretaceous calcareous dinoflagellates recorded in the Western Carpathian pelagic carbonate facies. Mineralia Slovaca 32, 79-88.
- [17] Reháková, D., 2000b. Calcareous dinoflagellate and calpinellid bioevents versus sea-level fluctuations recorded in the West-Carpathian (Late Jurassic/ Early Cretaceous) pelagic environments. Geologica Carpathica 51, 229-243.
- [18] Reháková, D., Matijja, B., Wierzbowski, A., Schlögl, J., Krobicki, M., Barski, M., 2011. Stratigraphy and microfacies of the Jurassic and lowermost Cretaceous in the Veliky Kamenets section (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Western Ukraine). Volumina Jurassica 9, 61-104.
- [19] Řehánek, J., 1992. Valuable species of cadosinids and stomiosphaerids for determination of the Jurassic-Cretaceous boundary (vertical distribution, biozonation), Scripta 22, 117-122.
- [20] Sharland, P.R., Casey, D.M., Davies, R.B., Simmons, M.D., Sutcliffe, O.E., 2004. Arabian Plate Sequence Stratigraphy revisions to SP2, Geo Arabia 9. 199-214.
- [21] Seyed-Emami, K., 1975. Jurassic-Cretaceous Boundary in Iran. American Association of Petroleum Geologists 59, 231-238.
- [22] Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52, 1229-1258.
- [23] Stampfli, G.M. 1978. Etude géologique générale de l'Elbourz oriental au sud de Gonbad-e-Qabus, Iran NE, These Genève, 329 p.
- [24] Wynd, J., 1965. Biofacies of Iranian Oil Consortium Agreement Area. IOOC Report no. 1082. Unpublished Company Report.



مطالعه توالی رسوبی سازند گورپی بر اساس تعیین حوادث زیستی نانوفسیل‌های آهکی در برش هرم، زاگرس

سعیده سنماری*

دانشیار دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران
Senemari2004@yahoo.com

چکیده

در این مطالعه رسوبات سازند گورپی در برش هرم واقع در فارس به منظور مطالعه چینه‌نگاری زیستی براساس نانوفسیل‌های آهکی انتخاب شد. در این برش سازند گورپی با ضخامت حدود ۱۵۴ متر از لیتولوژی مارن همراه با میان لایه‌های آهک رسی تشکیل شده است. براساس مطالعه حاضر بیوزون‌های Ceratolithoides aculeus Zone، Calculites ovalis Zone (CC19)، Aspidolithus parvus Zone (CC18)، Tranolithus phacelosus Zone (CC23)، Quadrum trifidum Zone (CC22)، Quadrum sissinghii Zone (CC21)، Reinhardtites levis Zone (CC24)، Arkhangelskiella cymbiformis Zone (CC25) از زون‌بندی سیسینگ (۱۹۷۷) شناسایی شد. این زون‌ها با زون‌های UC14^{TP} - UC20a,b^{TP} از زون‌بندی بارنت (۱۹۹۸) مطابقت دارد. براین‌اساس بازه زمانی توالی مورد مطالعه از کامپانین پیشین تا آغاز ماستریشتین پسین پیشنهاد می‌شود. در مطالعه حاضر مرز بین سازندهای گورپی - پابده بدلیل عدم ثبت زون زیستی CC26 به صورت وقفه زیستی یا ناپیوستگی پیشنهاد می‌شود.

کلمات کلیدی: پالئوژن، حادثه زیستی، کرتاسه، نانوفسیل‌های آهکی، زاگرس.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Study of sedimentary sequence of Gurpi Formation based on determination of bio-events of calcareous nannofossils in Harm section, Zagros

Saeedeh Senemari*

Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran.

Senemari2004@yahoo.com

Abstract

In this study, the sediments of the Gurpi Formation at Kuh-e Harm section located in south Ghir in the Fars Province investigated with regard to the calcareous nannofossils and biostratigraphy. In this section, Gurpi Formation with 153 m thickness mainly consists of marl and interlayers clay limestone. As a result, eight biozones of calcareous nannofossils *Aspidolithus parvus* Zone (CC18), *Calculites ovalis* Zone (CC19), *Ceratolithoides aculeus* Zone (CC20), *Quadrum sissinghii* Zone (CC21), *Quadrum trifidum* Zone (CC22), *Tranolithus phacelosus* Zone (CC23), *Reinhardtites levis* Zone (CC24), *Arkhangelskiella cymbiformis* Zone (CC25) of Sissingh (1977) zonation were detected. These zones correspond to the zones UC20a^{TP}-UC20b^{TP} to UC14^{TP} from Burnett (1998) zoning. According to the identified bio-zones, the age of the Gurpi Formation is early Campanian to early late Maastrichtian. In the present study, the boundary between Gurpi-Pabdeh formations is proposed as a biological hiatus or discontinuity due to the absence to record the CC26 zone.

Keywords: Paleogene, Bio-event, Cretaceous, Calcareous nannofossils, Zagros.

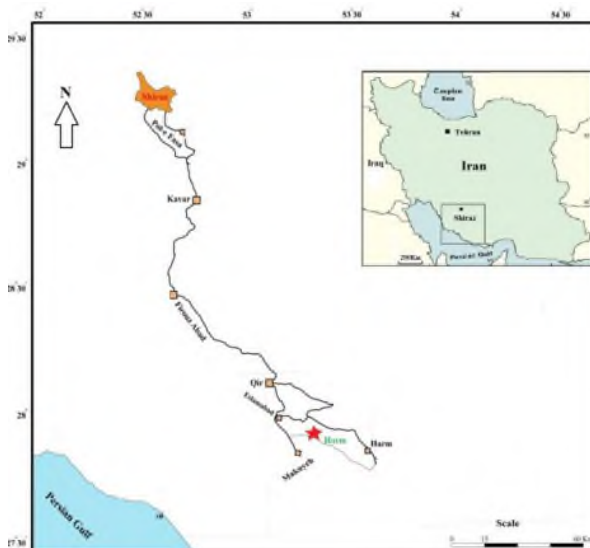


۱. مقدمه

حوضه رسوبی زاگرس جزو مهمترین و شناخته شده‌ترین پهنه‌های رسوبی ایران است که توالی‌های رسوبی مهم و با ارزشی در آن طی دوران‌های مختلف زمین‌شناسی ته‌نشست شده است. زون زاگرس به دلیل داشتن پتانسیل بالای ذخایر طبیعی از قبیل نفت و گاز از دیر باز مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان داخلی و خارجی بوده است [۱]. یکی از مهمترین سازندهای متعلق به دوران دوم، سازند گورپی است که گسترش زیادی در جنوب غرب ایران دارد [۲]. این سازند به دلیل دارا بودن استعداد سنگ منشأ مواد هیدروکربوری، دارای اهمیت اقتصادی است. از اینرو مطالعه حاضر از جمله مطالعاتی است که در راستای اهمیت نهشته‌های سازند گورپی صورت گرفته است که به منظور سنجایی و انجام زون بندی و مطالعات بیواستراتیگرافی مورد بررسی قرار گرفته است. الگوی تکاملی گروه نانوفسیلهای اهکی و گسترش وسیع جغرافیایی آنها در اقیانوس‌ها در تحقیقات مختلفی همچون زیست‌چینه‌نگاری و انجام عمل تطابق زیستی در مناطق مختلف اهمیت دارد. مطالعه سازند گورپی با در نظر گرفتن زون‌های زیستی، تعیین سن و چگونگی مرز آن با بخش تحتانی سازند پابده در این تحقیق مورد کاوش قرار گرفته است.

۱-۲. موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی برش مورد مطالعه

برش هرم در حدود ۱۴۵ کیلومتری جنوب شرق شیراز قرار دارد (شکل ۱). از نظر زمین‌شناسی برش هرم در پهنه فارس از زون ساختاری زاگرس قرار دارد. برای دسترسی به برش هرم، در مسیر جاده شیراز به فیروزآباد و سپس به سمت روستای هرم حرکت کرده، برش مورد مطالعه در سمت راست جاده و در موقعیت جغرافیایی $27^{\circ} 50'$ شمالی و $53^{\circ} 15'$ شرقی قرار دارد. در برش مورد مطالعه، سازند گورپی عمدتاً از رسوبات مارنی با ضخامت حدود ۱۵۴ متر تشکیل شده است. این سازند به صورت ناپیوسته بر روی سازند ایلام و همچنین در زیر سازند پابده قرار دارد.



شکل ۱: موقعیت برش هرم در جنوب شرق شیراز و راههای دسترسی به آن.

۲. روش مطالعه و تحقیق



در این تحقیق برای انجام مطالعات زیست چینه‌نگاری، از ضخامت ۱۵۴ متر توالی رسوبی، ۵۶ نمونه برداشت شد. نمونه‌ها با روش اسمیر اسلاید آماده سازی شد [۳]. اسلایدهای تهیه شده توسط میکروسکوپ پلاریزان با بزرگنمایی ۱۰۰۰ مورد مطالعه قرار گرفت.

۳. بحث

۳-۱. مطالعه بیواستراتیگرافی

در این تحقیق جهت انجام بیواستراتیگرافی از زون‌بندی سیسینگ [۴] و بارنت [۵] استفاده شد. در این مطالعه علامت اختصاری CC بیانگر کولیت‌های کرتاسه و علامت اختصاری UC بیانگر کرتاسه بالایی است. اولین ظهور و آخرین حضور گونه‌های شاخص به ترتیب با علامت اختصاری FO و LO نشان داده شده است (شکل ۲). در زیر به شرح زون‌های تعیین شده در سازند گورپی می‌پردازیم:

Aspidolithus parvus Zone (CC18)

بر اساس تعریف ارائه شده توسط سیسینگ [۴] این زون از ظهور گونه *Aspidolithus parvus* تا آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* تعریف می‌شود. در مطالعه حاضر، هر دو حادثه زیستی ثبت شد. بر اساس اولین ظهور گونه *Aspidolithus parvus* و سپس آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus*، زون CC18 با زون UC14 از زون‌بندی بارنت [۵] تطابق دارد. سن زون کامپانین پیشین و ضخامت آن حدود ۱۷ متر است.

Calculites ovalis Zone (CC19)

بر اساس تعریف ارائه شده توسط سیسینگ [۴] این زون از آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* تا ظهور گونه *Ceratolithoides aculeus* ادامه دارد. در این مطالعه حوادث زیستی اولین حضور گونه *C. aculeus* و آخرین حضور گونه *M. furcatus* مبین وجود این زون است. بازه زمانی این زون، اواخر کامپانین پیشین و ضخامت آن حدود ۲۰ متر است.

Ceratolithoides aculeus Zone (CC20)

بر اساس تعریف ارائه شده توسط سیسینگ [۴] این زون زیستی از ظهور گونه *C. aculeus* تا ظهور *Quadrum sissinghii* تعیین می‌شود. در برش مورد مطالعه اولین ظهور گونه *C. aculeus* و ظهور گونه *Q. sissinghii* ثبت شد. زون CC20 با زیرزون UC15b^{TP} از زون‌بندی بارنت [۵] مطابقت دارد. سن زون اواخر کامپانین پیشین و ضخامت آن ۱۶/۳ متر است.

Quadrum sissinghii Zone (CC21)

شناسایی این زون در برش مورد مطالعه بر اساس اولین ظهور گونه *Q. sissinghii* تا اولین ظهور گونه *Quadrum trifidus* انجام گرفته است. سن این زون اواخر کامپانین پیشین-کامپانین پسین و ضخامت آن حدود ۱۹ متر است. شاخص‌های زیستی این زون در هر دو طرح زون‌بندی یکسان است و لذا زون CC21 با زیرزون UC15c^{TP} از زون‌بندی بارنت [۵] تطابق دارد.

Quadrum trifidum Zone (CC22)

بر اساس تعریف ارائه شده توسط سیسینگ [۴] این زون از ظهور گونه *Q. trifidum* تا آخرین حضور گونه *Reinhardtites anthophorus* ادامه دارد [۶]. تعیین این زون بر اساس حوادث زیستی ظهور گونه *Q. trifidum* تا آخرین حضور گونه *R. anthophorus* است. سن زون اواخر کامپانین پسین است. زون مورد نظر با زیرزون UC15d^{TP} و بخش تحتانی زیرزون UC15e^{TP} از زون‌بندی بارنت [۵] مطابقت دارد. مرز UC15e^{TP}-UC15d^{TP} بعد از آخرین حضور گونه *L. grillii* و همزمان با اولین حضور گونه *Eiffellithus parallelus* تعیین می‌شود. ضخامت زون حدود ۳۲ متر است.

Tranolithus orionatus Zone (CC23)



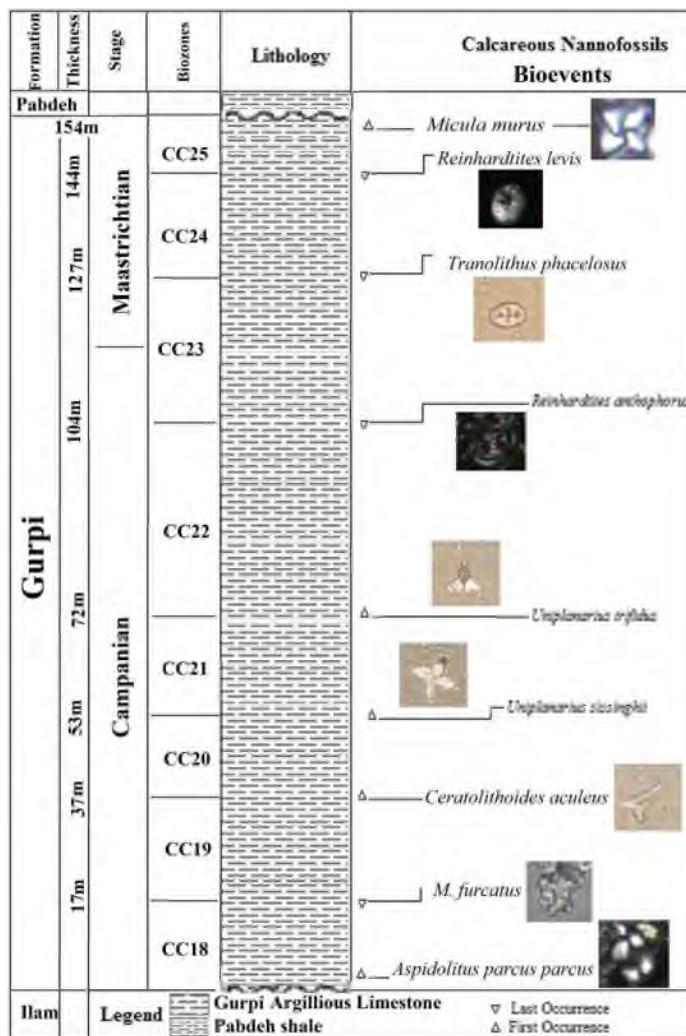
بر اساس تعریف ارائه شده توسط سیسینگ [۴] این زون از آخرین حضور گونه *R. anthophorus* تا آخرین حضور گونه *Tranolithus orionatus* ادامه دارد. بر اساس نظر سیسینگ [۴] آخرین حضور گونه *A. parvus constrictus* موجب تقسیم زون می‌شود. زون مورد مطالعه با بخش فوقانی زیرزون $UC15e^{TP}$ و نیز زون‌های $UC16-UC17$ از زون‌بندی بارنت [۵] مطابقت دارد. $UC16$ براساس آخرین حضور گونه *E. eximius* تا آخرین حضور گونه *A. parvus constrictus* و زون $UC17$ براساس آخرین حضور گونه *A. parvus constrictus* تا آخرین حضور گونه *T. orionatus* تعیین شد. سن زون اواخر کامپانین پسین/ماستریشترین پیشین و ضخامت آن حدود ۲۳ متر است.

Reinhardtites levis Zone (CC24)

بر اساس تعریف ارائه شده توسط سیسینگ [۴] زون مذکور از آخرین حضور گونه *T. phacelosus* تا آخرین حضور گونه *Reinhardtites levis* تعیین می‌شود [۶]. این زون با زون $UC18$ از زون‌بندی بارنت [۵] مطابقت دارد. حوادث زیستی در هر دو زون‌بندی سیسینگ [۴] و بارنت [۵] یکسان است. سن زون مورد مطالعه ماستریشتین پیشین و ضخامت زون ۱۷ متر است.

Arkhangelsiella cymbiformis Zone (CC25)

بر اساس تعریف ارائه شده توسط سیسینگ [۴] این زون بر اساس آخرین حضور گونه *R. levis* تا اولین ظهور گونه *Nephrolithus frequens* تعیین می‌شود [۶]. در برش مورد مطالعه گونه *N. frequens* ثبت نشد. از اینرو تعیین این زون از آخرین حضور گونه *R. levis* تا اولین حضور گونه *Micula murus* انجام شد. این زون با زون $UC19$ و زیرزون‌های $UC20a^{TP}-UC20b^{TP}$ از زون‌بندی بارنت [۵] تطابق دارد. سن زون آغاز ماستریشتین پسین و ضخامت آن حدود ۹/۵ متر است.



شکل ۲: نحوه پراگندگی گونه‌های شاخص و لیتواستراتیگرافی سازند گورپی در برش مورد مطالعه، زاگرس .

۳. نتیجه‌گیری

مطالعه نانوفسیل‌های آهکی در برش مورد مطالعه سبب شناسایی زون‌های *Aspidolithus parvus* Zone (CC18), *Calculites ovalis* Zone (CC19), *Ceratolithoides aculeus* Zone (CC20)- *Quadrum sissinghii* Zone (CC21)- *Quadrum trifidum* Zone (CC22)- *Tranolithus phacelosus* Zone (CC23)- *Reinhardtites levis* Zone (CC24/UC18)- *Arkhangelskiella cymbiformis* Zone (CC25) شد. براساس حوادث زیستی تعیین شده، بازه زمانی سازند گورپی از کامپانین پیشین تا آغاز ماسترشتین پسین پیشنهاد می‌شود. در مطالعه حاضر زیست‌زون CC26 در بخش فوقانی سازند گورپی ثبت نشد. لذا با توجه به عدم ثبت زون زیستی مذکور، مرز بین سازندهای گورپی و پابده در برش مورد مطالعه دارای ناپیوستگی زیستی است.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



منابع

- [1] Motiei, H., 2003. "Stratigraphy of Zagros, Treatise on the geology of Iran". Tehran, Iran, Geology Survey Press, 583 p.
- [۲] آقائباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- [۳] Bown, P. R., & Young, J.R., 1998. "Techniques"; In: Bown, P.R., (eds.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. Chapman and Hall, London, pp.16- 28.
- [4] Sissingh, W., 1977. "Biostratigraphy of cretaceous calcareous nannoplankton". Geologie En Minjbouw, 56, p. 37-65.
- [5] Burnett, J. A., 1998. "Upper Cretaceous". In: Bown, P.R. (eds.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy, British Micropalaeontological Society Publication Series. Chapman and Hall Ltd. Kluwer Academic Publisher, London, pp. 132-165.
- [6] Perch-Nielsen, K., 1985. "Mesozoic calcareous nannofossils". In: Bolli, H.M., et al. (eds.) Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, pp. 329-426.



معرفی زونهای زیستی رسوبات گذر سازند پابده-آسماری در بازه زمانی ائوسن- الیگوسن براساس نانوفسیل‌های آهکی در جنوب شرق شیراز

سعیده سنماری*

دانشیار دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران

Senemari2004@yahoo.com

چکیده

توالی رسوبی بازه زمانی پالئوژن در برش مظفری واقع در جنوب شرق شیراز مورد مطالعه قرار گرفت. این توالی رسوبی شامل رسوباتی از سازند پابده متشکل از رسوبات سنگی شیل و سنگ آهک رسی است که بدنبال آن رسوبات سازند آسماری متشکل از لیتولوژی سنگ آهک رسی و سنگ آهک قرار گرفته است. این رسوبات مجموعاً به ضخامت حدود ۲۲۷ متر مورد بررسی قرار گرفت. با مطالعه نمونه‌های اسمیر اسلاید، ۳۳ گونه از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شد. بر اساس تجمعات فسیلی همراه، چهار بیوزون NP20 تا NP23 در برش مورد مطالعه تعیین شد. زونهای شناسایی شده با زونهای CP15b تا CP17 نیز همخوانی دارد. بر اساس زونهای زیستی معرفی شده، بازه زمانی پیشنهادی برای توالی رسوبی مورد مطالعه از پریابونین تا روپلین است. در برش مورد مطالعه، مرز بین سازند های پابده و آسماری پیوسته است. تلفیق اطلاعات حاصل از مطالعه حاضر و مطالعات پیشین بر مبنای فرامینیفرها، بیانگر آن است که توالی رسوبی مورد مطالعه قابلیت تطابق با زیست زونهای فرامینیفرها را دارد.

کلمات کلیدی: پالئوژن، بیواستراتیگرافی، زاگرس، شیراز، نانوفسیل آهکی.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Investigation of bio-zones of sediments of Pabdeh-Asmari Formation in Eocene-Oligocene interval based on calcareous nannofossils in southeast of Shiraz

Saeedeh Senemari*

Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran.

Senemari2004@yahoo.com

Abstract

Paleogene sedimentary sequence was studied in Mozaffari section located in the southeast of Shiraz. This sedimentary sequence includes sediments from Pabdeh Formation consisting of shale and argillaceous limestone sediments, followed by Asmari Formation sediments consisting of argillaceous limestone and limestone. These sediments were examined with a total thickness of about 227 meters. By studying the slide smears, 33 species of calcareous nannofossils were identified. Based on fossil assemblages, four bio-zones NP20 to NP23 were identified in the studied section. The detected zones are also consistent with zones CP15b to CP17. Based on the introduced bio-zones, the proposed time interval for the studied sedimentary sequence is from Priabonian to Rupelian. In the studied section, the boundary between Pabdeh and Asmari formations is continuous. Combining the information obtained from the present study and previous studies based on foraminifera, indicates that the studied sedimentary sequence has the ability to adapt to the bi-zones of foraminifera.

Keywords: Biostratigraphy, Calcareous nannofossils, Paleogene, Shiraz, Zagros.



۱. مقدمه

حوضه رسوبی زاگرس از مهم‌ترین حوضه‌های زمین‌شناسی در ایران است که با دارا بودن ذخایر هیدروکربنی مورد توجه بسیاری از محققین قرار گرفته است [۱، ۲، ۳، ۴]. حوضه زاگرس در همه جا ویژگی‌های زمین‌ساختی یکسانی نداشته و از اینرو به زیرپهنه‌های لرستان، ایذه، فروبار دزفول، فارس و خوزستان تقسیم می‌شود [۵]. حرکات تکتونیکی تاثیر بسزایی در پسروری دریا در زمان ائوسن در آسیا داشته است به نحوی که آثار آن را می‌توان در توالی‌های رسوبی مانند سازند جهرم در جنوب ایران مشاهده کرد [۶]. این در حالی است که در همین زمان در برخی از مناطق دیگر زاگرس مانند فارس داخلی و خوزستان مکان‌هایی هنوز زیرآب قرار داشته و رسوبات پلاژیک سازند پابده را در خود نهشته می‌کرده است. سپس و بدنبال آن در زمان الیگوسن، رسوبات آهکی سازند آسماری در اثر کاهش عمق حوضه بر روی رسوبات سازند پابده قرار گرفت [۲] (شکل ۱). در نهایت هم بعد از اتمام رسوبگذاری و نهشتگی رسوبات سنوزوئیک، در اثر برخورد صفحه عربی به بلوک ایران مرکزی، کمر بند زاگرس با روند شمال غرب- جنوب شرق تشکیل شد [۶]. برش چینه‌شناسی مورد مطالعه از جمله نهشته‌هایی است که در زیر پهنه فارس از زون زاگرس قرار دارد. در این برش سازندهای پابده و آسماری بخوبی رخنمون دارد. برش الگوی پابده در تنگ پابده واقع در شمال میدان نفتی لالی به ضخامت ۷۹۸ متر مطالعه شده است [۷]. برش الگوی سازند آسماری نیز در تنگ گل ترش، واقع در ۵۰ کیلومتری جنوب شرقی مسجد سلیمان، در یال جنوبی تاقدیس آسماری قرار دارد. رسوبات پابده و آسماری در زاگرس توسط محققین مختلف نظیر [۷، ۸، ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۲]. در زمینه‌های مختلفی نظیر چینه‌نگاری زیستی و محیط رسوبی مورد مطالعه قرار گرفته است. در میان تحقیقات انجام شده که بر اساس مطالعه روزن‌بران است، از جمله مطالعات انجام شده، تفکیک زون‌ها توسط دانشیان و همکاران [۱۰] است. این محققین زمان رسوبگذاری سازند پابده در فارس داخلی را ائوسن پسین تا الیگوسن پیشین پیشنهاد دادند. آنها همچنین با توجه به شناسایی گونه‌های روزن‌بران، این بخش رسوبی را با زون ۵۲ (Turborotalia cerroazulensis-Hantkenina Assemblage) و (Zone/Priabonian) و (small Globigerina spp. Assemblage Zone/Rupelian) از زون‌بندی وایند [۷] قابل تطابق دانستند. در پژوهش حاضر، سعی شده است تا با مطالعه توالی رسوبی بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی، تعیین سن و تفکیک مرز سازندهای پابده و آسماری انجام پذیرد.

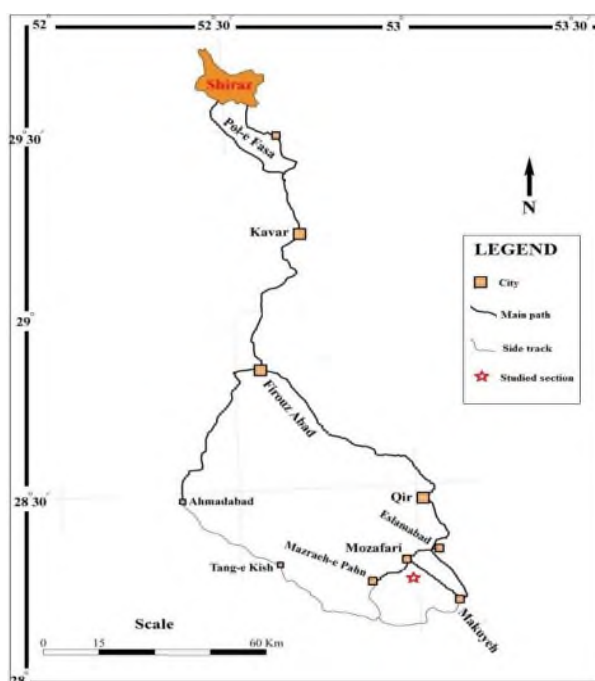


شکل ۱. گسترش چینه‌شناسی رسوبات در حوضه زاگرس در ترشیری از دوران سوم زمین‌شناسی (با کمی تغییرات از [۲]).



۱-۲. موقعیت جغرافیایی و راههای دسترسی برش مورد مطالعه

برش مظفری در حدود ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرق شیراز در کمربند چین‌خورده زاگرس قرار دارد (شکل ۲). برای دسترسی به برش مظفری، در مسیر جاده شیراز به خنج در سه راهی آسفالت به سمت روستای مظفری حرکت کرده، برش مورد مطالعه در موقعیت جغرافیایی $28^{\circ}14'$ شمالی و $53^{\circ}00'$ شرقی قرار دارد.



شکل ۲- موقعیت برش مظفری در جنوب شرق شیراز که با ستاره مشخص شده است.



شکل ۳- مرز رسوبات سازند پابده به آسماری در برش مورد مطالعه.



۲. روش مطالعه و تحقیق

در این تحقیق برای انجام مطالعات زیست‌چینه‌نگاری، تعیین سن نسبی در برش مورد مطالعه از ضخامت ۲۲۷ متر توالی رسوبی، ۱۰۰ نمونه برداشت شد. نمونه‌ها با روش اسمیر اسلاید آماده سازی شد [۱۳]. سپس با میکروسکوپ پلاریزان تحت مطالعه قرار گرفت. شناسایی گونه‌ها بر اساس رفرنس پرچ نیلسون [۱۴] انجام شد. زون‌های زیستی با زون‌های استاندارد جهانی مارتینی [۱۵] و اکادا و بوکری [۱۶] مورد مقایسه قرار گرفت. در این زون‌بندی‌ها علامت اختصاری NP بیانگر نانوپلانکتون‌های پالئوژن (NannoplanktonPaleogene) و علامت اختصاری CP بیانگر کوکولیت‌های پالئوژن (CoccolitesPaleogene) است.

۳. بحث

۳-۱. مطالعه تجمعات فسیلی و بیواستراتیگرافی

همراه با سایر گروه‌های فسیلی، از جمله مهم‌ترین فسیل‌ها برای انجام مطالعات تطابقی و بیواستراتیگرافی، نانوفسیل‌های آهکی است [۱۴، ۱۷]. گسترش جغرافیایی وسیع این گروه در تحقیقات مختلفی مانند مطالعات دیرینه‌شناسی و اکولوژی اهمیت دارد [۱۸، ۱۹، ۲۰، ۲۱]. با مطالعه رسوبات حاوی نانوفسیل‌های آهکی، مطالعات زیست‌چینه‌نگاری انجام شد. در مطالعه حاضر از رسوبات سازند پابده و بخش تحتانی سازند آسماری ۳۳ گونه از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شد. بر اساس اولین ظهور و آخرین حضور گونه‌های شاخص، زون‌بندی رسوبات مذکور انجام شد که منجر به تعیین چند بیوزون در توالی رسوبی مورد مطالعه شد.

۳-۱-۱. زون‌های زیستی معرفی شده در بخش فوقانی سازند پابده

Sphenolithus pseudoradians Zone /CP15b subzone

زون زیستی مورد مطالعه از ظهور گونه Sphenolithus pseudoradians تا آخرین حضور گونه Discoaster saipanensis/ Discoaster barbadiensis تعریف می‌شود. البته نظر می‌رسد که گونه S. pseudoradians نمی‌تواند شاخصی دقیق برای تعیین مرز تحتانی زون باشد [۱۵]. در مطالعه حاضر برای تعیین مرز تحتانی زون از آخرین حضور گونه Cribrocentrum reticulatum استفاده شد. در تحقیق حاضر، بدنال رخداد زیستی مذکور، ثبت آخرین حضور گونه D. saipanensis در متر ۴۲٫۶ مبین حد فوقانی زون NP20 بر اساس زون‌بندی مارتینی [۱۵] است. همچنین با توجه به ثبت آخرین حضور گونه D. barbadiensis در متر ۳۱٫۹۵ مرز فوقانی زیرزون CP15b از زون‌بندی اکادا و بوکری [۱۶] مشخص شد. بنابراین زون NP20 معادل با بخش فوقانی زیرزون CP15b است. مطابق با حوادث زیستی ذکر شده، ضخامت زون ۴۲٫۶ متر و زون تعیین شده نشان دهنده برهه زمانی ائوسن پسین (پریابونین) است. زون مطالعه شده بر اساس نانوفسیل‌های آهکی با زون ۵۲ طبق مطالعات انجام شده توسط دانشیان و همکاران [۱۰] از زون‌بندی وایند [۷] همخوانی دارد.

Ericsonia subdisticha Zone / CP16a - CP16b subzones

زون زیستی مورد مطالعه از آخرین حضور گونه D. saipanensis تا آخرین حضور گونه Ericsonia formosa ادامه دارد. این زون توسط مارتینی [۲۲] اصلاح شد. در مطالعه حاضر بر اساس ثبت آخرین حضور گونه‌های D. saipanensis (در متر ۴۲٫۶) و Ericsonia formosa (متر ۱۷۰٫۴)، زون Ericsonia subdisticha Zone مشخص شد. زون NP21، بر اساس ترتیب ثبت آخرین حضور گونه‌های D. barbadiensis، C. subdistichus، (در متر ۳۲) و E. formosa معادل با زیرزون‌های CP16a و CP16b طبق زون‌بندی اکادا و بوکری [۱۶] است. لذا بر اساس حوادث زیستی ذکر شده، ضخامت زون ۱۲۷٫۸ متر است. این زون معرف برهه



زمانی اواخر ائوسن پسین-لیگوسن پیشین (روپلین) است. در مطالعه حاضر، زون زیستی مطالعه شده بر اساس نانوفسیل‌های اهکی با زون ۵۴ از زون بندی وایند [۷] همخوانی دارد.

3-1-2. زون‌های زیستی معرفی شده در بخش تحتانی سازند آسماری

Helicosphaera reticulata Zone / CP16c subzone

زون زیستی مورد مطالعه از آخرین حضور گونه *E. formosa* تا آخرین حضور گونه *Reticulofenestra umbilica* ادامه دارد. این زون توسط مارتینی [۲۲] اصلاح شده است. بر اساس ثبت آخرین حضور گونه *E. formosa* (متر ۱۷۰,۴) تا آخرین حضور گونه *R. umbilica* (متر ۲۴۴,۹۵)، محدوده زون NP22 مشخص شد. در مطالعه حاضر، رخدادهای ثبت شده در زون بندی‌های مارتینی [۱۵] و اکادا و بوکری [۱۶] یکسان است. لذا، محدوده زونی تعیین شده در این مطالعه معادل با زیرزون CP16c از زون-بندی اکادا و بوکری [۱۶] است. بنابر این بر اساس حوادث زیستی ثبت شده ضخامت زون ۷۴,۵۵ متر و سن زون مبین بازه زمانی الیگوسن پیشین (روپلین) است. زون زیستی تعیین شده بر اساس نانوفسیل‌های اهکی با بخش فوقانی زون ۵۴ و بخش تحتانی زون ۵۷ از زون بندی وایند [۷] همخوانی دارد.

Sphenolithus predistentus Zone / CP17 Zone

زون زیستی مورد مطالعه از آخرین حضور گونه *Reticulofenestra umbilica* تا اولین ظهور گونه *Sphenolithus ciperoensis* ادامه دارد. البته در مطالعه حاضر، گونه *Sphenolithus ciperoensis* ثبت نشد. اما ثبت اولین ظهور گونه *S. distentus* در متر ۲۶۶,۲۵ انجام گرفت. ثبت حادثه زیستی اولین ظهور گونه *S. distentus* نشان دهنده حد فوقانی زون CP17 از زون بندی اکادا و بوکری [۱۶] است. بنابراین، در نتیجه مطالعه انجام شده، قسمت تحتانی زون NP23 و CP17 از بخش تحتانی سازند آسماری مشخص شد. بر اساس شاخص‌های زیستی تعیین شده ضخامت بخش انتهایی توالی رسوبی مورد مطالعه ۳۲ متر و سن محدوده مورد نظر الیگوسن پیشین (روپلین) است. زون زیستی تعیین شده بر اساس نانوفسیل‌های اهکی با بخش تحتانی زون ۵۷ طبق زون بندی وایند [۷] همخوانی دارد.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Formation		Amari		Pabdeh		This study		Thickness (m)		Sample No.		Nannofossils	
Stratigraphy columnal		Oligocene		Eocene		NP23/ CP17		NP22/ CP16c		NP21/ CP16a,b			NP20
Epoch		early Rupelian		late Eocene Priabonian		CP17		CP16c		CP16a		CP16b	
Stage		Rupelian		Priabonian		CP17		CP16c		CP16a		CP16b	
Biozonation of Martini (1971), Okada & Bukry (1980)		Spherulithus predentatus Zone		Helicosphaera reticulata Zone		Ercosmia subdisticha Zone		Spherulithus pseudovacuans Zone					
										227	100		
										255.6			
										244.95			
										191.7			
										181			
										170.4			
										149			
										42.6			
										32			
										21.3			
										10.65			
										1			

شکل ۳- پراکندگی و گسترش گونه‌های نانو فسیل‌های آهکی و لیتواستراتیگرافی برش مورد مطالعه در جنوب شرق شیراز.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Formation		Stratigraphy columnal	Epoch	Age	Stage	In this study Biozonation based on Martini (1971), Okada & Bukry (1980)	Thickness (m)	Sample No.	Biozonation based on Wynd (1965)		
Pabdeh	Asmari										
Pabdeh	Asmari		Oligocene	early	Rupelian	NP23	<i>Sphenolithus predistentus</i> Zone	CP17	227	100	<i>Nummulites vasculus-Nummulites intermedius</i> Assemblage Zone (57)
						NP22	<i>Helicosphaera reticulata</i> Zone	CP16c	255	244.9	
						NP21	<i>Ericsonia subdisticta</i> Zone	CP16b	191.7	181	
						NP20	<i>Sphenolithus pseudoradians</i> Zone	CP15b	170.4	149	
									42.6	32	
									21.3	10.65	<i>Turbostratia cerrocollensis</i> - <i>Hanikentina</i> Assemblage Zone (52)

شکل ۵. تطابق بین زون‌های زیستی معرفی شده بر اساس نانوفسیل‌های آهکی با زون‌های استاندارد بر اساس وایند [۷].



۴. نتیجه‌گیری

در مطالعه برش مظفیری واقع در جنوب شرق شیراز، تعداد ۳۳ گونه از گروه نانوفسیل‌های آهکی در سازند پابده تا آسماری شناسایی شد. مطابق با اولین و آخرین حضور گونه‌های شاخص، زون‌های زیستی NP20 تا NP23 از زون‌بندی مارتینی [۱۵] که قابل انطباق با زون‌های CP15b تا CP17 از زون‌بندی اکادا و بوکری [۱۶] است، تعیین شد. بر اساس زون‌های شناسایی شده، بازه زمانی مورد مطالعه از پریابونین تا روپلین پیشنهاد می‌شود. اطلاعات حاصل از این مطالعه و بررسی‌های پیشین، نشان از آن دارد که رسوب‌گذاری بخش فوقانی سازند پابده در زیر پهنه فارس داخلی در زمان پریابونین در اعماق بیشتر و رسوبگذاری بخش تحتانی سازند آسماری در زمان روپلین در شرایطی با کاهش عمق انجام شده است. بر اساس مطالعات انجام شده، مرز بین رسوبات سازند پابده به سازند آسماری بصورت پیوسته است.

منابع

- [1] Behbahani, R., Mohseni, H., Khodabakhshand, S., Atashmard, Z., 2010. Depositional environment of the Pabdeh formation (Paleogene) Elucidated from trace fossils, Zagros Basin, W Iran, 1st International Applied Geological Congress, 26-28 April, PP. 1004-1007.
- [2] James, G. A. and Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement area, AAPG Bulletin 49, 2182-2245.
- [3] Kamali, M.R., Fathi Mobarakabad, A., Mohsenian, E., 2006. Petroleum Geochemistry and Thermal Modeling of Pabdeh Formation in Dezful Embayment. Journal Science of University of Tehran JSUT 32(2): 1-11.
- [۴] Tabatabaei, H., Motamed, A., Soleimani, B., Kamali, M. R., 2012. Chemical Variation during Pabdeh Formation Deposition, Zagros Basin: Gurpi-Pabdeh-Asmari Boundaries determination and Paleoenvironmental Condition. J Geol Geosci 1(1):102. doi:10.4172/jgg.1000102
- [۵] آقابیاتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۳۲۸ ص.
- [۶] مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه‌شناسی زاگرس، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۵۳۶ ص.
- [۷] Wynd, J.G., 1965. Biofacies of Iranian Oil Consortium Agreement Area, Iranian Oil Company. Report no.1082, Unpublished.
- [۸] Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V., Vincent, B., 2010. Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh formations) SW Iran. Geological Society of London, Special Publications, 329: 219-263.
- [۹] Amin-Rasouli, H., Lasemi, Y., Ghomashi, M., & Zaheri, S., 2012. The Pabdeh -Asmari boundary facies in kuh e-Asmari section: Evidence for unconformable Ruplian-Chatian Boundary in Iran. Geosciences, 21(83): 59-66.
- [۱۰] دانشجویان، ج.، نوروزی، ن.، باغبانی، د.، آقابیاتی، ع.، ۱۳۹۱. زیست چینه نگاری نهشته‌های الیگوسن و میوسن زیرین (سازندهای پابده، آسماری، گچساران و میشان) بر اساس روزن‌بران در جنوب باختر جهرم، در فارس داخلی، فصلنامه علوم زمین، ۲۱(۸۳): ۱۵۷-۱۶۶.
- [۱۱] آهی فر، ا.، کنی، آ.، امیری بختیار، ح.، ۱۳۹۴. بیواستراتیگرافی نانوفسیلهای آهکی سازند پابده در تاق‌دیس گورپی. فصلنامه علوم زمین. ۲۴(۹۵): ۱۰۷-۱۲۰.
- [۱۲] سنماری، س.، ۱۳۹۷. بررسی گذر پابده به آسماری بر اساس زیست‌چینه‌نگاری نانوفسیل‌های آهکی در یال شمال‌شرقی تاق‌دیس گورپی، استان خوزستان. پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب‌شناسی، ۳۴(۱): ۱۹-۳۰.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



- [۱۳] Bown, P.R., Young, J.R., 1998. Techniques. In: Bown, P.R., (ed.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, pp.16-28.
- [۱۴] Perch-Nielsen, K., 1985. Cenozoic Calcareous Nannofossils. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B., Perch-Nielsen, K. (eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, 427-554
- [۱۵] Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. In: Farniacci, A. (ed.), *Proceedings, 2th International Conference on Planktonic Microfossils*. Rome, Italy. Edizioni Tecnoscienza, 2: 739-785.
- [۱۶] Okada H. and Bukry D. 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Marine Micropaleontology*, 5(3): 321-325
- [۱۷] Melinte M. 2004. Calcareous nannoplankton, a tool to assign environmental changes. *Proceedings of Euro-EcoGeoCentre, Romania*, pp.1-8
- [۱۸] Bralower T.J. 2002. Evidence of surface water oligotrophy during the Paleocene-Eocene thermal maximum: Nannofossil assemblage data from Ocean Drilling Program Site 690, Maud Rise, Weddell Sea. *Paleoceanography*, 17 (2): 1-12
- [۱۹] Zachos J.C. Wara M.W. Bohaty S. Delaney M.L. Petrizzo M.R. Brill A. Bralower T.J. and Premoli-Silva I. 2003. A transient rise in tropical sea-surface temperature during the Paleocene–Eocene thermal maximum. *Science*, 302: 1551–1554
- [۲۰] Villa G., Persico D. 2006. Late Oligocene climatic changes: Evidence from calcareous nannofossils at Kerguelen Plateau Site 748 (Southern Ocean). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 231: 110–119
- [۲۱] Villa G. Fioroni C. Pea L. Bohaty S.M., Persico D. 2008. Middle Eocene–late Oligocene climate variability: Calcareous nannofossil response at Kerguelen plateau, Site 748. *Marine Micropaleontology*, 69:173–192
- [۲۲] Martini, E. 1970. Standard Palaeogene calcareous nannoplankton zonation. *Nature*, 226: 560–561.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



بازوپایان دونین پسین (فامنین) برش روکرد (شمال غرب کرمان)

طیبه احمدی*

استادیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور

t.ahmadi@pnu.ac.ir

چکیده

در ۷۴ کیلومتری جنوب غرب شهرستان رفسنجان (استان کرمان) رخنمون‌هایی از نهشته‌های سیلیسی-کربناتی به سن دونین وجود دارند. این نهشته‌ها به طور عمده از آهک، ماسه سنگ، آهک مارنی-ماسه ای و دولومیت تشکیل شده‌اند. مجموعه‌ای گوناگون شامل بیست و سه جنس و گونه از بازوپایان از مطالعه این نهشته‌ها شناسایی گردید که عبارتند از:

Cyrtospirifer sp., *Cyrtospirifer* gr. minor (Gurich, 1903), *Athyris* sp., *Athyris* cf. *concentrica* (v. Buch, 1834), *Athyris* tau (Nalivkin, 1937), *Productella* subaculeata (Murchison, 1840), ?*Nigerinoplica* sp., ?*Desquamatia* (*Desquamatia*) sp., *Rgausia* crassiplicatus (Brice 1971), *Araratella* sp., *Cranaena* cf. *riguaxi* (Brice, 1988), *Crurithyris* cf. *inflata* (Schnur, 1853), *Composita* sp., *Schizophoria* sp., *Strophodonta* sp., *Eobrachythyris* sp., *Cleiothyridina* reticulate (Girty, 1990), *Leptagonia* sp. (Dalman, 1828), *Cyrtospirifer* aff. *schelonicus* (Nalivkin, 1941), *Centrorhynchus* charakensis (Brice 1967), *Sphenospira* julii (Dehée, 1929), *Rugosochonetes*? sp., *Voiseyella* sp.

بر اساس ارزش زیست‌چینه‌ای این بازوپایان، سن دونین پسین (فامنین) را می‌توان برای رخنمون مورد بررسی در نظر گرفت.

کلمات کلیدی: بازوپایان، کرمان، رفسنجان، فامنین.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Late Devonian (Famennian) brachiopods from the Rukerd section (Northeast Kerman)

Tayebeh Ahmadi*

Assistant Professor, Department of geology, Payame Noor University (PNU)

t.ahmadi@pnu.ac.ir

Abstract

There are outcrops of Devonian carbonate-siliclastic deposits, 74 km south west of Rafsanjan city (Kerman province). The deposits mainly are composed of limestones, sandstones, sandy-marly limestones and dolomites. A high diversity of brachiopods have been recovered from the deposits including: *Cyrtospirifer* sp., *Cyrtospirifer* gr. minor (Gurich, 1903), *Athyris* sp., *Athyris* cf. *concentrica* (v. Buch, 1834), *Athyris* tau (Nalivkin, 1937), *Productella* *subaculeata* (Murchison, 1840), ?*Nigerinoplica* sp., ?*Desquamatia* (*Desquamatia*) sp., *Rgausia* *crassiplicatus* (Brice 1971), *Araratella* sp., *Cranaena* cf. *riguaxi* (Brice, 1988), *Crurithyris* cf. *inflata* (Schnur, 1853), *Composita* sp., *Schizophoria* sp., *Strophodonta* sp., *Eobrachythyris* sp., *Cleiothyridina* *reticulate* (Girty, 1990), *Leptagonia* sp. (Dalman, 1828), *Cyrtospirifer* aff. *Schelonicus* (Nalivkin, 1941), *Centrorhynchus* *charakensis* (Brice 1967), *Sphenospira* *julii* (Dehé, 1929), *Rugosochonetes*? sp., *Voiseyella* sp. Brachiopods show a late Devonian (Famennian) age for the studied section.

Keywords: Brachiopoda, Kerman, Rafsanjan, Famennian.



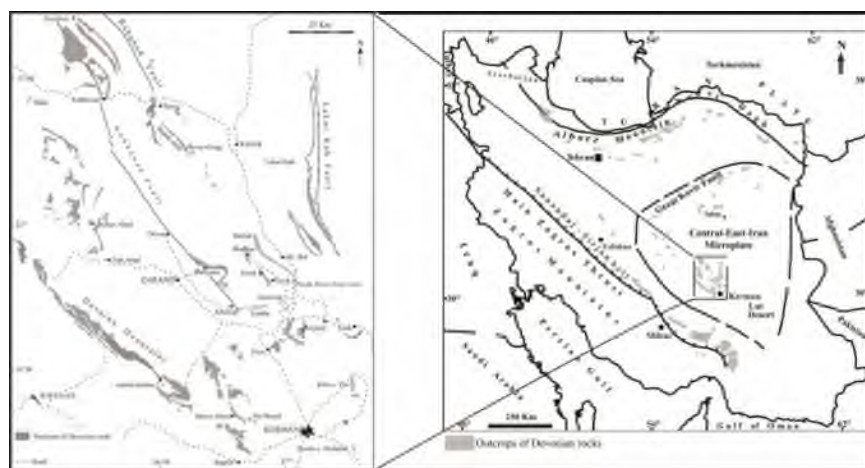
۱. مقدمه

استان کرمان از مناطقی است که در آن نهشته‌های پالئوزوئیک به ویژه سری‌های دونین پسین از گسترش قابل ملاحظه‌ای برخوردارند (شکل ۱). این نهشته‌ها عموماً در شمال و شمال غرب کرمان گسترده شده‌اند و بخشی از منطقه کرمان-طبس را تشکیل می‌دهند که از نظر زمین‌ساختاری بخشی از میکروپلیت مرکز-شرق ایران می‌باشند. نهشته‌های دونین پسین عمدتاً از آهک‌های فسیل‌دار همراه با میان‌لایه‌هایی از شیل، ماسه سنگ، مارن و دولومیت (معادل سازندهای بهرام و شیشتو) تشکیل شده و سرشار از انواع سنگواره‌های ماکروفسیل و میکروفسیل از جمله براکیوپودها، کرینئوئیدها، مرجان‌ها، کنودونت‌ها و ماهی‌ها می‌باشند. بازوپایان پالئوزوئیک نقش اساسی در انطباق چینه‌شناسی، تفسیر محیط رسوبی دیرینه و بازسازی پالئوبیوژئوگرافی نهشته‌های پالئوزوئیک به ویژه در محیط‌های کم‌عمق دارند [۱]. تنوع و غنای این گروه فسیلی در نهشته‌های دونین، موجب توجه پژوهشگران و مطالعه آنها گردیده است که از آن جمله می‌توان به مطالعات [۲]، [۳]، [۴]، [۵] و [۶] اشاره نمود. در پژوهش حاضر یک برش چینه‌شناسی از نهشته‌های دونین پسین در شمال غرب کرمان انتخاب و بر اساس بازوپایان مطالعه گردیده است.

۲. بحث

۲-۱. روش مطالعه

به منظور معرفی بازوپایان و تعیین سن منطقه مورد مطالعه، جمع‌آوری بازوپایان در محل رخنمون انجام و نمونه‌ها در داخل کیسه‌های پلاستیکی که بر روی آنها مشخصات لایه و محل برداشت درج شده بود، قرا‌د داده شد. در برداشت صحرائی ضمن جمع‌آوری بازوپایان اطلاعات مورد نیاز از جمله مشخصات سنگ‌شناسی، بافت و ساخت‌های رسوبی نیز برداشت شد. برای آماده‌سازی و تمیز کردن بازوپایان جمع‌آوری شده از رسوبات چسبیده، ابتدا آنها را با آب گرم و توسط یک برس کوچک شستشو داده تا گرد و غبار و رسوبات نرم از آنها جدا گردند. سپس با استفاده از مته کوچک، رسوبات سخت را جدا نموده و در انتها مجدداً آنها را با آب گرم شستشو داده تا رسوبات اضافی از آنها جدا گردند.



شکل ۱. پراکندگی نهشته‌های دونین در استان کرمان (اقتباس از [5] با تغییرات).



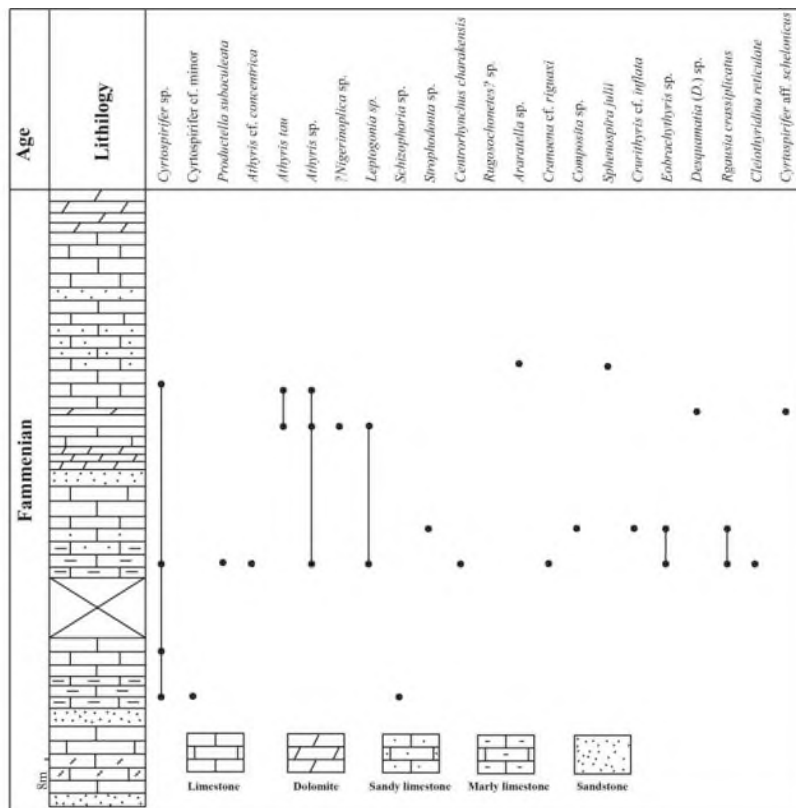
۲-۲. موقعیت جغرافیایی و راه دسترسی به منطقه:

برش روکرد در ۷۴ کیلومتری جنوب شرق شهرستان رفسنجان در نزدیکی دهکده روکرد واقع شده است. ناحیه مورد مطالعه از نظر زمین ساختاری بخشی از میکروپلیت مرکز-شرق ایران است (شکل ۱) و از آهک‌های ماسه‌ای، دولومیت، آهک و آهک مارنی تشکیل شده است. راه اصلی دستیابی به این برش از طریق جاده‌ای است که پس از طی ۴۷ کیلومتر از جاده اصلی رفسنجان کرمان جدا شده و به روستاهای خانامان و بی بی حیات می‌رسد.

۲-۳. زیست چینه نگاری

بیست و سه جنس و گونه از بازویان در برش مورد مطالعه شناسایی گردیده است (شکل ۲) که عبارتند از:

Cyrtospirifer sp., *Cyrtospirifer* gr. minor (Gurich, 1903), *Athyris* sp., *Athyris* cf. *concentrica* (v. Buch, 1834), *Athyris* tau (Nalivkin, 1937), *Productella* *subaculeata* (Murchison, 1840), ?*Nigerinoplica* sp., ?*Desquamatia* (*Desquamatia*) sp., *Rgausia* *crassiplicatus* (Brice 1971), *Araratella* sp., *Cranaena* cf. *riguaxi* (Brice, 1988), *Crurithyris* cf. *inflata* (Schnur, 1853), *Composita* sp., *Schizophoria* sp., *Strophodonta* sp., *Eobrachythyris* sp., *Cleiothyridina* *reticulate* (Girty, 1990), *Leptagonia* sp. (Dalman, 1828), *Cyrtospirifer* aff. *Schelonicus* (Nalivkin, 1941), *Centrorhynchus* *charakensis* (Brice 1967), *Sphenospira* *julii* (Dehée, 1929), *Rugosochonetes*? sp., *Voiseyella* sp.



شکل ۲. نمودار پراکنندگی بازویان در برش مورد مطالعه.



مجموعه فسیلی فوق بیانگر سن فامنین برای برش مورد مطالعه است. گزارش‌های متعددی از تعلق این بازوپایان به نهشته‌های فامنین ایران و نواحی مختلف جهان وجود دارد. گونه *Centrorhynchus charakensis* دامنه سنی برابر فامنین پیشین- پسین دارد [۷، ۸، ۹، ۱۰]. این گونه از نهشته‌های فامنین سازند جیروود در البرز خاوری، ناحیه چاه ریسه اصفهان و سازند هجدک در کرمان گزارش شده است [۶، ۱۱، ۱۲]. جنس *Eobrachthyris* از رسوبات فامنین شمال آفریقا، افغانستان، فرانسه و شمال گندوانا معرفی شده است [۱۲، ۱۳، ۱۴]. در ایران گونه‌های این جنس به عنوان فسیل شاخص از نهشته‌های فامنین بالایی و استرونین نواحی کرمان، انارک و چاه ریسه اصفهان گزارش شده‌اند. جنس *Cleiothyridina* دامنه سنی دونین فوقانی- پرمین دارد [۱۵] اما گونه‌های آن در ایران از نهشته‌های فامنین فوقانی- استرونین نواحی کرمان، انارک و چاه ریسه گزارش شده‌اند. گونه *Cleiothyridina reticulate* از لایه‌های فامنین کرمان شناسایی شده است [۲]. گونه‌های *Athyris concentrica* و *Athyris tau* تاکنون از نهشته‌های فامنین و استرونین البرز و چاه ریسه اصفهان گزارش شده‌اند [۱۲، ۱۶]. از میان رنکونلیدها جنس *Araratella* شاخص پسین ترین بخش اشکوب فامنین در جهان است. این جنس بهترین راهنما برای uppermost Famennian در اوراسیا است [۱۷]. گونه *Araratella moresnetensis* به همراه گونه *Sphenospira julii* نیز از پسین ترین بخش فامنین شمال غرب فرانسه و جنوب بلژیک گزارش شده است [۱۷].

۳. نتیجه‌گیری

مطالعه بازوپایان منطقه روکرد منجر به شناسایی بیست و سه جنس و گونه از بازوپایان گردید. بر مبنای ارزش چینه شناسی گونه‌های مذکور سن برش مورد مطالعه فامنین (دونین پسین) تعیین گردید.

منابع

- [1] Zong, P., Xueping M., Jinzhuang X., Xiaochi, J. 2016. Comparative study of Late Devonian (Famennian) brachiopod assemblages, sea level changes, and geo-events in northwestern and southern China, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 298-316.
- [2] Dastanpour, M. 1990. The Devonian stratigraphy of Kerman, southeast central Iran. Unpublished PhD Thesis, University of Bristol, 234 pp.
- [3] Dastanpour, M. 1998. Study on Upper Devonian brachiopods of Northeast of Baghin-Kerman, *J. Sci. Univ. Tehran*, 24 (1). 13-27.
- [4] Brice, D., Mistiaen, B. & Rohart, J., 1999. New data on the distribution of brachiopods, Rugose corals and stromatoporids in the Upper Devonian of Central and Eastern Iran, paleogeographic implications, *Ann. Soc. Geol. du Nord*, 7, pp. 21 – 32.
- [5] Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N. & Karimi Bavandpur, A., 2002- Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part I. Southeastern Iran, *Acta Geologica Polonica*, V. 52, No. 2, pp. 129-168
- [۶] کبریایی، م. ر.، ۱۳۸۱. بیواستراتیگرافی رسوبات دونین پسین (فرازین) در ایران مرکزی (کرمان، اصفهان، طبس) بر اساس بازوپایان، پایان نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، ۲۸۴ صفحه.
- [7] Djafarian, M.A. & Brice, D., 1973- Biostratigraphie des brachiopods dans le Famennian Supérieur de la Isfahan (Iran central), *Mise en evidence de la zone d'Etroeungt*, C. R. Acad. Sc. Paris, 276 (2), pp. 2125- 2128
- [8] Gaetani, M., 1965- The geology of the Upper Djadjrud and Lar valleys (North Iran), II paleontology, brachiopods and Molluscs from Geirud Formation, Member A (Upper Devonian and Tournasian), *Riv. Ital Paleont.*, 71 (3), pp. 679 - 770.



[9] Moore, R. C., 2002- Treatise on invertebrate paleontology, Part (H) brachiopoda, V (1 - 2), The Geological Society of America, Inc. and the University of Kansas press, 2320P.

[10] Sartenaer, P. & Plodowski, G., 2003- Reassessment of the Strunian genus *Araratella* ABRAHAMIAN, PLODOWSKI & SARTENAER 1975 in the northern Gondwanaland (Rhynchonellida, Brachiopoda), Cour. Froesch. - Inst. Senckenberg, V. 242, pp. 329 - 348.

[۱۱] کبریایی، م. ر.، ۱۳۸۸. زیست زون بندی سازند جیرود در البرز خاوری (منطقه دامغان) براساس بازوپایان، مجله علوم زمین، سال هجدهم، شماره ۷۱، ۳۰-۱۹.

[12] Jafarian, M. A., 2000- Late Devonian index brachiopoda of north- east Esfahan in correlation with other regions, J. Sci. I. R. Iran, 11 (3), pp. 221- 231.

[13] Brice, D., 1971- Etude paleontologique et stratigraphique du Devonian de L Afghanistan, Contribution A La connaissance des brachiopods et des polypiers rugueux, 364P.

[14] Nicollin, J.P. & Brice, D., 2000- Systematics, biostratigraphy and biogeography of four famennian Spiriferid Brachiopods from Morocco, Laboratoire de Geologie. Faculte Libre des Sciences, Cedex France.

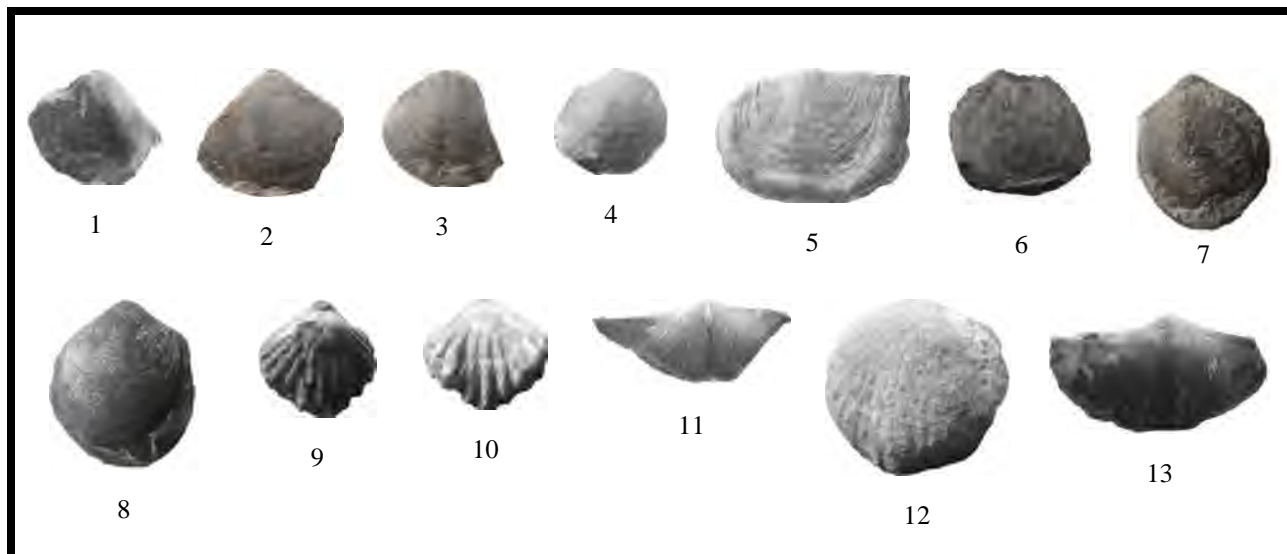
[15] Moore, R.C. (ed.), 1965. Treatise on Invertebrate paleontology , part H, Brachiopoda, Vol. 1-2, The Geological Society of America, Inc. and the University of Kansas press. 927 pp.

[16] Brice, D., Jenney, J., Stampfli, G. & Biggy, F., 1978- Le Devonian de l Elburz oriental: Stratigraphie, paleontologie (brachiopods et brozoariess), Paleogeographie, Riv. Ital Paleont., 84 (1), pp. 1 - 56.

[17] Mottequin, B. and Brice, D., 2016. Upper and uppermost Famennian (Devonian) brachiopods from north-western France (Avesnois) and southern Belgium, Geologica Belgica 19/ 1-2, 121-134.

پیوست

Plate 1



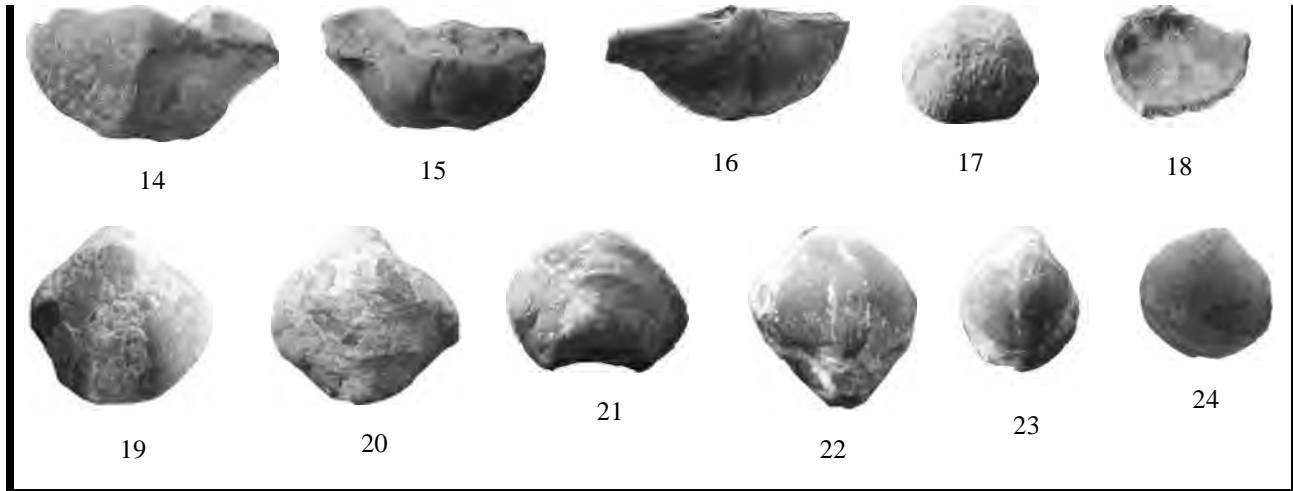
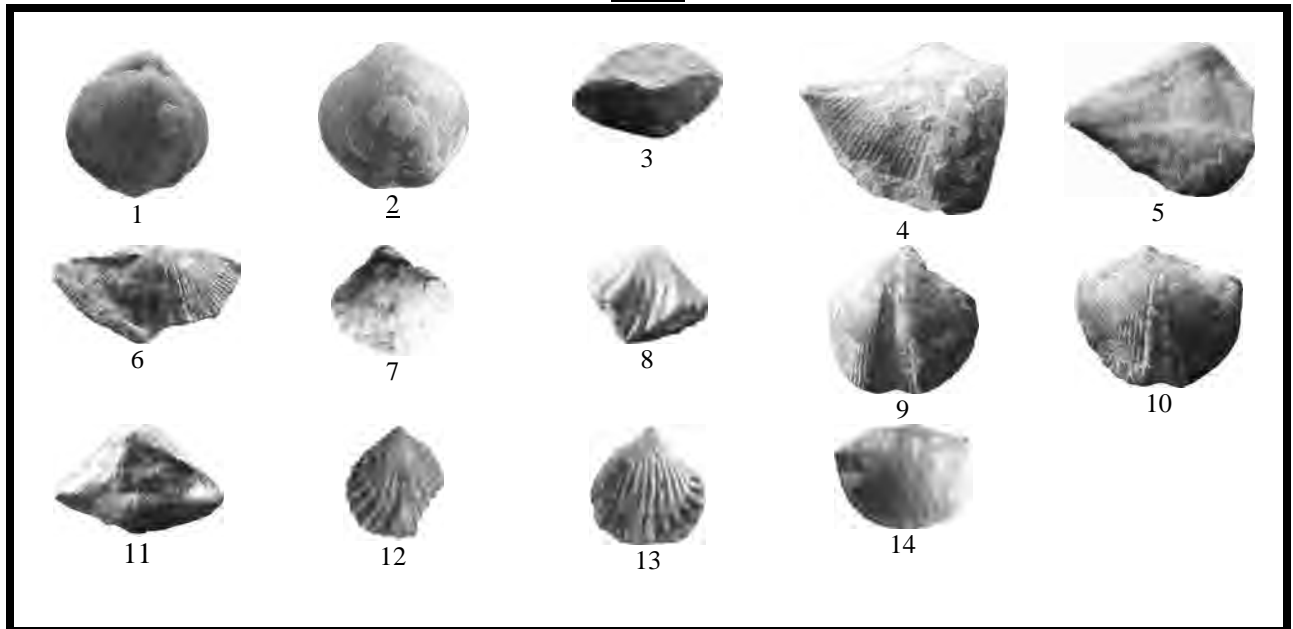


Plate 1. 1-3. *Cleiothyridina reticulata*, side view of three shell, ventral views ; 4. *Schizophoria* sp., dorsal view; 5. *Leptagonia* sp., Dorsal voev; 6. *Strophodonta* sp., dorsal view; 7, 8. *Crurithyris* cf. *inflata*, ventral and dorsal views; 9, 10. *Centrorhynchus charakensis*, dorsal and ventral views; 11. *Cyrtospirifer* aff. *Wesgensis*, ventral view; 12. *Spinoatryripina* sp., dorsal view; 13. *Eobrachythyris* sp., ventral view; 14, 15. *Sphenospira julii*, dorsal and ventral views; 16. . *Cyrtospirifer* sp., ventral view; 17, 18. *Productella subaculeata*, dorsal and ventral views; 19-22. *Athyris* cf. *concentrica*, ventral, dorsal, anterior and posterior views; 23-25. *Athyris* sp., ventral and dorsal views; All *1

Plate 2



1-3.. *Athyris tau*, dorsal, ventral and anterior views; 4. 5. *Cyrtospirifer* aff. *Schelonicus*, dorsal and posterior views; 6. *Cyrtospirifer* aff. *Wesgensis*, dorsal view; 7.-8. *Centrorhynchus* sp. Dorsal and ventral views 9-11. *Rgausia crassiplicatus*, ventral, dorsal and anterior views; 12-13. *Araratella* sp., dorsal and ventral views; 14. *Rugosochonetes?* sp. All* 1



مطالعه پالئوایکنولوژی فلیش‌های ائوسن در برش گدار عرب (غرب رفسنجان)

طیبه احمدی*

استادیار، گروه زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور

t.ahmadi@pnu.ac.ir

چکیده

رسوبات فلیش ائوسن غرب رفسنجان در برش گدار عرب مورد مطالعه قرار گرفت. فلیش‌ها در این ناحیه از سه افق مختلف (زیرین، میانی، بالایی) تشکیل شده‌اند. نهشته‌های افق میانی از نظر رسوب‌شناسی هتروژن بوده و بیشتر از کالک آرنایت‌های دانه ریز، ماسه سنگ‌های دانه ریز، گری‌وک و فلدسپاتیک‌گری‌وک تشکیل شده‌اند. هشت اثر گونه در نهشته‌های تخریبی و کربناتی افق میانی شناسایی شد که عبارتند از *Planolites beverleyensis* (Billings), *Planolites isp.*, *Ophiomorpha rudis* (Książkiewicz), *Thalassinoides suevicus* (Rieth), *Palaeophycus tubularis* (Hall), *Nereites irregularis* (Schafhäütl), *Scolicia strozzii* (Savi & Meneghini), *Squamodictyon tectifforme* (Sacco).

آثار فسیلی ذکر شده بر اساس ویژگی‌های مورفولوژیکی در قالب ۳ گروه غیر رسمی طبقه‌بندی شدند.

کلمات کلیدی: ایکنوفسیل، ائوسن، فلیش، رفسنجان.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Paleoichnology of Eocene Flysch in Godar-e-Arab section (West of Rafsanjan)

Tayebeh Ahmadi*

Assistant Professor, Department of geology, Payame Noor University (PNU)

t.ahmadi@pnu.ac.ir

Abstract

The Eocene marine flysch deposits in Godar-e-Arab (western Rafsanjan) has been studied. The Eocene flysch in this region were composed of three (lower, middle, upper) horizons. The middle horizon is sedimentologically more heterogeneous and is mostly composed of fine-grained calcarenites, fine-grained sandstones, greywackes and feldspathic greywackes. Eight trace fossils have been identified in carbonate and clastic middle horizon including: *Planolites beverleyensis* (Billings), *Planolites* isp., *Ophiomorpha rudis* (Książkiewicz), *Thalassinoides suevicus* (Rieth), *Palaeophycus tubularis* (Hall), *Nereites irregularis* (Schafhäütl), *Scolicia strozzii* (Savi & Meneghini), *Squamodictyon tectifforme* (Sacco). The ichnofauna are divided into three informal morphological groups.

Keywords: Ichnofossil, Eocene, Flysch, Rafsanja



۱. مقدمه

اثرات فسیلی ابزاری مفید برای مطالعات نهشته‌های دریایی [۱] و معرف مناسبی از محیط‌های رسوبی می‌باشند [۲]. به کمک آنها می‌توان تغییرات شوری، عمق و انرژی محیط یا موقعیت ساحل را تعیین نماییم [۳، ۴، ۵]. آنها مدارک معتبری برای منشا گروه‌های اصلی، ارتباطات غذایی و تفسیر محدود عملکرد بر اساس مواد اسکلتی حفظ شده می‌باشند. آنالیز تجربه‌ای و مشاهده‌ای سازندگان اثرهای فسیلی بسیار پیچیده است [۶].

توصیف این ساخت‌های زیستی به ابتدای قرن نوزدهم بر می‌گردد [۷، ۸]، هر چند که شرح سیستماتیک آثار فسیلی تا حدود یک قرن بعد عملاً آغاز نشد [۹]. تقسیم بندی رفتاری آثار فسیلی توسط سیلاخر [۱۰] و مطالعات بعدی [۱۱، ۱۲] مبنای اصولی برای ازدیاد تعداد مطالعات ایکنوفسیل‌ها در محیط‌های امروزی و رسوبات دیرینه گشت. مطالعه پیوسته دریاها عمیق امروزی و رسوبات شلف در پروژه Deep Sea Drilling نیز منجر به ارائه دیدگاه‌های تازه در رابطه با ارتباط بین شرایط محیطی و فسیل‌های اثری و در نتیجه توسعه مفاهیم ایکنوفابریک و بافت زیست‌نهادی شد [۱۳، ۱۴، ۱۵].

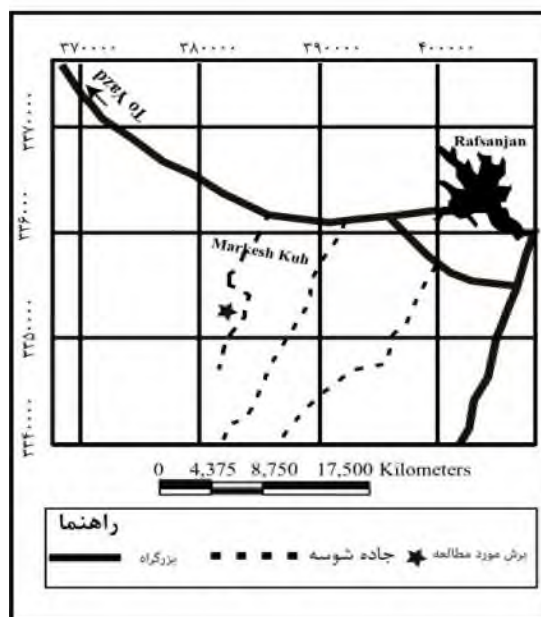
رسوبات توربیدیتی محل مناسبی برای ثبت آثار فسیلی هستند. بیشترین تنوع آثار فسیلی در نهشته‌های توربیدیتی ائوسن به ثبت رسیده است که از دلایل آن می‌توان به تکامل ایکنوفوناها و وجود برخی فاکتورهای پالئواکولوژیکی نظیر شرایط الیگوتروفیک محیطی [۱۶، ۱۷] ناشی از افزایش دمای آب‌های عمیق، اشاره نمود [۱۸، ۱۹].

نهشته‌های فلیش ائوسن در غرب رفسنجان از گسترش خوبی برخوردار بوده و از سه واحد مجزا (زیرین، میانی و پسین) تشکیل شده‌اند. فلیش‌ها به طور عمده شامل کالک آرنایت‌های دانه ریز، میکریت‌های سیلتی، گری‌وک و فلدسپاتیک گری‌وک و نهشته‌های توربیدیتی هستند [۲۰]. این مجموعه از نظر تقسیمات زمین‌شناسی متعلق به کمپلکس بحر آسمان به سن ائوسن می‌باشد. این کمپلکس بخشی از کمر بند ماگمایی ارومیه-دختر (نوار آتشفشانی دهج-ساردوئیه) است. در این پژوهش یک برش چینه‌شناسی از نهشته‌های توربیدیتی واحد میانی فلیش‌های ائوسن واقع در ۲۵ کیلومتری غرب شهرستان رفسنجان مورد مطالعه پالئواکولوژی قرار گرفته است.

۲. بحث

۱-۲. روش تحقیق

در این پژوهش یک برش چینه‌شناسی از توربیدیت‌های غرب رفسنجان جهت جمع‌آوری، آماده‌سازی و شناسایی اثر فسیل‌ها انتخاب و نمونه برداری گردید (شکل ۱). در برداشت صحرایی با مشاهده دقیق مشخصات ایکنولوژیکی و اطلاعات رسوب‌شناسی نظیر شکل، اندازه و نحوه حفظ شدگی ایکنوفسیل‌ها نسبت به سطح لایه، بافت‌های رسوبی، ساخت‌های رسوبی، طبیعت لایه‌ها و مشخصات سطح تماس بین لایه‌ها و گسترش جانبی لایه‌ها یادداشت گردید. به منظور بررسی دقیق خواص مورفولوژیکی ایکنوفسیل‌ها، نمونه‌های جمع‌آوری شده پس از انتقال به آزمایشگاه با آب و برس ظریف شستشو داده شدند. نمونه‌ها پس از غبارزدایی بر پایه ویژگی‌های ریخت‌شناسی گروه‌بندی و سپس با استفاده از منابع در دسترس شناسایی و توصیف شدند.



شکل ۱- نقشه موقعیت و راه ارتباطی با برش مورد مطالعه.

۲-۲. سیستماتیک اثر فسیل‌ها

تعداد هشت اثر فسیل در برش مورد مطالعه شناسایی و توصیف گردید. ایکنوفسیل‌ها بر مبنای الگوی [۲۱] به سه گروه شکلی تقسیم شدند. همه نمونه‌های نامبرده شده و به تصویر کشیده شده در بخش زمین‌شناسی دانشگاه پیام نور مرکز رفسنجان نگهداری می‌شوند.

الف- ساختارهای ساده و منشعب

SIMPLE AND BRANCHED STRUCTURES

Ichnogenus Planolites Nicholson [22]

Planolites beverleyensis Billings [23]

Pl. 1, Fig. 2

توصیف: این اثر فسیلی نسبتاً بزرگ از دالان‌هایی مستقیم یا کمی پیچ در پیچ بدون انشعاب و استوانه‌ای شکل با سطحی صاف تشکیل شده است [۲۴]. قطر لوله‌ها بین ۳ تا ۴ میلی‌متر و طول دالان‌ها بین ۳ تا ۷ سانتی‌متر متغیر می‌باشد. دالان‌ها با موادی متفاوت از سنگ میزبان پر شده‌اند که نشان می‌دهد توسط موجود حفار پر شده‌اند.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



ملاحظات: پلانولیتس یک اثر فسیلی بدون پوشش یا آستر است و پرشدگی کانال توسط موجود حفار انجام می‌شود لذا معمولاً پرشدگی از رسوبات اطراف متفاوت است. پلانولیتس یک کانال تغذیه‌ای است که توسط رسوب خوارن اندوبنتیک نظیر کرم‌های polychaetes ایجاد می‌شود [۲۴، ۲۵]. این ایکنوجنس در نهشته‌های پرکامبرین تا عهد حاضر گسترش دارد [۲۶].

Planolites isp.

توصیف: این اثر فسیلی دارای ساختمان هیپیکنیال و ایپ ایکنیال است و به صورت استوانه‌ای شکل، مستقیم تا ماندی است. عرض ایکنوفسیل ۳ میلی متر است. ملاحظات: به علت حفظ شدگی ضعیف نمونه‌ها توصیف دقیق امکان پذیر نمی باشد.

Ichnogenus Ophiomorpha Lundgren [27]

Ophiomorpha rudis Książkiewicz [28]

Pl. 1, Fig. 5

توصیف: این اثر فسیل ساختمان اندایکنیال و اگزایکنیال دارد. سیستم حفاری به صورت لوله‌ای برجسته و ساده، مستقیم، استوانه‌ای شکل و افقی بوده و بر روی سطح آن دانه‌های ریز دیده می‌شود. مقطع عرضی دالان بیضوی است. قطر دالان یک سانتی متر است.

ملاحظات: *Ophiomorpha rudis* یک دالان domichnial پس از رسوبگذاری (post-depositional) است که توسط سخت پوستان میگو مانند ایجاد شده است که قادرند از محیط‌های عمیق تا بسترهای ماسه‌ای تغذیه کنند [۲۹].

Ichnogenus Thalassinoides Ehrenberg [30]

Thalassinoides suevicus Rieth [31]

Pl. 1, Fig. 7

توصیف: سیستمی از دالان‌هایی استوانه‌ای شکل غالباً افقی و بزرگ با شاخه‌هایی کم و بیش منظم T یا Y شکل که قطر دالان در محل انشعاب بیشتر است. انشعابات دوگانه رایج تر از انشعابات T شکل هستند [۳۲].

ملاحظات: تالاسینوئیدز ساختار تغذیه‌ای و سکونت سخت پوستان دکاپود در نظر گرفته می‌شود. این اثر در محیط‌های دریایی کم عمق [۳۳] تا نهشته‌های فلیش و توربیدیتی نواحی ژرف [۳۴، ۳۵] دیده می‌شود.

Ichnogenus Palaeophycus Hall [36]

Palaeophycus tubularis Hall [36]

Pl. 1, Fig. 3

توصیف: این اثر فسیلی به صورت تونل‌هایی استوانه‌ای شکل افقی یا کمی خمیده با سطحی صاف یا دارای تزئینات در سطح زیرین طبقه دیده می‌شود. پرشدگی بدون ساختار و جنس آن مشابه رسوبات میزبان است.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



ملاحظات: این اثر فسیلی در بسیاری از محیط‌های دریایی و غیر دریایی دیده می‌شود و توسط کرم-های رسوب خوار یا شکارچی بوجود می‌آید [۲۵].

ب- ساختارهای پیچ‌پیچ و ماندری

WINDING AND MEANDERING STRUCTURES

Ichnogenus Nereites Macleay [37]

Nereites irregularis Schafhäütl [38]

Pl. 1, Fig. 1

توصیف: یک گونه *Nereites* نسبتاً کوچک، ماندری، اندایکنیال یا ایپاکنیال و به صورت تمام برجسته که از یک بخش مرکزی و نازک و لوب‌های کناری متشکل از نهشته‌های دوباره حمل شده با حفظ شدگی ضعیف تشکیل شده است [۳۹]. بخش مرکزی به طور ترجیحی از حفظ شدگی بالاتری برخوردار است و در برخی نمونه‌ها مقدار جزئی بالاتر است. پرشدگی بخش مرکزی رنگ روشن تری نسبت به سنگ میزبان دارد که نشان می‌دهد ساختار پرشدگی نامعلوم به صورت ریب‌های عرضی ظاهر شده است [۳۹].

ملاحظات: *Nereites* یک اثر چرای (Pascichnion) است و احتمالاً توسط موجودات رسوب خوار کرمی شکل ایجاد شده است [۴۰].

Ichnogenus Scolicia, De Quatrefages [41]

Scolicia strozzii Savi & Meneghini [42]

Pl. 1, Fig. 4

توصیف: این اثر فسیل به صورت برجستگی دوتیکه‌ای هیپیکنال مستقیم یا ماندری سفت تشکیل شده است. یک شیار میانی دو تیکه برجستگی را از هم جدا کرده است. بخش‌های برجسته و شیار میانی در مقطع عرضی به صورت کمائی شکل هستند. عرض، بلندی و نسبت عناصر مورفولوژیکی در یک نمونه با نمونه دیگر متفاوت است [۲۱].

ملاحظات: این ایکنوتاکسون در حقیقت قالب شیاری است که پس از شسته شدن دالان *Scolicia* توسط فرسایش تشکیل شده است. *S. strozzii* در چینه‌های کم عمق تولید شده است [۴۳].

ج- ساختارهای مشبک

Networks

Squamodictyon Vialov & Golev [44]



Squamodictyon tectiforme Sacco [45]

Pl.1, Fig. 6

توصیف: Squamodictyon یک اثر فسیل تپیک گرافوگلیپتید است که از شبکه‌ای منظم از مش‌های فلس مانند گرد تشکیل شده است. اندازه مش‌ها حدود ۴ تا ۵ میلی متر و عرض رشته‌ها کمتر از ۱ میلی متر است. این ایکنوفسیل از نهشته‌های کرتاسه و فلیش‌های ترشیاری گزارش شده است [۴۶]. Squamodictyon نسبت به Paleodictyon از پیچیدگی بیشتری برخوردار است.

۳. نتیجه‌گیری

توالی رسوبات فلیش ائوسن در ۲۵ کیلومتری غرب رفسنجان مورد مطالعه قرار گرفت. هشت اثر فسیل در این نهشته‌ها شناسایی گردید که بر اساس ویژگی‌های ریخت‌شناسی در ۳ گروه شکلی طبقه‌بندی شدند.

منابع

- [1] Bromley, R.G. & Uchman, A., 2003. Trace fossils from the Lower and Middle Jurassic marginal marine deposits of the Sorhat Formation, Bornholm, Denmark, *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 52, 185–208.
- [2] Knaust D. & Bromley R. (eds). 2012. Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments. *Developments in Sedimentology* 64. 924pp.
- [3] Ekdale, A.A., Bromley, R.G., Pemberton, S.G., 1984. Ichnology: the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy. *SEPM Short Course* 15, 1 – 317.
- [4] MacEachern, J.A. and Burton, J.A. 2000. Firmground Zoophycos in the Lower Cretaceous, Viking Formation Alberta: a distal expression of the Glossifungites ichnofacies. *Palaios*, 15, 387–398.
- [5] Gingras, M.K., MacMillan, B., Balcom, B.J. and Saunders, T., 2002. Using magnetic resonance imaging and petrographic techniques to understand the textural attributes and porosity distribution in *Macaronichnus* burrowed sandstone. *Journal of Sedimentary Research* 72, 552–558.
- [6] Plotnick, R.E. 2012. Behavioral biology of trace fossils, *Paleobiology* 38(3), 459–473.
- [7] Brongniart, A. T., 1823. Observations sur les Fucoids. *Soc. d'Hist. Natur. Paris, Mem.* 1, 301-320.
- [8] Drawin, W., 1838. On the formation of the mould, *Geological Society of London, Proceedings* 2, 574-576.
- [9] Richter R., 1927. Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer, ein Überblick über ihre biologischen Grundformen und deren geologische Bedeutung. – *Paläontologische Zeitschrift*, 9(2), 193-240, 4 Taf.; Stuttgart.
- [10] Seilacher, A. 1953. Studien zur palichnologie. I. Über die methoden der palichnologie. *Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie. Abhandlungen* 96, 421-452.
- [11] Schäfer, W. 1962. Actuo-Paläontologie nach Studien der Nordsee. 666 S., 277 Abb., 36 Taf.; Frankfurt (Waldemar Kramer).
- [12] Reineck, H.E., Gutmann, W.F. & Hertweck G., 1967. Das Schlickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter Schelfablagerungen. - *Senckenbergiana*, 49: 261-309, 15 Abb. 2 Tab.; Frankfurt a. M.



- [13] Griggs, G. B., Carey, A. G., Kulm L. D. 1969. Deep-sea sedimentation and sediment-fauna interaction -in Cascadia Channel and on Cascadian Abyssal Plain. - Deep-Sea Research 16(2), 157- 70.
- [14] Ekadle, A.A., 1977. Abyssal trace fossils in worldwide Deep Sea Drilling Project. In: Crimes, T.P. & HARPER, J.C. (Hrsg.): Trace fossils 2. - Geological Journal, Special Issue, 9, 139-182, 1 Abb., 3 Taf.; Liverpool.
- [15] Larson, D.W. & Rhoads, D.C., 1983. The evolution of infaunal communities and sedimentary fabrics. In Biotic Interactions in Recent and Fossil Communities, ed. M.J.S. Tevesz and P.L. McCall, New York: Plenum Press, pp. 627–648.
- [16] Uchman, A., 1999. "Ichnology of the Rhenodanubian Flysch (Lower Cretaceous–Eocene) in Austria and Germany", *Beringeria*, 25, p. 67–173.
- [17] Uchman, A., 2004. "Phanerozoic history of deep-sea trace fossils. In: McIlroy, D. (Ed.), The application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis", Geological Society, London, Special Publication, 228, p. 125–139.
- [18] Brass, G.W., Southam, J.R., Peterson, W.H., 1982. "Warm saline bottomwater in the ancient ocean", *Nature*, 296, p. 620–623.
- [19] Shackleton, N.J., 1986. "Paleogene stable isotope events", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 57, p. 91–102
- [20] Dimitrijevic, M. D., Dimitrijevic, M. N., Djordjevic, M., 1971. "Geological map of Rafsanjan (1/100000)", Geology survey of Iran, sheet b7150.
- [21] Uchman, A., 1995. Taxonomy and palaeoecology of flysch trace fossils: The Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy), *Beringeria*, 15, 1-115.
- [22] Nicholson, H. A., 1873. Contributions to the study of the errant annelids of the older Palaeozoic rock. *Proc. R. Soc. London* 21, 288-290. [also: *Geol. Mag.*, 10, 309-310].
- [23] Billings, E., 1862. New species of fossils from different parts of the lower, Middle and Upper Silurian rocks of Canada. In: *Palaeozoic Fossils, volume I (1861-1865)*. Geological Survey of Canada, Dawson Brothers, Montreal, 96-168.
- [24] Pemberton, S.G., Frey, R.W., 1982. Trace fossil nomenclature and the Planolites–Palaeophycus dilemma, *Journal of Paleontology*, 56, p. 843–881.
- [25] Alpert S.P., 1975. Planolites and Skolithos from the Upper Precambrian-Lower Cambrian, White-Inyo Mountains, California, *Journal of Paleontology* 49, 508–521.
- [26] Häntzschel, W., 1975. Trace fossils and problematica. In Teichert C. (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part W, Miscellanea, Supplement I*. Geological Society of America and University of Kansas Press, Colorado, Boulder: W1-269.
- [27] Lundgren, B., 1891. Studier of Ver fossilforande losa block (In Swedish). *Geologiska Foreningeni Stockholm Forhandlingar* 13, 111-121.
- [28] Książkiewicz, M., 1977. Trace fossils in the Flysch of the Polish Carpathians. *Palaeontologia Polonica* 36, 1-208.
- [29] Uchman A. 2009. The Ophiomorpha rudis ichnosubfacies of the Nereites ichnofacies: Characteristics and constraints. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 276: 107-119.

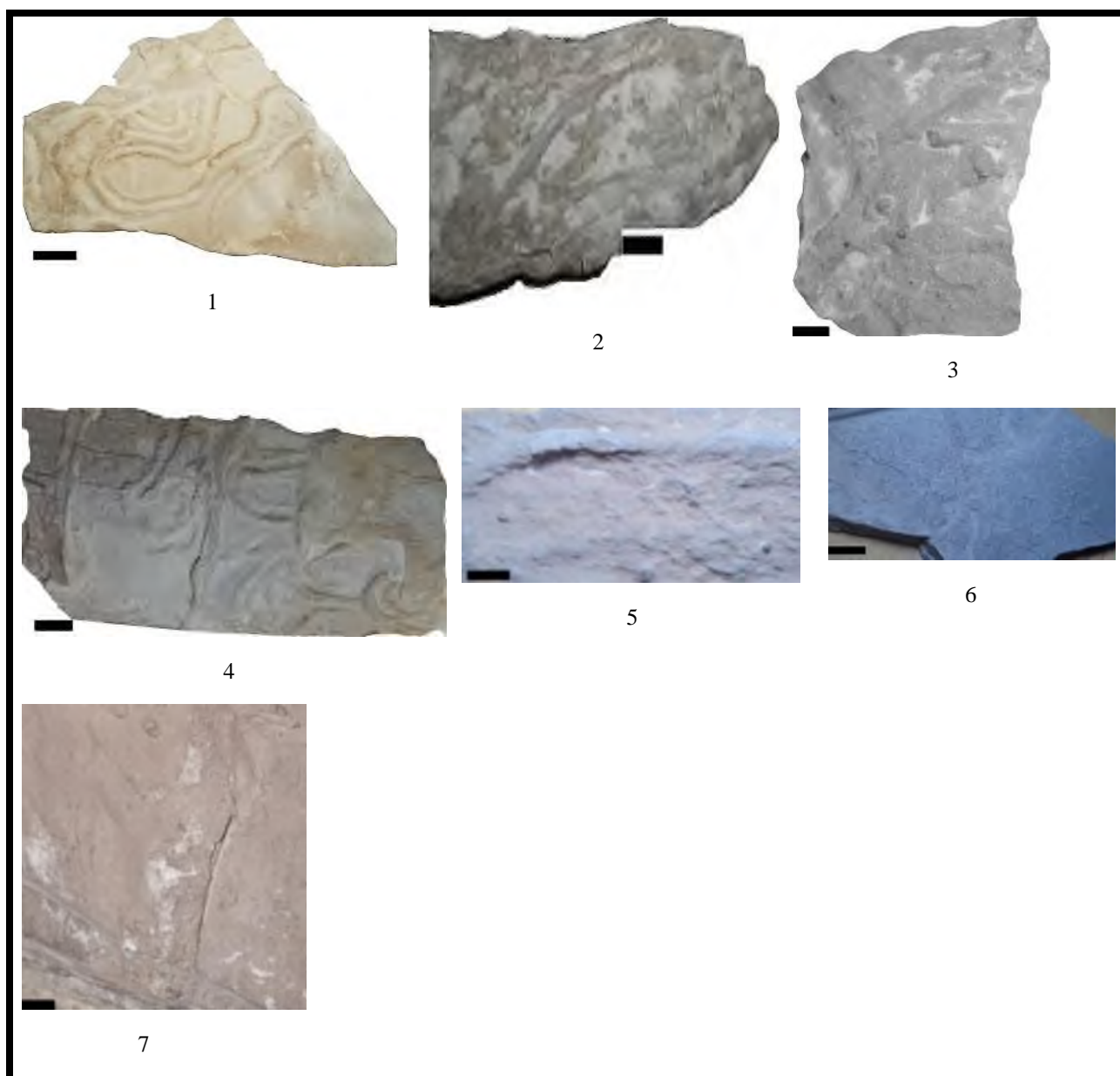


- [30] Ehrenberg, K., 1944. Ergänzende Bemerkungen zu den seinerzeit aus dem Miozaan von Burgschleinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse. *Palaontologische Zeitschrift* 23, 354-359.
- [31] Rieth, A., 1932. Neue Funde spongeliomorpher Fucoiden aus dem Jura Schwabens. *Geologische und Palaontologische Abhandlungen, Neue Folge* 19, 257-294.
- [32] Howard, J.D. and Frey, R.W. (1984). Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 21, 200–219.
- [33] Carvalho CND, Viegas PA, Cachao M., 2007. Thalassinoides and its producer: populations of Mecochirus buried within their burrow systems, Boca do Chapim Formation (Lower Cretaceous), Portugal, *Palaos*, 22, 104–109.
- [34] Shultz, M.R., Hubbard, S.M., 2005. Sedimentology, stratigraphic architecture, and ichnology of gravity-flow deposits partially ponded in a growth-fault-controlled slope minibasin, Tres Pasos Formation (Cretaceous), southern Chile, *Journal of Sedimentary Research*, 75, 440-453.
- [35] Tunis, G., Uchman, A., 1996. Trace fossils and facies changes in Cretaceous – Eocene flysch deposits of the Julian Prealps (Italy and Slovenia): consequences of regional and world wide changes, *Ichnos*, 4, 169-190.
- [36] Hall, J., 1847. *Paleontology of New York*, vol. 1. Containing descriptions of organic remains of the Lower Division of the New York System (equivalent to the Lower Silurian rocks of Europe). C. van Benthuysen, Albany, State of New York, 338 p.
- [37] MacLeay, W. S., 1839. Note on the Annelida. In: Murchison, R. I. (ed.), *The Silurian System. Part II: Organic Remains*. Murray, London, pp. 699-701.
- [38] Schafhautl, K. E., 1851. *Geognostische Untersuchungen des stidbayerischen Alpengebirges*. Literarisch-artistische Anstalt München, 208 pp.
- [39] Uchman A., Janbu N. E. & Nemeč W., 2004. Trace fossils in the Cretaceous–Eocene flysch of the Sinop–Boyabat Basin, central Pontides, Turkey; *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 74, 197–235.
- [40] Mangano, M.G., Buatois, L.A., Maples, C.G. and West, R.R. (2000). A new ichnospecies of Nereites from Carboniferous tidal-flat facies of eastern Kansas, USA: Implications for the Nereites- Neonereites debate. *Journal of Paleontology*, 74, 149–157.
- [41] Quatrefages, M. A. de, 1849. Note sur la Scolicia prisca (A. de Q.) annelide fossile de la Craie. *Annales des Sciences Naturelles*, 3 Serie, Zoologie 12, 265-266.
- [42] Savi, P. & Meneghini, G. G., 1850. Osservazioni stratigrafiche e paleontologiche concernenti la geologia della Toscana e dei paesi limitrofi. Appendix. In: Murchison, R. I., *Memoria sulla struttura geologica delle Alpi, degli Apennini e dei Carpazi*. Stemparia Granuciale, Firenze, pp. 246-528.
- [43] Uchman, A., 1998. Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: A revision of the Marian Książkiewicz collection and studies of complementary material. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 68, 105-218.
- [44] Vialov, O. S. & Golev, B. T., 1960. K sistematike Paleodictyon. (In Russian). *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 134, 175-178.
- [45] Sacco, F., 1886. Impronte organiche dei terreni terziari del Piemonte. *Atti della Reale Accademie delle Scienze di Torino* 21, 297-348.
- [46] Seilacher, A., 1977. Pattern analysis of Paleodictyon and related trace fossils. In Crimes T.P. & Harper J.C. (eds), *Trace fossils 2*. *Geological Journal, Special Issue*, 9: 289-334.



پیوست

PLATE 1



1) *Nereites irregularis*, 2) *Planolites beverleyensis*, 3) *Palaeophycus tubularis*, 4) *Scolicia strozzii*, 5) *Ophiomorpha rudis*, 6). *Squamodictyon tectiforme*, 7) *Thalassinoides suevicus*, Scale bar: 1 cm



رخساره‌های تبخیری سازندهای آسماری و پابده (شاتین و آکویتانین) در زاگرس چین خورده و رورانده

علی دباغ*

دانشجوی دکتری از دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، شاغل در شرکت ملی نفت ایران/ بخش عملیات مدیریت فنی/ مناطق نفتخیز جنوب،
ali.dabbagh@yahoo.com

چکیده

در این پژوهش ردیف‌هایی از نهشته‌های تبخیری (بخش کلهر از سازند آسماری) سولفات-کلسیم و هالایتی دارای ضخامت و گسترش جغرافیایی قابل قیاس با سازند گچساران در سازندهای کربناته آسماری و شیلی مارنی پابده به سن الیگوسن و میوسن (شاتین تا آکویتانین) مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. این تبخیری‌ها در زیر-حوضه کلهر (یکی از سه زیر-حوضه فردیپ زاگرس در شاتین تا آکویتانین) در مرکز فردیپ حوضه فرلند زاگرس، در زاگرس چین خورده و رورانده در جنوب باختر ایران قرار دارند. زیر-حوضه کلهر بخش‌هایی از ایالات چین‌های لرستان و خوزستان را در بر گرفته و در آنسوی مرز عراق نیز گسترش داشته به گونه‌ای که تبخیری‌های سازند زیبان (معادل بخش کلهر) را در آن سوی مرز تشکیل داده‌اند. در این پژوهش برش چین‌های مورد مطالعه از برش سطحی کوه آسماری آغاز و پس از گذر از میدان نفتی زیلایی و برش سطحی کاسته ماست به میدان نفتی چنگوله ختم می‌گردد. مطالعات انجام شده در این پژوهش نشان می‌دهند که بخش تبخیری کلهر از سازند آسماری از تبخیری‌های سولفات کم ژرفا در دزفول شمالی به لامینایت‌های هالایتی و سولفات‌های کلسیم ژرف توده‌ای در لرستان تغییر رخساره داده‌اند. این نهشته‌های تبخیری در زمان‌های افت نسبی سطح آب دریا و آیزوله شدن فردیپ زاگرس و متعاقباً زیر-حوضه‌های آن در شرایط آب و هوایی گرم و خشک استوایی در اثر تبخیر سطحی از یک شورابه اشباع از نمک تشکیل شده‌اند. این تبخیری‌ها معرف چهار جایگاه رسوبی تبخیری هستند که در یک پلتفرم تبخیری جای گرفته در زیر سطح اساس دریا نهشته شده‌اند. در این پلتفرم تبخیری بیست لیتوفاسیس مربوط به چهار جایگاه تبخیری شامل دریاچه‌ای، پلتفرم سولفات-کلسیم، شیب پلتفرم و ژرف تشخیص داده شده‌اند. این تبخیری‌های پلتفرمی حوضه پهن معادل امروزی نداشته و از دیدگاه جایگاه تکتونیکی معادل و قابل مقایسه با تبخیری‌های حوضه پهن مسینین مدیترانه، و همچنین تبخیری‌های حوضه پهن دریای احمر در میوسن هستند.

کلمات کلیدی: بخش کلهر، الیگوسن و میوسن، زاگرس چین خورده و رورانده، پلتفرم سولفات-کلسیم، حوضه فرلند زاگرس



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Evaporite Facies of Chattian and Aquitanian Asmari and Pabdeh Formations in the Zagros Fold-Trust Belt

Ali Dabbagh *

PHD postgraduate in Islamic Azad University of Tehran (Science and Research Branch), and senior geologist in NIOSC

ali.dabbagh@yahoo.com

Abstract

In this investigation Ca-sulphate and halite successions (Kalhur Member of Asmari Formation) with considerable thickness and geographical distribution were studied in the Oligocene and Miocene (Chattian and Aquitanian) Asmari carbonate and Papdeh marl and shale Formations. These successions situate in Kalhur sub-basin (one of the three distinctive Zagros foredeep sub-basins during Chattian and Aquitanian) in the center of the Zagros foreland basin foredeep in the Zagros fold-trust belt, SW Iran. The Kalhur sub-basin contains Khuzestan and Lurestan provinces in the Zagros fold-trust belt and is extended beyond Iraq border in which Dhiban Formation evaporates were formed. In this investigation studied stratigraphic transect begins from Kuh-E Asmari (surface section) and after passing Zeloil oil field and Kaste Mast surface section is terminated to Changuleh oil field. Probes have shown that Kalhur Member from Asmari Formation contains shallow Ca-sulphates in the North Dezful which changes laterally into deep massive halite and sulphates facies in the Lurestan. These accumulations were formed during relative sea-level changes during isolation of the Zagros foredeep and its sub-basins in hot and dried tropical setting from surface evaporation and saline saturation. These evaporates have introduced four evaporite depositional settings in which placed in an evaporite platform below subsea-level. In this platform twenty lithofacies types belonging to lacustrine, shallow platform, slope and basin were recognized. These basinwide evaporates don't have recent equivalents and from tectonic setting point of view are comparable with Miocene Messinin basinwide evaporates in the Mediterranean, and also basinwide evaporates of Red Sea in the Miocene.

Keywords: Kalhur Member, Oligocene and Miocene, Zagros Fold-Trust Belt, Ca-sulphate platform, Zagros foreland basin



۱. مقدمه

سنگ‌های کربناته پلتفرمی سازند آسماری به سن الیگوسن و میوسن (روپلین تا بوردیگالین) در زاگرس چین خورده و روراند در جنوب باختر ایران، و همچنین ردیف‌های سنگی معادل آن در کشورهای عربی همجوار در شمال خاور پلتفرم عربی به عنوان ذخایر و مخازن مهم هیدروکربنی خاورمیانه شهرت دارند. سازند آسماری تحت عنوان کربنات‌های پلتفرمی حاشیه‌ای فردیپ زاگرس [۳۳] از مرز کشور عراق آغاز و پس از گذر از رشته کوه‌های زاگرس و خلیج فارس تا دریای عمان گسترش دارد. از این رو به دلیل پتانسیل‌های هیدروکربنی فراوان تا کنون پژوهش‌های گسترده‌ای بر روی سنگ‌های کربناته و آواری این سازند در ایران انجام گرفته است [به عنوان نمونه: ۱، ۵، ۷، ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۷، ۲۴، ۲۱، ۲۵، ۲۶، ۳۲]. باید اشاره نمود که این سازند نه تنها از کربنات‌های پلتفرمی حاشیه‌ای تشکیل یافته بلکه ردیف‌های بسیار ضخیم و ستبری از سنگ‌های آواری (با نام بخش ماسه‌سنگ اهواز در خوزستان و خلیج فارس) و گچی نمکی (عضو تبخیری کلهر) نیز در آن یافت می‌شود [۴، ۱۰، ۱۱، ۱۹، ۳۳]. ردیف‌های تبخیری سازند آسماری در نواحی لرستان، تنگه هرمز و حتی خلیج فارس (به عنوان نمونه جزایر سیری و ابوموسی) نیز قابل رویت هستند [۴، ۱۹، ۳۳]. همانگونه که بیان گردید مطالعات بسیاری بر روی رسوبات کربناته و آواری این سازند صورت گرفته، اما تا کنون توجهی به ماهیت و چگونگی تشکیل توالی‌های بسیار ضخیم تبخیری متشکل از چند صد متر حالایت (میدان نفتی چنگوله و میدان سیری) و ژبیس (شاتین و آکویتانین) به عنوان نمونه در نواحی تنگه هرمز و ایالات چینه‌ای ایلام و خوزستان در بخش‌های میانی و زیرین کربنات‌های سازند آسماری و همچنین ردیف‌های تبخیری در بخش‌های بالایی رسوبات ژرف حوضی سازند پابده به سن شاتین در زاگرس نگردیده است. این رسوبات تبخیری از نظر ضخامت و حتی گسترش جانبی قابل مقایسه با رسوبات تبخیری سازند گچساران هستند. مقایسه زیر-حوضه کلهر به عنوان یکی از سه زیر-حوضه‌های نمکی فردیپ حوضه فرلند زاگرس در الیگوسن و میوسن [۴، ۱۹، ۳۳] با مدل‌های ارائه شده برای نمک‌های گول‌آسا توسط ورن [۲۹، ۳۰] و تاگر [۲۴] بیانگر تغییر رژیم رسوبگذاری فردیپ زاگرس به یک فاز تبخیری بسیار عظیم از شاتین تحت عنوان حوضه پهنه‌ای است. در واقع زیر-حوضه‌های نمکی الیگوسن و میوسن (شاتین و آکویتانین) فردیپ زاگرس آغاز کننده‌های یک حوضه بسیار عظیم‌تر نمکی (قابل مقایسه با نمک‌های مسینین دریای مدیترانه و میوسن دریای سرخ) تحت عنوان سازند گچساران هستند. تبخیری‌هایی که در ارتباط با نوسانات سطح دریا هستند و در زمان افت سطوح جهانی آب دریا تا زیر لبه شلف در درون حوضه‌های فرلندی به عنوان یکی از انواع جایگاه‌های تولید تبخیری تشکیل می‌شوند تحت نام حوضه‌های پهنه‌ای نامگذاری شده‌اند [۲۹، ۳]. سطح آب در درون این حوضه‌ها می‌تواند تا چند صد متر در زیر سطح آزاد اقیانوس‌های زمان خود در شرایط اقلیمی گرم و خشک افت کند، همچنین مسافت این حوضه‌ها تا اقیانوس باز می‌تواند تا صدها کیلومتر نیز برسد [۲۹]. این حوضه‌ها انواع امروزی نداشته اما از انواع دیرینه و معروف آنها می‌توان به حوضه هرودوت و مسینین مدیترانه که همسن حوضه کلهر و گچساران هستند، حوضه زشتاین آلمان، و حوضه پرمین ایالت متحده امریکا اشاره کرد. تبخیری‌هایی که در این نوع حوضه‌ها تشکیل می‌شوند پلتفرم تبخیری نشتی-تغذیه شونده زیر سطح دریایی نامگذاری شده‌اند [۲۹، ۳۰]. نمک‌های حالایتی که در این حوضه‌ها تشکیل می‌شوند مانند کشور کانادا در ایالت ساسکاچوان یکی از مهمترین منابع پتاس به شمار رفته همچنین لایه‌های آنها توانایی ایفای نقش سنگ پوشش را نیز برای مخازن سنگ‌های کربناته آسماری دارند.



۲. جایگاه تکتونیکی تبخیری‌های کلهر

آخرین زیر تقسیمات تکتونیکی زاگرس چین خورده و تراست شده توسط علوی [۲] صورت گرفته است. منطقه مورد مطالعه در این تقسیم‌بندی در کمربند چین خورده و رورانده زاگرس جای دارد. به طور سنتی کمربند چین خورده و رورانده زاگرس بر اساس جایگاه تکتونیکی و تغییرات رخساره‌ای به چهار ایالت چین‌های تفکیک شده که منطقه مورد مطالعه در ایالات ایلام و خوزستان جای می‌گیرد (شکل ۱). کوهزایی زاگرس که نتیجه بستگی نئو-تتیس می‌باشد سه رخداد عمده ژئوتکتونیکی پی در پی را متحمل شده که آخرین رخداد آن شامل برخورد حاشیه قاره آفریقا-عربی با صفحات ایران مرکزی در ماستریختین میانی است. نتیجه این برخورد تشکیل یک حوضه پروفِرلند در زاگرس بوده است [۲، ۳]. در حقیقت در زمان الیگوسن و میوسن رسوبات پلاژیک سازند پابده در مرکز این حوضه و رسوبات کربناته پلتفرمی سازند آسماری به شکل حلقوی در حواشی آن دریا راه در حال تشکیل و پیش‌نشینی به سمت نواحی مرکزی حوضه بوده‌اند [۳۳]. تبخیری‌های کلهر در مرکز این فردیپ تشکیل [۳۳] و سپس با نشت مداوم آب دریا و تبخیر شدید به شکل پس‌نشینی (retrogradational) تا انتهای آکویتانین زیر-حوضه‌ها را پر کرده‌اند (fill up). این زیر-حوضه‌ها یا گودی‌های قدیمی شامل زیر حوضه‌های کلهر در لرستان (و عراق تحت عنوان سازند زبیران)، گچساران (در شمال بندر عباس) و ابوموسی (در تنگ هرمز) طی شاتین و آکویتانین می‌باشند [۱، ۴، ۱۹، ۳۳]. شواهد نشان می‌دهند که فردیپ زاگرس در زمان تکوین خویش از شاتین تا آکویتانین چندین نوبت ارتباط خود را کاملاً با آب‌های آزاد اقیانوسی از دست داده است. با هر بار آیزوله شدن فردیپ در شرایط گرم و خشک استوایی و در نتیجه تبخیر شدید، سطح پتانسیومتریک آب درون آن تا درون گودی‌های کفی (زیر-حوضه‌ها) و تا زیر لبه شلف کربناته آسماری افت کرده است. با اشباع شدن آب در زیر-حوضه‌ها ابتدا پلتفرم‌های سولفاته=کلسیم در حواشی زیر-حوضه‌ها تشکیل و در انتها لامینایت‌های هالایتی در نواحی مرکزی از شورابه ته‌نشست کرده‌اند.

۳. جایگاه چین‌شناسی تبخیری‌های کلهر

سازند آسماری نخستین بار توسط باسک و مایو [۵] در تنگه گل ترش معرفی، توسط ریچاردسون [۱۸] به عنوان برش نمونه انتخاب، و سرانجام توسط تماس [۲۲] بر اساس فونا به سه بخش آسماری زیرین، میانی و بالایی تفکیک شده است. این سازند دارای دو عضو تبخیری کلهر و ماسه‌سنگی اهواز می‌باشد [۱۰]. سازند کربناته آسماری به سن شاتین تا بوردیگالین در منطقه مورد مطالعه در بین سازندهای گچساران و پابده جای دارد. این سازند به سمت لرستان به شکل جانبی و بین انگشتی به سازند پابده و همچنین تبخیری‌های عضو تبخیری کلهر تغییر رخساره داده است [۱، ۷]. سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه به طور ناپیوسته و هم‌شیب توسط سازند گچساران پوشش شده، همچنین مرز زیرین آن با پابده به شکل چند زمانه (دایاکرون) است. عضو کلهر پیشتر به عنوان یک سازند با نام انهایدرایت کلهر یا ژیبس کلهر نامگذاری شده بود [۱۰]. برش الگوی آن در یال جنوبی کوه اناران در ایالت چین‌های ایلام اندازه‌گیری گردیده است [۱۰]. این بخش متشکل از سه واحد شامل یک ژیبس قاعده‌ای با ضخامت ۴/۶ متر، یک بخش سنگ آهک مارلی نازک و مارل در بخش میانی و یک بخش ژیبسی توده‌ای با ضخامت ۸۲ متر است [۱۰]. این واحدها در برش‌های سطحی و زیر سطحی منطقه مورد مطالعه نیز قابل ردیابی و تطابق چین‌های هستند. در منطقه مورد مطالعه



این عضو به شکل زبانه‌هایی مجزا در کربنات‌های آسماری به سن آکویتانین و همچنین رسوبات پلاژیک پابده به سن شاتین بر اساس سن سنجی آیزوتوپی استرانسیوم لارسن و همکاران [۱۴] یافت می‌شود. این تبخیری‌ها در زیر حوضه ابوموسی نیز قابل ردیابی هستند [۱۹، ۴].

۴. روش کار

در این مطالعه رسوبات تبخیری سازندهای آسماری و پابده به سن شاتین و آکویتانین در ایالات خوزستان و لرستان (زیر-حوضه کلهر) به صورت کمی و کیفی (مطالعات میکروسکوپی آزمایشگاهی و بازدید صحرایی) در دو برش سطحی (کوه آسماری و تاقدیس کاسته ماست) بریده شده توسط جاده و یک معدن گچ، و دو برش زیر سطحی (تاقدیس‌های زیلابی و چنگوله) مورد مطالعه قرار گرفته‌اند (شکل ۱). این برش‌ها با توجه به نقشه‌های دیرینه سنگی تهیه شده برای تبخیری‌های کلهر توسط آدامز و بورژوا [۱]. عمود بر روند حوضه تبخیری انتخاب گردیده‌اند. در برداشت صحرایی اندازه‌گیری ضخامت با استفاده از ژاکوپ و قطب‌نما عمود بر امتداد لایه‌های رسوبی در برش‌های سطحی بوده است. تفکیک و تطابق واحدهای سنگ چینه‌ای در برش‌های زیر سطحی با استفاده از نمودارهای اشعه گاما و صوتی صورت گرفته است (شکل ۲). در این مطالعه جهت تشخیص لیتوفاسیس‌ها، محیط‌های رسوبی، و همچنین مدل نمودن حوضه تبخیری از منابع معتبر علمی [به عنوان نمونه: ۶، ۱۲، ۱۳، ۱۵، ۱۶، ۲۳، ۲۴، ۲۷، ۲۹، ۳۰] و همچنین جهت تفکیک میکروفاسیس‌های کربناته سالیانی و لاکوسترینی از مفاهیم کربناته فلوگل [۱۰]. بهره گرفته شده است.



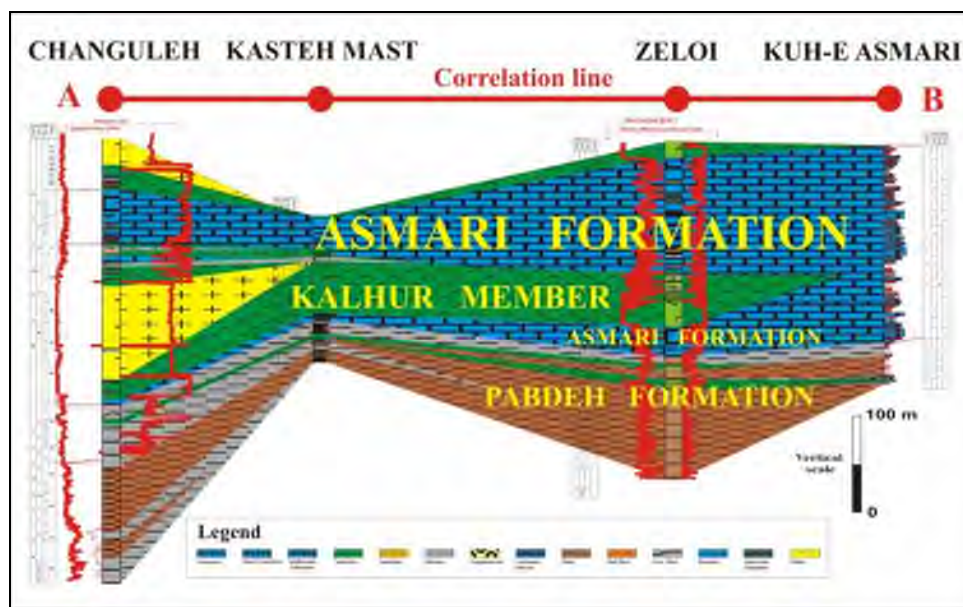
شکل ۱. زیر تقسیمات زاگرس چین خورده و رورانده [۱۰] و موقعیت محل برش‌های چینه‌ای مورد مطالعه و راه‌های دسترسی آن‌ها در امتداد خط تطابقی A-B.

۵. لیتوفاسیس‌ها و جایگاه‌های رسوبگذاری (کمبرندها) پلتفرم تبخیری

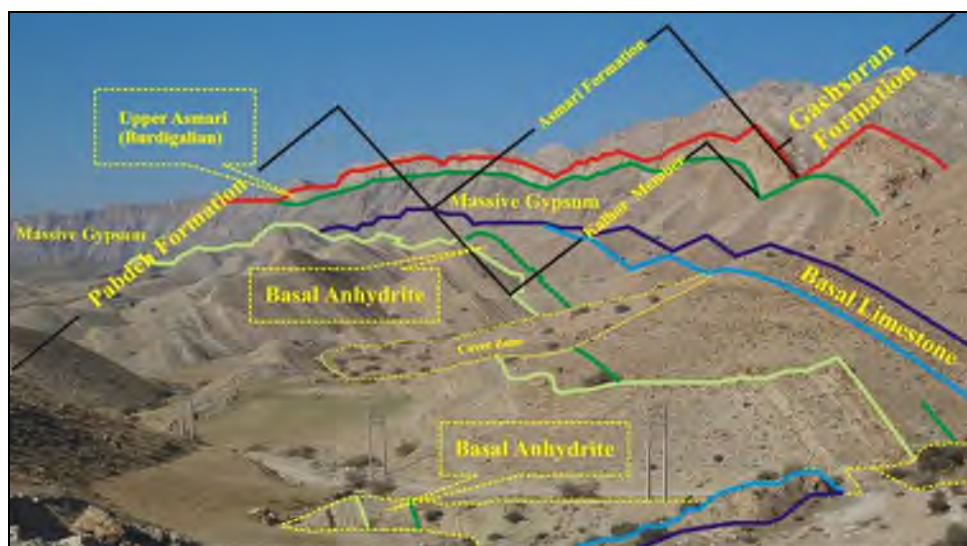
مطالعه لیتوفاسیس‌ها، بافت‌ها و فابریک‌های تبخیری در نهشته‌های تبخیری کلهر با توجه به هوازگی شدید، شکل‌پذیری، انحلال بالا، نفوذ شورابه‌های تحت اشباع و فوق اشباع، و همچنین تاثیر فرایندهای گوناگون دیاژنزی از زمان تشکیل این رسوبات تا تدفین



و پس از آن ورود به فاز تلوژنیک بسیار مشکل و بحث بر انگیز است. با اینحال با توجه به مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی بیست لیتوفاسیس در عضو تبخیری کلهر در طول حوضه از بخش‌های خشکیرو پلتفرم تبخیری به سمت مرکز حوضه قابل تشخیص است که به ترتیب در زیر معرفی می‌گردند. در این مطالعه لیتوفاسیس‌های این جایگاه‌ها با BFT_n بیان می‌گردند.



شکل ۲. تطابق واحدهای سنگ‌چینه‌ای کربناته و تبخیری سازند آسماری در امتداد خط تطابق A-B.



شکل ۳. برش چینه‌ای کاسته ماست در ایالت چینه‌ای ایلام حاوی بخش تبخیری کلهر.



- **لیتوفاسیس لامینایت‌های سولفاته:** این لیتوفاسیس متشکل از کومولایت‌ها یا لامینایت‌های میلیمتری در اثر سقوط بلورهای ژپیس بسیار دانه ریز به شکل باران‌های بهشتی در کف حوضه است. لامینه‌ها با گسترش جانبی بسیار وسیع که توسط مرزهای صاف، مسطح و پلاستیکی محدود شده‌اند قابل شناخت هستند. این لیتوفاسیس دارای ردیف‌های برجسته توپوگرافی در روی سطح زمین است و در اینجا با لیتوفاسیس 1 BFT بیان می‌گردد (شکل ۴ تصویر A، پلایت ۱ تصویر A).
- **لیتوفاسیس هالایت لامینه:** این هالیات‌ها به صورت لامینه و متشکل از کومولایت‌های ناشی از سقوط هوپرها و رفت‌ها به کف آب‌های ژرف بخش مرکزی حوضه هستند (شکل ۴ تصویر B). یکی از ویژگی‌های این هالیات‌ها فقدان اینکلوزن در بلورهای بسیار شفاف آنها است (پلایت ۱ تصویر B). ضخامت این رخساره در میدان چنگوله به ۱۳۵ متر می‌رسد. این رخساره با لیتوفاسیس 2 BFT بیان می‌شود.
- **لیتوفاسیس شیل بیتومینه:** این لیتوفاسیس متشکل از شیل‌های پلاژیک سیلتی سیاه‌رنگ مایل به قهوه‌ای غنی از مواد آلی است که به صورت متناوب با لامینه‌های ژپسی در کف حوضه نیز مشاهده می‌گردند (شکل ۴ تصویر C). این شیل‌ها در بین لایه‌های توربیدایتی ژپیس آرنایتی در تاق‌دیس کاسته ماست نیز قابل مشاهده‌اند (شکل ۴ تصویر D). این لیتوفاسیس با 3 BFT بیان می‌گردد و معرف رخساره حوضی است.
- **لیتوفاسیس مارن خاکستری پلاژیک:** این لیتوفاسیس مانند رخساره همراه آن شیل‌های سیاه‌رنگ مایل به قهوه‌ای دارای فونای پلاژیک متشکل از فرامینیفرهای پلانکتونیک است. این رخساره که در اینجا با 4 BTF بیان می‌گردد معرف بخش‌های حوضی است و در همه برش‌های مورد مطالعه قابل مشاهده است (شکل ۴ تصویر E).
- **لیتوفاسیس بلورهای درشت هسته‌ای شده کفی فاقد اینکلوزن:** این طبقات انهدرایتی توده‌ای دارای گرهک‌های درشت انهدرایتی در تاق‌دیس کاسته ماست قابل مشاهده هستند. این طبقات متشکل از طبقات گرهکی انهدرایتی بزرگ اندازه سانتیمتری شامل سودومورف‌های انهدرایتی پس از گرهک‌های ژپسی به شکل منشورهای ژپس عدسی شکل و جارویی همراه با ماتریکس ژپسی هستند (شکل ۴ تصویر F). این لیتوفاسیس یک رخساره حوضی محسوب می‌گردد و در اینجا با 5 BTF بیان می‌شود.
- **لیتوفاسیس برش تبخیری:** این لیتوفاسیس که به صورت یک برش تبخیری آواری دانه پشتیبان است، متشکل از قطعات مختلف تبخیری در اندازه ماسه تا گراول و به صورت غالباً زاویه‌دار تا نیمه گردشده، فاقد دانه‌بندی تدریجی و جهت‌یابی مشخص همراه با ماتریکس تبخیری بسیار ریز دانه و خمیری است. در برخی از دانه‌ها آثاری از لامیناسیون مشاهده می‌گردد. این رخساره می‌تواند معرف جریان‌های خرده‌دار در شیب پلتفرم تبخیری باشد (شکل ۴ تصویر G). این لیتوفاسیس با 6 BFT بیان می‌گردد و احتمالاً معرف شیب تا بخش‌های ژرف حوضه است.



- لیتوفاسیس لامینایت‌های سولفاته میلیمتری همراه با لغزش: این رخساره نیز که متشکل از لامینه‌های میلیمتری سولفاته است تحت تاثیر شیب حوضه، نیروی ثقل و حرکت به سمت حوضه دچار چین‌خوردگی و لغزش شده است که معرف شیب پلتفرم تبخیری است. این رخساره با BFT 7 بیان می‌گردد (شکل 4 تصویر H).
- لیتوفاسیس ژپیس رودایت: این رخساره دانه پشتیبان متشکل از ژپیس‌رودایت‌های دانه درشت به صورت زاویه‌دار و فاقد دانه‌بندی تدریجی و جهت‌یابی مشخص است. این رخساره به صورت بین لایه‌ای با شیل‌های تیره و بیتومینه پلاژیک سازند پابده به سن شاتین در تاقدیس کاسته ماست مشاهده می‌گردد. این لیتوفاسیس معرف رخساره توربیدایتی تبخیری در پای شیب حوضه است (شکل 4 تصویر D). این رخساره با BFT 8 بیان می‌گردد.
- لیتوفاسیس سولفات لامینه دارای چین‌بندی متقاطع: این رخساره بسیار به سولفات‌های لامینه ژرف حوضه شباهت دارد اما با تفاوت‌هایی قابل شناسایی است. نخست وجود لایه‌بندی متقاطع و دیگری وجود ریپل. این لیتوفاسیس با لیتوفاسیس و BFT بیان می‌گردد (شکل 4 تصویر A، پلیت 1 تصویر C). بر خلاف لامینایت‌های ژرف این نوع لامینایت‌های پلتفرمی قابل تعقیب در مسافت‌های دور نیستند.
- لیتوفاسیس برش سولفاته ریپ آپ‌کلستی: این برش‌های سولفاته حاصل خرد شدن لامینایت‌های بخش کم ژرف پلتفرم تبخیری و متشکل از قطعات زاویه‌دار گراولی (غالبا پیل اندازه) هستند. وجود برش ریپ آپی در پلتفرم تبخیری می‌تواند نشان از رخداد‌های دوره‌ای انرژی بالا همچون توفان در محیط باشد. این رخساره با BFT 10 بیان می‌گردد (شکل 5 تصویر A).
- رخساره ژپیس سلنیتی با بلورهای دانه درشت: این رخساره متشکل از گرهک‌های انهدرایتی به صورت طبقات توده‌ای است و متشکل از سودومورف‌های انهدرایت پس از ژپیس است که به شکل ردیف‌های منظم عمودی بلورهای بزرگ ژپیس دم چلچله‌ای در اندازه‌های چند سانتیمتری دیده می‌شود (شکل 5 تصویر B، پلیت 1 تصویر H). بیشتر مولفین ژپیس‌های دم چلچله‌ای را به بخش‌های بسیار کم ژرف پلتفرمی و سالیناهای درون بخش سبخا نسبت می‌دهند. این رخساره در اینجا با BFT بیان می‌گردد.
- لیتوفاسیس ماسه‌سنگ ژپسی (ژپیس آرنایت ائولیان): این رخساره دانه پشتیبان متشکل از دانه‌های ژپیس آواری به شدت زاویه‌دار تا نیمه زاویه‌دار خرد شده در اندازه ماسه است (شکل 5 تصویر C). در درون این رخساره آثاری از ریپل و چین‌بندی متقاطع نیز مشاهده می‌گردد. این رخساره آواری می‌تواند نشان دهنده پیش‌نشینی رسوبات آبرفتی به درون حوضه، رسوبات ساحلی، بادی و کانال‌های جذر و مدی منطقه اینترتایدال باشد، اما در اینجا به محیط سبخایی نسبت داده می‌شود. این لیتوفاسیس با BFT 12 بیان می‌گردد.
- لیتوفاسیس سنگ‌آهک ستروماتولیتی آیزوپک میکریتی: این رخساره با بافت بایندستون ستروماتولیتی شناخته می‌شود و معرف منطقه اینترتایدال بالایی است. بلورهای انهدرایت و دولومیت به فراوانی در بین لامینه‌های این مایکروبایولیت‌ها قابل مشاهده هستند (پلیت 1 تصاویر D-E). روش تشکیل آنها به رسوبگذاری با منشاء شیمیایی در نبود مواد میکروبی به دلیل

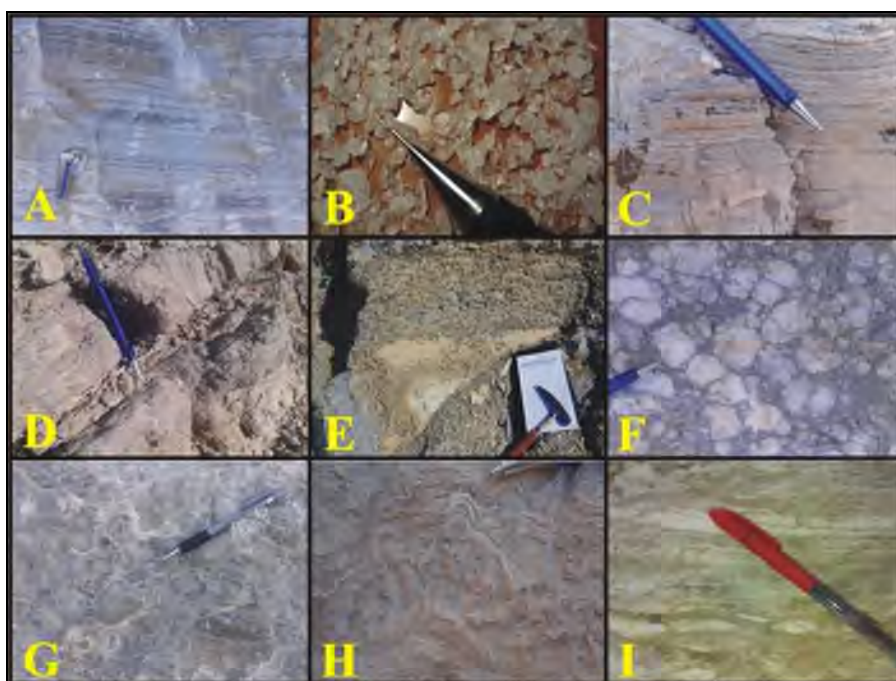


بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



محدودیت‌های محیطی و تنش آمیز در اثر آیزوله شدن حوضه و همچنین افزایش دما و شوری در یک حوضه پهنه‌ای تفسیر شده است [۲۹]. این رخساره در اینجا با BFT 13 معرفی می‌گردد.

- لیتوفاسیس مارن همراه با بلورها و نودول‌های انهدرایت: این رخساره از طبقات مارن خاکستری و قرمز بدون فسیل همراه با گرهک‌های انهدرایت جابجاگرد تشکیل شده است. این گرهک‌ها محصول دیاژنز و ناشی از رشد جابجاگرد بلورهای ژیبس در مرحله آغازین دیاژنتز همزمان با رسوبگذاری در درون رسوبات مارنی هستند (شکل ۵ تصویر E) و جزء اینتراسدیمنت‌ها در محیط سبخا (پهنه سوپراتایدال) محسوب می‌گردند. این رخساره در اینجا با BFT 14 بیان شده است.



شکل ۴. A) لامینایت سولفات، B) بلورهای تمیز و فاقد اینکلوزیون حالایت، C) شیل بیتومینه، D) ژیبس رودایت، E) مارن خاکستری پلاژیک، F) سودومورف‌های گرهکی انهدرایت پس از بلورهای درشت هسته‌ای شده کفی فاقد اینکلوزن به شکل بادبزی، G) برش تبخیری، H) لامینایت‌های سولفات میلیمتری همراه دارای فابریک لغزشی و چینگی، I) سولفات لامینه دارای چینه‌بندی متقاطع.

- لیتوفاسیس سنگ‌آهک همراه با بلورها و نودول‌های انهدرایت: این رخساره سنگ‌آهکی متشکل از گل‌سنگ‌های آهکی به شدت دولومیتی شده با بافت مادستونی همراه با مقادیری ماسه‌های کوارتزی، بلورها و همچنین گرهک‌های انهدرایتی است (پلیت ۱ تصویر G). این رخساره نیز معرف رسوبات مادفلتی یک پهنه سبخی است و در اینجا با BTF 15 بیان می‌گردد.

- لیتوفاسیس انهدرایت نودولار با بافت‌های تورمرگی و روده‌ای: این رخساره شامل طبقات انهدرایتی دارای بافت‌های تورمرگی و روده‌ای است (شکل ۵ تصاویر G-H). این انهدرایت‌های دیاژنتزی حاصل رشد جابجاگرد اینتراسدیمنت‌ها در بخش

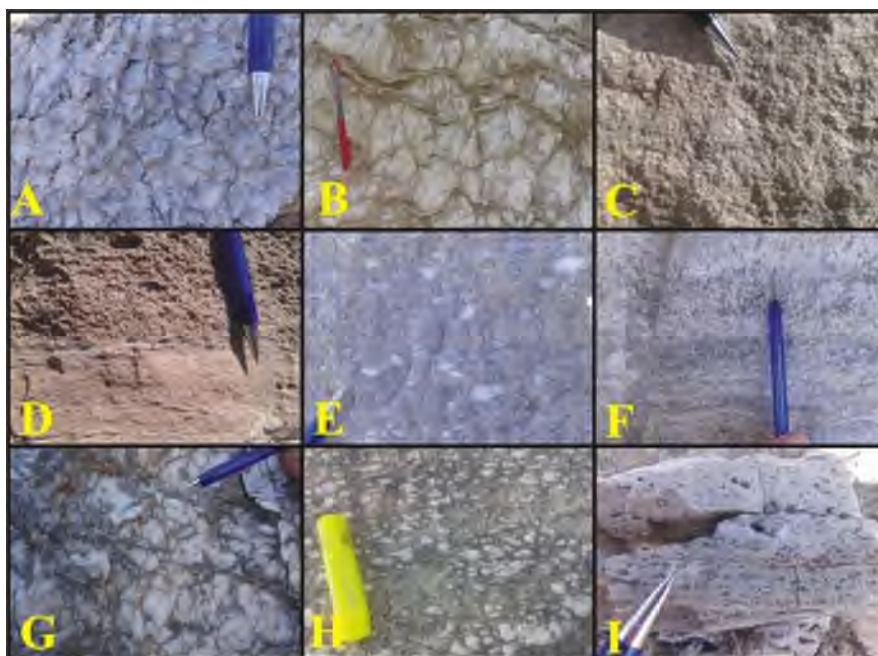


بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



فوقانی سبخا (سوپراتایدال) می‌باشند که معرف حاکم بودن شرایط آب و هوایی گرم و خشک در منطقه مورد مطالعه هستند. این رخساره در اینجا با 16 BFT بیان می‌شود.

- لیتوفاسیس ژئیس علفی به شکل لامینه و یا طبقات خیلی نازک: این رخساره که به ژئیس نوع بالاتینو شهرت دارد متشکل از لایه‌های بسیار نازک سانتیمتری و یا لامینه ژئیزی کوچک علفی شکل و یا نابرجا است. در این رخساره بلورهای ژئیس به شکل دم چلچله‌ای که به صورت عمودی به خط شده‌اند و یا بلورهای بسیار دانه ریز درون هم قفل شده قابل مشاهده هستند. این رخساره که در اینجا با 17 BFT بیان می‌گردد معرف یک محیط کم ژرف زیرآبی بر روی یک پلتفرم تبخیری مرتبط با یک حوضه پهنه‌ای است. گاه این رخساره به صورت متناوب با ژئیس‌های ریپ آپ کلهستی توفانی قرار گرفته است (شکل ۵ تصویر F).



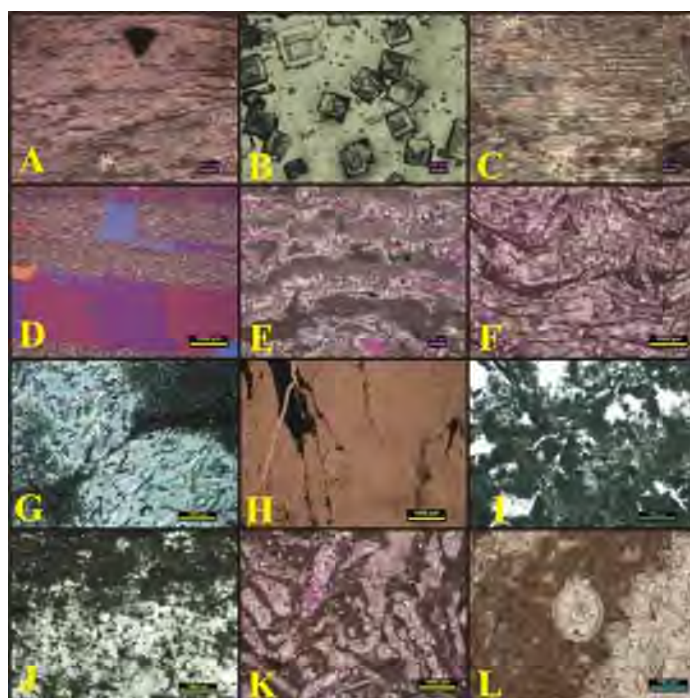
شکل ۵. A) ژئیس ریپ آپ کلهستی، B) سودومورف گرهک‌های انهدرایتی دانه درشت پس از ژئیس‌های دم چلچله‌ای به خط شده ردیفی، C) ژئیس آرنایت، D) ستروماتولیت باندستون، E) مارن خاکستری همراه با گرهک انهدرایت، F) ژئیس‌های سوزنی بالاتینو، G) لایه‌های انهدرایتی دارای بافت رودهای، H) لایه انهدرایتی دارای بافت تورمرگی، I) توف آهکی دارای نوارهای لیمونیتی و هماتیتی.

- لیتوفاسیس برش کربناته کالیج: این نوع فابریک برشی نا-رسوبگذاری درجا که توسط فلوگل [۸] طبقه‌بندی شده است ناشی از انحلال و برشی شدن درجای رسوبات در آب و هوای خشک ناشی از خرد شدن دانه‌ها و ماتریکس گلی اطراف گرهک‌های انهدرایتی در محیط سبخا کنترل شده توسط فرایندهای هوازدگی، فرسایش، انحلال و خشک شدگی است (پلیت ۱ تصویر ا). این رخساره آهکی با 18 BFT بیان می‌گردد.



- لیتوفاسیس توفای آهکی: این رخساره با ضخامت ۱۰ سانتیمتر بر روی سنگ آهک قاعده‌ای عضو کلهر در تاقدیس کاسته ماست قابل مشاهده است (شکل ۵ تصویر ا). این کربنات آب شیرین نتیجه گاز زدایی فیزیکی و بایوشیمیایی کربنات‌های غنی از دی اکسیدکربن چشمه‌های سرد خشکی و یا نزدیک به دریاچه‌ها در محیط‌های قاره‌ای غیر دریایی است که با بافت متخلخل و ساختارهایی متشکل از لامینه‌های موجی و هم‌مرکز میکریتی تا میکروسپارایتی همراه با تناوبی از نوارهای تیره لیمونیتی و هماتیتی، و همچنین سیمان اکوانت ریز دانه قابل تشخیص است. این واحد نمایش دهنده افت سطح پتانسیومتریک شورابه و نشأت آب در درون حوضه است. این رخساره در اینجا با 19 BFT بیان می‌گردد.

- لیتوفاسیس سنگ آهک فسیل‌دار: این لیتوفاسیس متشکل از سنگ آهک‌های دولومیتی دارای بافت‌های وکستون- /پکستون‌های بایوکلست‌دار (پلیت ۱ تصویر J) غالباً دارای *Chiasmomella Sp.*، *miliolid*، قطعات شکمپا و دوکفه‌ای، استراکود، بلورها و گرهک‌های انهدرایتی، باندستون‌های فیلوئیدی (پلیت ۱ تصویر F) و بافلستون‌های دارای جلبک کودپاسه‌آ و قهوه‌ای کاروفیتا (پلیت ۱ تصاویر K-L) شاخص محیط‌های دریاچه‌ای لاکوسترینی است که در اینجا با 20 BFT نمایش داده می‌شوند.

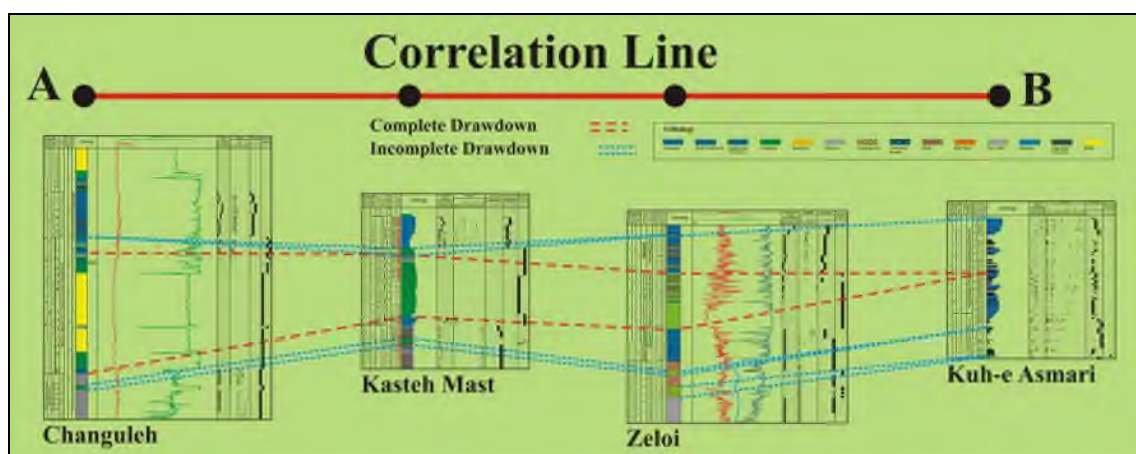


پلیت (A) لامینیت‌های سولفاته موازی، (B) هوپرهای تمیز فاقد اینکلوزیون هالایت، (C) لامینایت سولفاته دارای چینه‌بندی متقاطع، (D) باندستون آیزوپیک میکریتی همگن همراه با نوارهای انهدرایتی، (E) باندستون آیزوپیک میکریتی همگن دولومیتی شده، (F) فیلوئید ستروماتولیت مربوط به محیط لاکوسترینی، (G) دولومادستون همراه با گرهک‌های انهدرایت، (H) ژپیس دم چلچله‌ای دارای بافت نم‌دی، (I) میکروبرش کربناته کالیچ، (J) کیاستوملید وکستون- /پکستون سالینایی، (K) کودپاسین بافلستون لاکوسترینی، (L) کاروفیتا در محیط لاکوسترینی.

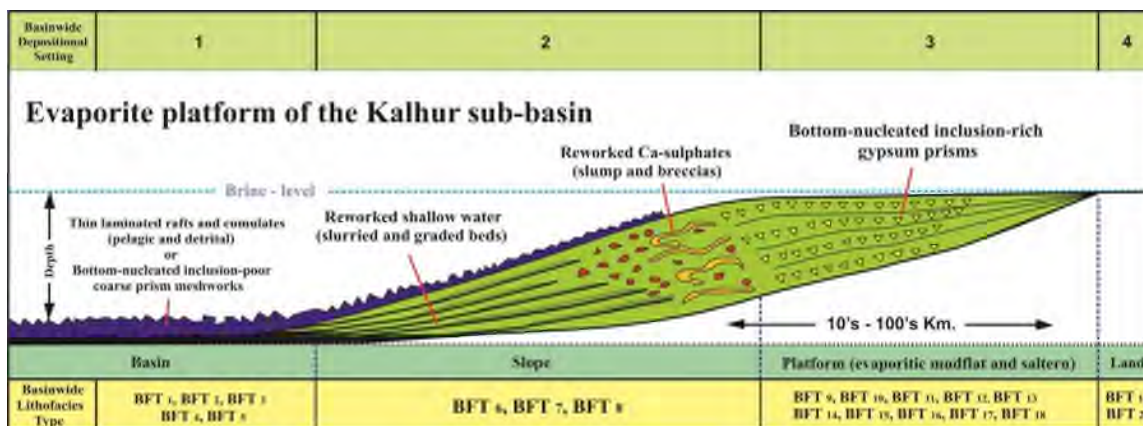


۶. نتیجه‌گیری

ردیف‌های تبخیری کلهر به شکل زبانه‌ای و بین‌انگشتی در بین رسوبات کربناته سازند آسماری و ژرف پابده، در زیر-حوضه کلهر در منطقه مورد مطالعه (زاگرس چین‌خورده و رورانده) قابل مشاهده هستند. این نهشته‌های تبخیری در زمان‌های افت سطح آب دریا در مرکز فردیپ زاگرس تشکیل شده‌اند. افت نسبی سطح دریا در فردیپ سبب تشکیل زیر-حوضه‌هایی (گودی‌های قدیمه) شده که تبخیری‌ها در آن نهشت کرده‌اند. این افت پتانسیومتریک سطح آب در زیر-حوضه کلهر تا زیر لبه شلف پلتفرم کربناته آسماری و تا درون حوضه ژرف پابده در زمان‌های آیزوله شدن بوده است.



شکل ۶. نمایش لیتوفاسیس‌ها و جایگاه‌های رسوبگذاری (کمبرندها) در زمان‌های پایین کشیدگی ناقص و کامل در زیر-حوضه کلهر در منطقه مورد مطالعه با توجه به چهارچوب زمانی.



شکل ۷. مدل رسوبی ارایه شده برای تبخیری‌های حوضه پهنه‌ای کلهر در منطقه مورد مطالعه شامل یک پلتفرم نشتی-تغذیه شونده دریایی در زیر سطح تراز آب دریا، جایگاه‌های رسوبی (کمبرندها) و رخساره‌های آن.



تشکیل این تبخیری‌ها از یک سو در اثر موازنه بین تبخیر شدید در یک اقلیم گرم و خشک استوایی، و از سوی دیگر نشت و تامین شورابه مورد نیاز از آب اقیانوسی از سمت نواحی اطراف تنگه هرمز و از طریق گذر از سدهای کربناته (سازندهای آسماری و جهرم) موجود بوده است. نتیجه اشباع آب دریا در این زیر-حوضه آغاز به کار کارخانه شیمیایی و تشکیل پلتفرم تبخیری سولفات-کلسیم در حواشی و سپس هالایت در مرکز حوضه بوده است. این نوع پلتفرم تبخیری نشتی-تغذیه شونده زیر سطح دریایی در یک جایگاه رسوبگذاری حوضه پهن در فردیپ زاگرس تشکیل شده است. بیست لیتوفاسیس شناخته شده در این مطالعه معرف چهار جایگاه رسوبی تبخیری در این نوع پلتفرم هستند. این جایگاه‌های رسوبی شامل قاره‌ای، پلتفرمی، شیب و حوضه ژرف می‌باشند.

تشکر و قدردانی

وظیفه خود می‌دانم که از اساتید راهنمای خود جناب آقای پروفسر کریستوفر جرج استی کلمنت کندال استاد برجسته دانشگاه کارولینای جنوبی و همچنین جناب آقای دکتر داریوش باغبانی عضو هیئت علمی دانشگاه آزاد اسلامی دماوند از پیشکسوتان شرکت ملی نفت ایران که در انجام این کار مرا راهنما بوده‌اند تشکر و قدردانی نمایم. همچنین جای دارد که از بخش پژوهش مدیریت فنی ستاد مناطق نفتخیز جنوب/شرکت ملی نفت ایران نیز به خاطر در اختیار قرار دادن امکانات و تسهیلات لازم جهت انجام این پژوهش علمی تشکر و قدردانی کنم.

منابع

- [1] Adams, T.D. and Bougeois, F., (1967). Asmari Biostratigraphy. Iranian Oil Operating Companies. Geological and Exploration Division, Report No. 1074. (Unpublished)
- [2] Alavi, M., (2004). Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: American Journal of Science, Vol. 304, pp. 1-20.
- [3] Alavi, M., (2007), Structures of the Zagros Fold-Thrust Belt in Iran. American Journal of Science, Vol. 307, pp. 1064-1095.
- [4] Baghbani, D., (2003). Considering paleogeography and hydrocarbon potentials in Dehram horizon in the Fars Province and Persian Gulf southeast, and detrimination of Fars paleohigh limitations. National Iranian Oil Company, Geology Department Administration, Report No. 1946.
- [5] Busk, H.G. and Mayo, H.T., (1918). Some notes on the geology of the Persian oil fields. Journal Institution of Petroleum technology, Vol. 5, No. 17, pp. 3-26.
- [6] Demicco, R.D., and Hardie, L.A., (1994). Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. Society for Sedimentary Geology, SEPM Atlas Series, Number 1, pp. 182-2-9.
- [7] Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svånå, T.A., Aqrabi, A.A.M., McArthur, J.M. and Thirlwall, M.F., (2007). Strontium isotope stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), SW Iran. Journal of Petroleum Geology, Vol. 30 (2), pp. 107-128.
- [8] Flugel, E., (2010). Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application. Second edition, Springer, pp. 984.
- [9] Hoseinzadeh, M., Daneshian, J., Moallemi, S.A., and Solgi, A., (2015). Facies analysis and depositional environment of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, Bandar Abbas Hinterland, Iran. Open Journal of Geology, Vol. 5, pp. 175-187.
- [10] James, G.A. and Wynd, J.G., (1965). Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area, American Association Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 49, No. 12, pp. 2182-2245.



- [11] Kavooosi, M.A. and Sherhati, S., (2012). Depositional environments of the Kalhur Member evaporites and tectonosedimentary evolution of the Zagros fold-thrust belt during Early Miocene in south westernmost of Iran. Springer-Verlag, Carbonates Evaporites, DOI 10.1007/s13146-012-0084-7.
- [12] Kendall, A.C., (1978a). Facies models, 11; continental and supratidal evaporate. *Geoscience Canada*, Vol. 5, pp. 66-78.
- [13] Kendall, A.C., (1978b). Facies models 12; subaqueous evaporates. *Geoscience Canada*, Vol. 5, pp. 124-139.
- [14] Laursen, G.V., Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.P., Moallemi, A., and Druillion, G., (2009). The Asmari Formation revisited: changed stratigraphic allocation and new biozonation. Paper presented at the first international petroleum conference and exhibition, Shiraz, 4-6 May 2009.
- [15] Melvin, J.L., (1991). *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. Elsevier Publication, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo, pp. 1-247.
- [16] Michalzik, D., (1996). Lithofacies, diagenetic spectra and sedimentary cycles of Messinian (Late Miocene) evaporates in Spain. *Sedimentology Geology*, Vol. 106, pp. 203-222.
- [17] Ranjbaran, M., Fayazi, F., and Al-Aasm, I., (2007). Sedimentology, depositional environment and sequence stratigraphy of the Asmari Formation (Oligocene-Lower Miocene), Gachsaran area, SW Iran. *Carbonates and Evaporites*, Vol. 22, No. 2, pp. 135-148.
- [18] Richardson, R.K., (1924). The geology and oil measures of southwest Persia. *Journal of the Institute of Petroleum Technology*, Vol. 10, pp. 256-283.
- [19] Sajadi, H., (2014). *Lithostratigraphy and Microbiostratigraphy of Oligocene and Miocene (Asamari Formation and some parts of Pabdeh and Gachsaran Formation) along a stratigraphic transect from Hormoz to Siri wells in the southeast of Persian Gulf*. Azad Islamic University of Tehran, North Branch. PHD thesis, pp. 1-213.
- [20] Seyrafian, A., (2000). Microfacies and depositional environments of the Asmari Formation, at the Dehdez area (A correlation across central Zagros basin). *Carbonates and Evaporites*, Vol. 15, No. 2, pp. 121-129.
- [21] Shabafrooz, R., Maboubi, A., Vaziri-Moghadam, H., Ghabeishavi, A., and Moussavi-Harami, R., (2015). Depositional architecture and sequence stratigraphy of the Oligo-Miocene Asmari platform; Southeastern IZeh Zone, Zagros Basin, Iran. *Facies*, Vol. 61, pp. 423, DOI 10.1008/s10347-014-0423-3.
- [22] Thomas A.N., (1952). Facies variations in the Asmari Limestone. In: Thomas H.D. (ed.) *International Geological Congress report of the 18th session Great Britain 1948, part X, proceedings of section J, faunal and floral facies and zonal correlation*. I.G.C. Publication London, pp 74- 82.
- [23] Tucker, M.E., (1991a). *Sedimentary petrography*. Blackwell Science, Third edition, pp. 167-181.
- [24] Tucker, M.E., (1991b). Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basin; models and application to the Upper Permian (Zechstein) of Northeast England and adjoining North Sea; *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 148, pp. 1019-1036.
- [25] Van Buchem, F.S.P., Allan, T.L., Laursen, G.V., Lotfpour, M., Moallemi, A., Monibi, S., Motiei, H., Pickard, N.A.H., Tahmasbi, A.R., Vedrenne, V. and Vincent, B., (2010). Regional stratigraphic architecture and reservoir types of the Oligo-Miocene deposits in the Dezful Embayment (Asmari and Pabdeh Formations) SW Iran. *Geological Society, London, Special Publications*, Vol. 329, pp. 219-263.
- [26] Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A. and Motiei, H., (2010). Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, Vol. 27, pp. 56-71.
- [27] Warren, J.K., and Kendall, Christopher G.St.C., (1985). Comparison of Sequences Formed in Marine Sabkha (Subaerial) and Salina (Subaqueous) Settings-Modern and Ancient. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 69, No. 6, pp. 1013-1023.
- [28] Warren, J.K., (1989). *Evaporite sedimentology: Importance in hydrocarbon accumulation*. Engelwood Cliffs, Prentice-Hall, pp. 285.
- [29] Warren, J.K., (2006). *Evaporates: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 1035.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



-
- [30] Warren, J.K., (2010). Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits, Elsevier Publication, Earth-Science Reviews, Vol. 98, pp. 217-268. Journal homepage: www.elsevier.com/locate/earscirev.
- [31] Wells, A.J., (1967). Lithofacies and geological history of lower tertiary sediments in southwest Iran. Iranian Oil Offshore Company, Report No. 1108. (Unpublished)
- [32] Wynd, J.G., (1965). Biofacies of the Iranian Oil Consortium Agreement Area. IOOC Report No. 1082. (Unpublished)
- [33] Ziegler, M.A., (2001). Late Permian to Holocene paleofacies evolution of the Arabian plate and its hydrocarbon occurrences. GeoArabia, Gulf PetroLink, Bahrain, Vol. 6, No. 3, pp. 504.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



اثرات آلودگی های زیست محیطی در تعیین سن دوکفه ایها

مریم ناز بهرام منش تهرانی*

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، استادیار، دفتر نظارت و ارزیابی، ایران، تهران

Bahrammanesh69@gmail.com

سعیده سنماری

دانشگاه بین المللی امام خمینی قزوین، دانشیار، گروه معدن، ایران، قزوین

Senemari2004@yahoo.com

چکیده:

برای تعیین سن نرمتنان عهد حاضری توان از روشهای ساده بررسی کفه های خارجی و یا از روشهای پیچیده بررسی ساختارهای کوچک آنها استفاده کرد. تغییرات فصلی در میزان رشد دوکفه ایها غالباً بصورت نوارهای روشن و تیره در ساختار پوسته قابل مشاهده است. این مناطق نوری شامل یک نوار روشن است که در اوایل فصل رشد تشکیل شده است و به دنبال آن یک نوار تیره و باریک در زمستان شکل می گیرد که مجموعه یک نوار روشن و یک نوار تیره بیانگر یک سال می باشد. باید توجه داشت که تعیین سن در نرمتنان خیلی مسن از دقت بالایی برخوردار نیست. به علت اینکه دوکفه ایها بیشتر حیات خود بصورت بنتیک سپری می کنند معمولاً روی آنها مواد رسوبی جمع می شودمیزان اسیدیته می تواند به ارگانوسمهای دریایی آسیب برساند. در حقیقت این جانداران اسکلت خود را با کانیهای کربنات کلسیم حساس به pH می سازند. اسیدی شدن آب اقیانوس ها زمانی اتفاق می افتد که سطح PH آب دریا کاهش یابد. این پژوهش نوین بر روی جنس های نوکولاو آرکا و پکتن دریای خزر به سن پلئستوسن با مطالعات و بررسی های میکروسکوپ الکترونی و از بین رفتن لایه ها ی زیستی در اثر آلودگی هوا و باران های اسیدی صورت گرفته است.

کلید واژه ها: نوکولا- آرکا- دوکفه ای- بنتیک- تعیین سن- میکروسکوپ الکترونی.



بیست و سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبانماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Environment pollution scars on the Bivalve age determination

Bahrammanesh Tehrani, M.*

Geological Survey of Iran. assistant professor, Control and assessment department. Iran, Tehran.

Bahrammanesh69@gmail.com

Senemari, S

International University of Qazvin, associate Professor, Mine department, Iran, Qazvin.

Senemari2004@yahoo.com

Abstract:

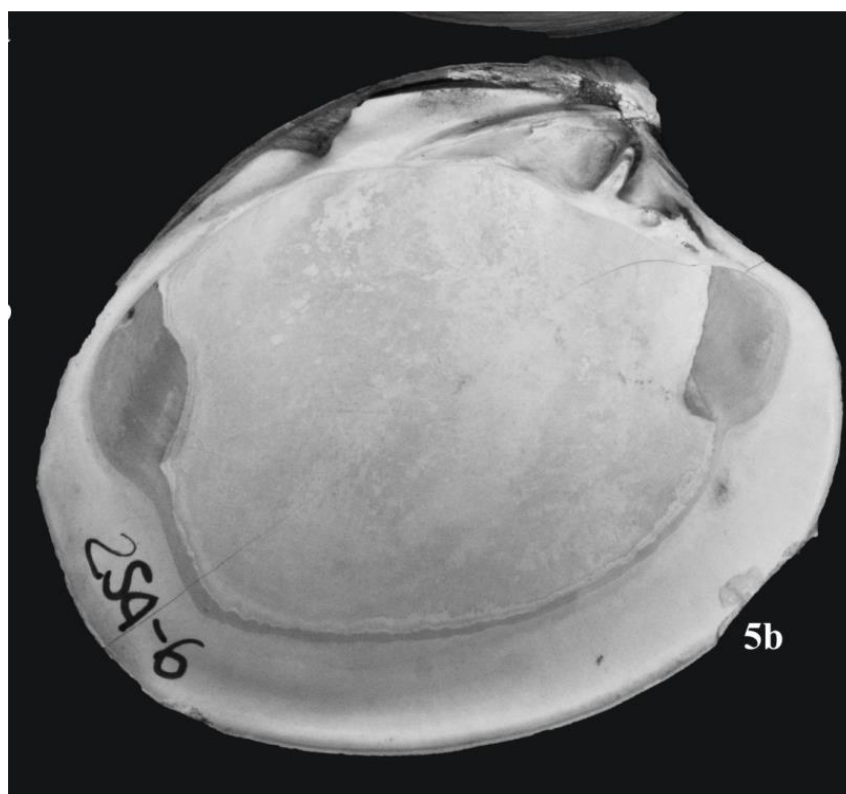
Normally, for the determination of Bivalves are using simple methods. For the recent samples, Change seasons are one of the methods by counting the dark and white lines on the valves. This method has not very accurate for the adult samples. The benthic bivalves have a lot of sediments on the valves and increasing the acidity of the water can change the organisms. The skeletal body of with change seasons have showing with dark and light layered. The old bivalve determination is not very detail and accurate. Based on benthic live normally have a lot of sediments in their valves. Increasing of acidity can be hit to the organisms. In fact, the carbonate calcium is very sensitive to PH in the water. When reduce the PH in the water is very acidity Oceans. These research based on the Gelysmeris, Arca and Pecten with cathodoluminescence and Ultramicroscopic methods in Caspian sea based on the air pollution and reduce bands in the valve for acidity rains .

Keywords: Nucula, Arca, Bivalve, Benthic, determination, SEM.



مقدمه:

برای تعیین سن نرم‌تنان می‌توان از روشهای ساده بررسی کفه‌های خارجی و یا از روشهای پیچیده بررسی ساختارهای کوچک آنها استفاده کرد تغییرات فصلی در میزان رشد دوکفه‌ایها غالباً بصورت نوارهای روشن و تیره در ساختار پوسته قابل مشاهده است، لذا برای اینکه پوسته‌ها تعیین سن شوند ابتدا بایستی تمیز شوند. کفه‌ها بایستی پیش از تعیین سن از بافت گوشتی تمیز شده و در یک محلول تمیز کننده قرار بگیرند. این عمل می‌تواند از یک غوطه‌ور کردن کوتاه مدت برای تمیز کردن نسبی کفه‌ها تا یک دوره طولانی باشد. زمانی که از دوره‌های طولانی مدت برای شستشو استفاده می‌شود برای جلوگیری از زیاده‌ساز شدن علائم سالیانه بایستی کفه‌ها را بازدید کرد. بعد از این عمل پوسته‌ها پیش از نگهداری جهت برش خشک می‌شوند. هر دو کفه صدف‌ها معمولاً با هم نگهداری می‌شوند این موضوع باعث می‌شود که در صورت نیاز و شکستگی پوسته‌ها هر دوکفه تعیین سن شوند. (شکل ۱) [8]



شکل ۱) اثر عضله و ماهیچه‌ها در دوکفه‌ای

برای بررسی ساختمان داخلی پوسته لازم است که برشی از آن تهیه شود Brien و Ropes در سال ۱۹۷۹ ارتباطی بین تعداد حلقه‌های سالانه در Chondrophore و پوسته صدف پیدا کردند [5]. این موضوع اساس یک مفهوم مناسب جمع‌آوری داده‌های سنی برای گونه‌ها را تشکیل داد. بصورت خلاصه روشهای آماده‌سازی برشهای نازک Chondrophore به شرح ذیل می‌باشد:



۱) با استفاده از یک تیغه الماس، یک قسمت ضخیم Chondrophore از محل مفصل کفه راست جدا می‌شود.

۲) با استفاده از یک کاغذ سلیکون باید سطح قدیمی برش جدا شده، umbo سائیده و صاف شود.

۳) تکه‌های جدا شده در هوای آزاد خشک شده و روی یک لام شیشه‌ای بوسیله چسب قرار می‌گیرد.

سطح درونی کفه که نشان دهنده محل برش کفه و Chondrophore است.

▪ برش کفه

▪ برش Chondrophore

۴) با استفاده از یک اره با سرعت کم (۳۰۰-۰ rpm) برشی با ضخامت تقریباً ۲ میلی‌متر تهیه می‌کنیم.

روش تحقیق:

گام بعدی پس از جمع‌آوری و آماده‌سازی نمونه‌های آناتومیکی، تعیین سن می‌باشد. از مسائل مهمی که باید به آن توجه داشت زمان تشکیل حلقه هاست. به این منظور منطقه مورد مطالعه که در شهرستان آستارا در موقعیت جغرافیائی 38° و $25'$ و $30''$ عرض شمالی و 48° و $52'$ و $7''$ طول شرقی واقع گردیده است.

در این مطالعه پنل‌های PVC 12×12 با ابعاد ۱۲ سانتیمتر و با ضخامت ۳ میلی‌متر به صورت افقی در عمق یک متری آب قرار گرفتند و سپس پنل‌ها با ۵ تکرار بصورت هردوماه یکبار برداشته و با پنلهای جدید جایگزین شدند. در هر نمونه برداری، به منظور حذف گلوله‌های از سطح، هر پنل به آهستگی شسته شد. این پنل‌ها در سه ماه تابستان و سه ماه زمستان نصب گردید. این نمونه‌ها هم از اعماق و هم از سواحل در هر دو فصل برداشت گردید.

یافته‌های اکولوژیکی و زیست محیطی:

براساس موقعیت زمانی، اطلاعات مختلف مانند تخم‌ریزی، زمان مهاجرت و عادات تغذیه‌های نمونه گرفته شده از جمعیت، همانند عوامل محیطی از قبیل وضع درجه حرارت آب و عرض جغرافیایی منجر به تشکیل حلقه‌های رشد می‌شود. به خاطر وجود عوامل فوق ممکن است حلقه‌ها در بهار یا پاییز، بیشتر از ماههای زمستان تشکیل شوند [5].

در مورد گونه‌های مناطق معتدله-جائیکه تغییرات فصلی مشخص وجود دارد- مناطق سالانه واضحی در طول ماههای سردتر زمستان تشکیل می‌شود که تشکیل این حلقه‌ها برحسب سن می‌تواند متفاوت باشد. بویژه افراد جوانتر یک جمعیت نسبت به افراد مسن‌تر زودتر رشد می‌کنند و به همان نسبت تشکیل حلقه‌ها ممکن است زودتر شروع شود. مسئله قابل توجه دیگری که در تعیین سن ساختارهای سخت وجود دارد، شکل‌گیری حلقه‌های غیرعادی از قبیل Checks یا حلقه‌های گسسته است که در پاسخ به استرسها عامل تغییرات فیزیولوژیکی که رشد را کند می‌کند بوجود می‌آیند.



Checks ها عموماً طی دوره های رشد سریع تشکیل می شوند در حالیکه حلقه های گسترده طی دوره های رشد کند شکل می گیرند. اغلب این علائم فرعی به سختی از حلقه های سالانه تشخیص داده می شوند که ممکن است باعث برآورد زیاد سن شوند. به همین جهت تعیین کردن علائمی که حلقه های سالانه واقعی را نشان میدهد اهمیت دارد. این حالت در نمونه های انگلستان نیز دیده می شود [3]. در تمام ساختارهایی که جهت تعیین سن آبریزان استفاده می شود ممکن است خطاهایی وجود داشته باشد:

(۱) از دست دادن اولین حلقه

(۲) افزایش و ازدحام حلقه ها به موازات افزایش سن

(۳) برآورد اضافی سن به خاطر وجود حلقه های اضافی

(۴) فقدان حلقه کناری به خاطر جذب یا سائیدگی

با افزایش آلودگی هوا و تولید باران های اسیدی تاثیر مستقیم بر روی پوسته این دو کفه ایها گذاشته شده است و ضخامت خطوط رشد در سالهای اخیر به شدت کاهش یافته است به طوری که در فصول سرد سال نوارهای تیره به صدم میلیمتر کاهش یافته است. افزون بر این، آب شیرین ذوب شده از یخ های دریایی، آب دریا را رقیق تر کرده، سطوح PH را کاهش داده و غلظت کلسیم و کربنات که از اجزای تشکیل دهنده آراگونیت معدنی هستند را کاهش می دهد. آراگونیت و دیگر مواد معدنی کربناتی تشکیل دهنده بخش سخت اسکلت های پراکیوپودها و صدف های بسیاری از میکرو ارگانیزم های دریایی هستند. غلظت پایین تر کلسیم و کربنات ممکن است بر رشد ارگانیزم ها که بسیاری از گونه ها برای تامین غذای خود به آنها وابسته هستند، تاثیرگذار باشد [8].

[11]

اسیدی شدن آب های سطحی اقیانوس منجمد شمالی به سرعت در حال گسترش به مناطقی است که تا پیش از این به واسطه پوشش یخ در معرض اتمسفر نبوده اند. از نظر جهانی، آب های سطحی اقیانوسی به دلیل جذب دی اکسید کربن ناشی از فعالیت های انسان در حال اسیدی تر شدن هستند.

مدل های اسیدی شدن آب اقیانوس نیز نشان می دهند که با افزایش دی اکسید کربن اتمسفری، اقیانوس منجمد شمالی طی یک دهه آینده به صورت جدی با غلظت پایین مواد معدنی کربناتی محلول مانند آراگونیت مواجه خواهد شد. [7]

یافته های دیرینه شناسی:

میزان اسیددیده می تواند به ارگانیسیمهای دریایی آسیب برساند. نتایج آزمایشات حاکی از آن است که تغییرات ۰/۲ تا ۰/۳ واحد می تواند روی توانایی ارگانیسیمهای مهم مثل مرجانها و بعضی از گونه های پلانکتون که اسکلت خود را می سازند اثر بگذارد. در حقیقت این جانداران اسکلت خود را با کانیهای کربنات کلسیم حساس به PH می سازند. اسیدی شدن آب اقیانوسها زمانی اتفاق می افتد که سطح PH آب دریا کاهش یابد. Plate 1 تصاویر برخی از فسیل های مطالعه شده آمده است. در شکل ۲ لایه ها را در فصول مختلف در زیر میکروسکوپ نشان می دهد [8].



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020





بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



PLATE 1

.All specimens are x1, except when indicated; (a) external view, (b) internal view, except when indicated

(a-b) *Nucula placentina*, right valve (ACG10-)

(a-b) *Nucula sulcata*, left valve (ACG90-)

(a-b) *Nuculana pella*, right valve, x2 (ACG197-)

(a-b) *Saccella commutata*, left valve, x2 (ACG104-)

(a-b) *Arcoidea indet.*, right valve, x3 (ACG23-)

(a-b) *Arca tetragona*, right valve, x2 (ACG197-)

(a-b) *Arca noae*, left valve (ACG235-)

(a-b) *Arca sp.*, left valve, x2 (ACG252-)

(a-b) *Anadara cf. A. diluvii*, left valve (ACG12-)

(a-b) Articulated specimen of *Barbatia mytiloides*, right (a) and left (b) valves (ACG62-)

(a-b) *Bathyarca sp.*, left valve, x2 (ACG13-)

(a-b) *Amusium cristatum*, left valve (ACG6-)

(Fragment of *Pinna sp.* (ACG200-)

(Fragment of *Mytilus edulis* (ACG117-)

(a-b) *Mimachlamys varia*, right valve (ACG119-)

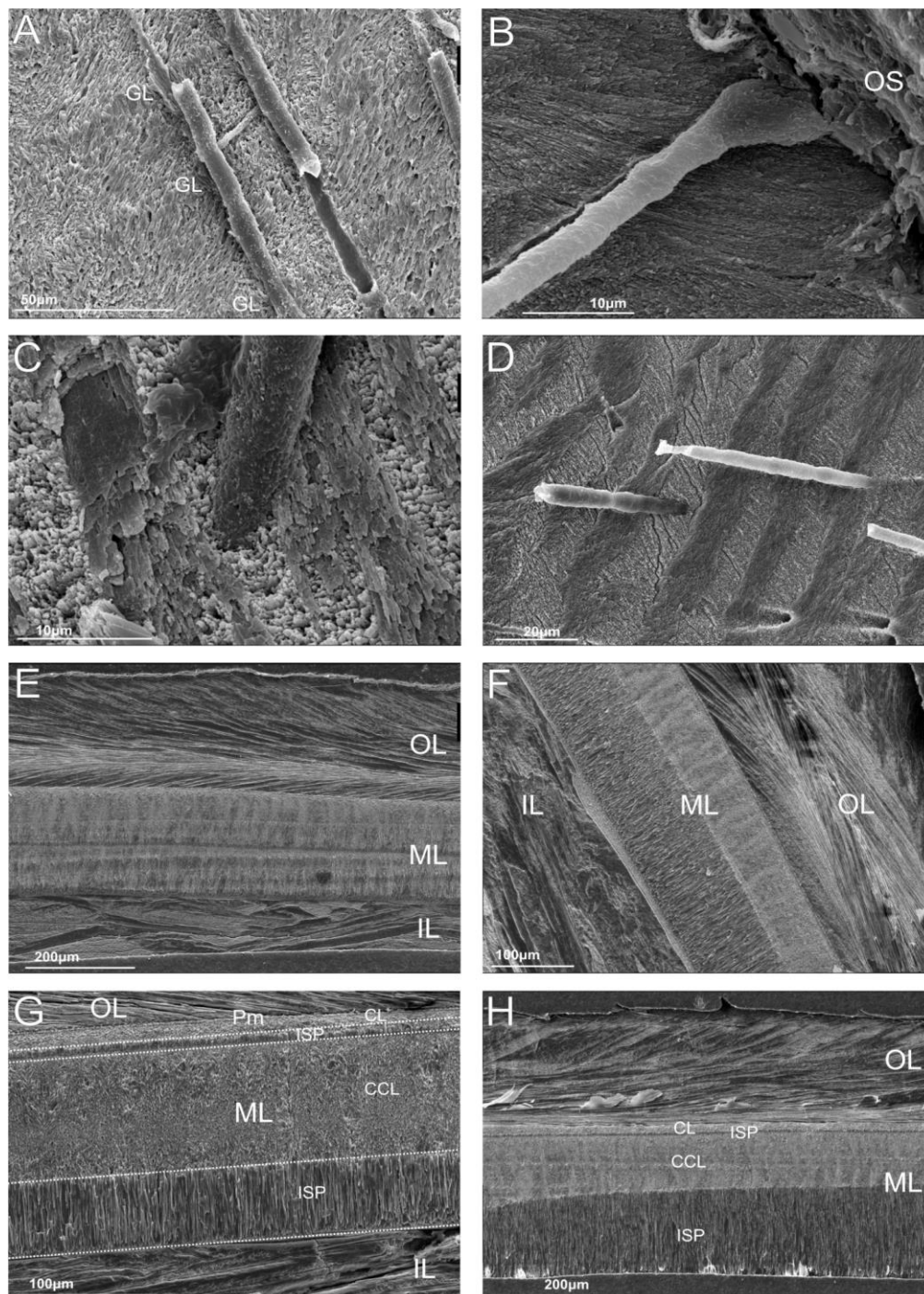
(a-b) *Talochlamys cf. T. multistriata*, left valve, x2 (ACG14-)

(a-b) *Pseudamussium septemradiatum*, left valve (ACG219-)

(Unidentified valve of *Amusium cristatum* (ACG2-1)



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



[8] شکل ۲) تفاوت لایه‌ها در فصول تابستان و زمستان



نتیجه‌گیری:

دو جنس گلی سمیریس و پکتن از نمونه‌های هستند که نمایانگر اکسیژن زیاد در محیط می‌باشند [8, 12]. در فصل سرد و هنگامی که آلودگی هوا زیاد است نوارهای روی حاشیه بسیار نازک یا فاقد نوار می‌شوند و تولید مثل کم می‌گردد پوسته صدف‌ها نازک شده و با بالا رفتن میزان اسیدیته دریا و نزول باران‌های اسیدی رشد کفه‌ها کاهش یافته و عمدتاً از مرحله جوانی تا سبزی متوسط رشد می‌کنند و تزئینات تیره روی کفه که می‌شود. همانگونه که در شکل ۴ مشخص است شکل G نشان می‌دهد بخش ML مربوط به لایه‌های تابستان است در صورتیکه لایه ISP مربوط به زمستانی با بارش اسیدی و آلودگی هوای فراوان می‌باشد. از سوی دیگر تزئیناتی مانند خار در شکل D در جنس گلیس مریس و گونه‌های خاص آن پس از باران‌های اسیدی از بین می‌رود و خارها رشد نمی‌کنند. (تصویر F پس از دو ماه باران اسیدی) افزایش خطوط رشد در جنس‌های پکتن-آکوئی پکتن و گلیسمرس در فصل بهار به بعد که ورودی آب‌های حاصل از ذوب یخ‌ها صورت می‌گیرد و میزان اسیدیته آب را کاهش می‌دهد با رنگ روشن در کفه‌ها دیده می‌شود و در نتیجه نوارهای رشد در فصول سرد سال بسیار نازک و میلیمتری می‌باشند [9, 12]. پس می‌توان نتیجه‌گیری کرد آلودگی هوا بر روی تنوع گونه‌ای دو کفه‌ایها و تشکیل لایه‌های مختلف تکاملی در آنها تاثیر می‌گذارد و پوسته‌های آنها نازک می‌گردد. از سوی دیگر پراکندگی زیستی آنها از غرب خزر به سمت شرق دریای خزر کاهش می‌یابد. [2, 8] در صورتیکه این پراکندگی در زمانهای ابتدای کواترنری یکسان بوده است [1, 10]

منابع

- [1] Albrecht, C., Rientelen, T. V., Sergej, S., Riedel, F. 2014. Evolution of ancient lake bivalves: the Lymnocardinae (Cardiidae) of the Caspian Sea. *Springer International Publishing Switzerland* 2014, Hydrobiologia.
- [2] Angiolini, L., Darbyshire, D.P.F., Stephenson, M.H., Leng, M.J., Brewer, T.S., Berra, F. & Jadoul, F. (2008), Lower Permian brachiopods from Oman: their potential as climatic proxies, *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 98 (3-4), 327-344.
- [3] Angiolini, L., Stephenson, M.H., Leng, M.J., Jadoul, F., Millward, D., Aldridge, A., Andrews, J.E., Chenery, S. & Williams, G. (2012). Heterogeneity, cyclicity and diagenesis in a Mississippian brachiopod shell of palaeoequatorial Britain, *Terra Nova*, 24, 16-26.
- [4] Bertini, A. (2001). Pliocene climatic cycles and altitudinal forest development from 2.7 Ma in the Northern Apennines (Italy): evidence from the pollen record of the Stirone Section (5.1 to 2.2Ma *Geobios* 34, 253–265.
- [5] Bieler, R. & Mikkelsen, P.M. (2006). Bivalvia – a look at the branches, *Zoological Journal of the Linnean Society*, 148, 332 pp.
- [6] Brocas, W.M., Reynolds, D.J., Butler, P.G., Richardson, C.A., Scourse, J.D., Ridgway, I.D. & Ramsay, K. (2013). The dog cockle, *Glycymeris glycymeris* (L.), a new annually-resolved sclerochronological archive for the Irish Sea, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 373, 133-140.
- [7] Bušelić, I., Peharda, M., Reynolds, D.J., Butler, P.G., González, A.R., Ezgeta-Balić, D., Vilibić, I., Grbec, B., Hollyman, P. & Richardson, C.A. (2015). *Glycymeris bimaculata* (Poli, 1795) — A new sclerochronological archive for the Mediterranean, *Journal of Sea Research*, 95, 139-148.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



[8] Crippa, G., 2014. Geochemical and sclerochronological analyses of the Lower Pleistocene macrofauna of Western Emilia (Northern Italy) palaeoenvironmental and palaeoclimatic implications. *Ph.D. Thesis*. Milan University. 228 pp.

[9] Dauphin, Y. & Denis, A. (2000). Structure and composition of the aragonitic crossed lamellar layers in six species of Bivalvia and Gastropoda, *Comparative Biochemistry and Physiology, Elsevier*, Part A, 126: 367–377.

[10] Garilli, V. (2011). Mediterranean Quaternary interglacial molluscan assemblages: Palaeobiogeographical and palaeoceanographical responses to climate change, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 312(1), 98-114.

[11] Gillikin, D.P. (2005). *Geochemistry of Marine Bivalve Shells: the potential for paleoenvironmental reconstruction. Unpublished PhD thesis, Bruxelles University*

[12] Gröcke, D.R., & Gillikin, D. P. (2008). Advances in mollusc sclerochronology and sclerochemistry: Tools for understanding climate and environment, *Geo-Marine Letters*, 28 (5-6), 265-268.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



چینه نگاری زیستی سازند آسماری در منطقه‌ی غرب سمیرم، زاگرس مرتفع

مهرداد ناقوسی

دانش آموخته کارشناسی ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی، دانشگاه دامغان

Mehrdad789123@gmail.com

مهدی صرفی*

استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان

m.sarfi@du.ac.ir

چکیده

سازند آسماری مهم ترین سنگ مخزن نفت در ناحیه‌ی زاگرس می‌باشد. آسماری در منطقه‌ی زاگرس مرتفع به علت دسترسی دشوار نسبت به سایر نقاط زاگرس کمتر مطالعه شده است. در این پژوهش سعی شده تا با استفاده از شناسایی فرامینیفراهای موجود در مقاطع میکروسکوپی، سن سازند آسماری واقع در منطقه‌ی غرب سمیرم که در ناحیه‌ی زون زاگرس مرتفع قرار دارد، به طور دقیق معرفی شود. هم چنین با استفاده از الگوی زیست چینه نگاری معرفی شده توسط کاهوزاک و پوایگنانت، که به نام SBZ معروف هستند، بایوزون های محدوده‌ی مورد مطالعه معرفی می‌گردد. نتایج بررسی مقاطع باعث شناسایی حداقل ۱۴ جنس و ۹ گونه‌ی مختلف که غالب آنها از فرامینیفر های بنتیک بودند گردید. مطالعه‌ی زیست چینه نگاری سازند آسماری بر مبنای فرامینیفراها و بر روی خانواده‌ی میوژپسیناها و با استفاده از الگوی SBZ ها برای اولین بار در این پژوهش در سازند آسماری صورت گرفته است که از این منظر، شامل بایوزون های SBZ 24 برای سن آکیتانین و SBZ 25 برای محدوده‌ی بوردیگالین می باشد.

کلمات کلیدی: چینه نگاری زیستی، سازند آسماری، زاگرس مرتفع، فرامینیفر، سمیرم.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Biostratigraphy of the Asmari Formation in west of the Semirom, High-Zagros

Mehrdad Naghousi

M. Sc., Stratigraphy & Paleontology, Damghan University

Mehrdad789123@gmail.com

Mehdi Sarfi*

Assistant professor, School of Earth Science, Damghan University

m.sarfi@du.ac.ir

Abstract

The Asmari Formation is the most important reservoir rocks of the Zagros Basin. Due to hard accessibility, studies on the Asmari Formation in the High Zagros are scarce. This research tries to determine age and biozones of the Asmari Formation based on recorded foraminifera microfossils in the Semirom section which located in the High Zagros. This study follows the Cahuzac and Poignant biozonation scheme. Recorded data resulted in identification of 14 genera and 9 species of benthic foraminifera. Biostratigraphy of the Asmari Formation based Shallow Bentic Zones (SBZ) scheme resulted in definition of two SBZ zones of SBZ 24 and SBZ 25 for the Asmari Formation in the studied section. SBZ 24 indicates Aquitanian and SBZ 25 is in accordance with the Burdigalian age. It merits to be mentioned that this study is the first use of SBZ scheme for the biozonation of the Asmari Formation.

Key words: Biostratigraphy, Asmari Formation, High-Zagros, Foraminifera, Semirom.

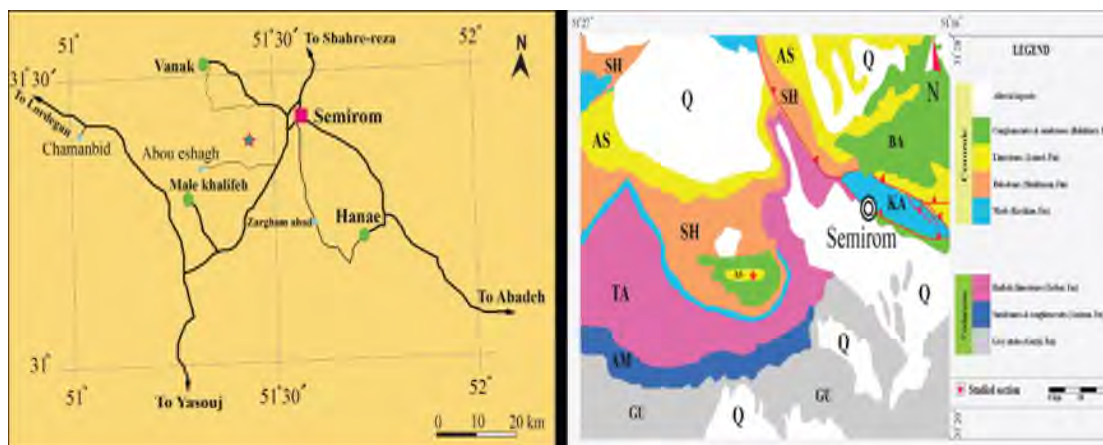


۱. مقدمه

در ائوسن پسین الیگوسن، شمال خاوری لرستان و سکوی فارس داخلی از آب بیرون مانده ولی در ناوه های خوزستان و لنگه، رسوبگذاری نهشته های ژرف سازند پابده ادامه داشته است. در پایان الیگوسن در نتیجه ی پیشروی آرام و محدود دریا، چرخه ی کوچک آسماری پایینی به سن چاتین، تشکیل شده است. رسوب های آکیتانین با ویژگی های محیط های کم عمق در تمامی حوضه نهشته شده و چرخه ی آسماری میانی را به وجود می آورند. از چرخه ی آسماری پایینی به آسماری میانی کم عمق شدن دریا محسوس است و حتی دولومیتی شدن ردیف های آسماری میانی ممکن است نشانه ی یک مرحله ی دیازنز در مرز بالایی آسماری میانی باشند. پس از این فرسایش با پیشروی گسترده ی دریای بوردیگالین چرخه ی آسماری بالایی در تمامی لرستان و قسمت اعظم خوزستان نهشته می شوند. در اواخر بوردیگالین، با افت سطح آب دریا شرایط تبخیری حاکم و چرخه ی رسوبی آسماری به پایان می رسد (آقباتی، ۱۳۸۳).

۲. موقعیت جغرافیایی

در این پژوهش سازند آسماری در ناحیه ی سمیرم-دردوزن مورد مطالعه قرار گرفت که از نظر موقعیت جغرافیایی در قسمت هایی از شمال استان فارس، چهارمحال و بختیاری و جنوب اصفهان واقع شده است. این منطقه در تقسیمات زمین شناسی در زون زاگرس رووانده یا مرتفع قرار می گیرد. این ناحیه از شمال شرق و جنوب غرب به دو عارضه ی ساختاری مهم یعنی راندهای شمال و جنوب زاگرس مرتفع محدود می شود. در منطقه مورد مطالعه موقعیت سازند آسماری، با مختصات جغرافیایی عرض "۳۵°۲۲'۳۱" و طول "۲۷°۲۷'۵۱" واقع در کوهی با نام پشمکان در غرب شهر سمیرم قرار دارد. در برش کوه پشمکان سازند آسماری از ۶۵ متر آهک توده ای مرجانی و پرفسیل تشکیل شده است. مرز زیرین سازند آسماری در این کوه توسط سازند شهبازان و مرز بالایی آن نیز با سازند آغاچاری پوشیده میشود که در بالا و پایین سازند آسماری، ناپیوستگی آن از نوع هم شیب است (جولاپور، ۱۳۸۰).



شکل ۱: نقشه راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (سمت چپ) و نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از شاوردی و دیگران، ۱۳۷۷) (سمت راست)



۳. آسماری در منطقه مورد مطالعه (برش پشمکان):

این سازند از ۶۸ متر سنگ آهک توده ای، مرجانی و پر فسیل تشکیل شده است. این سازند در پشمکان بر روی دولومیت های سازند شهبازان قرار دارد و هم چنین توسط سازند آجاجاری در منطقه پوشیده شده است. سازند آسماری در منطقه‌ی مورد مطالعه به صورت یک واحد کربناته چهره ساز گسترش دارد. ضخامت آن از نواحی جنوبی (حوالی شیراز) به سمت غرب به تدریج افزایش می‌یابد به طوریکه از ۱۹۰ متر در کوه دراک به ۵۴۵ متر در تنگ قلات میرسد. علیرغم این روند افزایشی، در شمال دنا مجدداً از ضخامت سازند آسماری کاسته شده به نحوی که در برش پشمکان سازند آسماری به یک واحد آهک مرجانی به ضخامت ۶۸ متر می‌رسد. شکل ۴ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد نظر است.

از نظر چینه نگاری سنگی می‌توان سازند آسماری در کوه پشمکان را به ۲ بخش تقسیم کرد. بخش اول این سازند با ضخامت ۶۰ متر متشکل از آهک است که عمده‌ی این بخش آهک ضخیم لایه می‌باشد و هم چنین در برخی از نقاط نیز تناوب آهک ضخیم لایه و نازک لایه مشاهده می‌شود. بخش دوم سازند آسماری توسط واریزه های محیط پوشانده شده و فقط می‌توان به ضخامت ۸ متر آهک نازک لایه در برخی نقاط که پوشانده نشده اشاره کرد. البته این ضخامت کم نیز در یک محل مشاهده نشده و قسمت ابتدایی آن به ضخامت ۲ متر بعد از بخش پوشانده شده مشاهده می‌شود و بخش دیگر آن نیز به ضخامت ۶ متر، دوباره بعد از یک لایه پوششی از واریزه ها مشاهده شده است که البته ضخامت این قسمت نسبت به قسمت قبلی کمی بیشتر است.

۳-۱. زیست چینه نگاری سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه:

گسترش جغرافیایی در اکثر نقاط زمین به ویژه در نهشته های کم عمق و هم چنین تکامل سریع در بازه زمانی کوتاه باعث شده تا از فرامینیفرها به عنوان یکی از مفیدترین اجزای زیست چینه نگاری استفاده شود. این فسیل ها هم چنین یکی از عوامل خوب برای تطابق حوضه های مختلف با هم هستند. Shallow benthic foraminiferal biozonation و یا به اختصار SBZ برای اولین بار توسط Cahuzac and Poignant (1997) برای سن الیگوسن تا میوسن معرفی شد که شامل ۶ SBZ می باشد که سه مورد آن مربوط به سن الیگوسن و سه مورد دیگر برای میوسن هستند. این SBZ ها بر اساس ۴ خانواده ی فسیلی مهم در این زمان یعنی Nummulitidae, Miogypsinidae, Lepidocyclinidae, Alveolinidae و سایر خانواده های کمکی معرفی شده است که بر اساس اولین و آخرین حضور گونه های شاخص این فسیل ها بنا شده اند. SBZ ها و یا فرامینیفرها بزرگ بنتیک، کم عمق که یکی از شاخصه های محیط نریتیک هستند، به خاطر گسترش زیاد و تکامل سریع کمک بسیار خوبی برای زیست چینه نگاری به حساب می آیند. در زیر به بررسی و معرفی مختصری از خانواده‌ی میوزیپسینا ها پرداخته می‌شود، زیرا که در این پژوهش تلاش شده تا بررسی دقیق تری روی این خانواده انجام پذیرد.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



TIME UNIT	Cahuzac & Poignant (1997) European & Mediterranean	Marcelle K. Boudagher-Fadel & Fred T. Banner (1999)	Wynd (Southern of Iran) (1965)	Adams & Bourgeois (1967) (Southern of Iran)	Laursen et al. (2009) & Van Buchem et al. (2010) (Southern of Iran)
Early Miocene	Burdigalian	<i>Miogypsina</i> gr. <i>globulina</i> (Sbr 25)	<i>Borelis melo cardica</i> (zone 61)	<i>Borelis melo-Meaniogypsina iranica</i> (zone 1)	<i>Borelis melo melo</i> - <i>Borelis melo cardica</i> zone
		Aquitanian	TF1 (Lower stage)	<i>Austrotrillina hovehovi</i> - <i>Peneropla evolatus</i> (zone 59)	<i>Elphidium</i> sp. 14- <i>Miogypsina</i>
		TE 5 (Upper TF1)		<i>Archaias acmaricus</i> - <i>Archaias hensoni</i>	<i>Archaias</i> - <i>valvulimid</i>
				<i>Miogypsinoidea</i> - <i>Archaias</i> - <i>valvulimid</i>	Indeterminate

شکل ۲: بایوزون‌های ارائه شده برای محدوده‌ی سنی میوسن پیشین.

۳-۲. معرفی بایوزون‌های تعریف شده توسط کاهوزاگ و پوایگنانت (۱۹۹۷) برای سن الیگوسن - میوسن

برای محدوده سنی میوسن ۳ بایوزون معرفی شد براساس مطالعات میکروسکوپی، ۲ بایوزون آن در منطقه مورد مطالعه شناسایی شد که به شرح زیر می باشد.

بایوزون‌های موجود در میوسن عبارت اند از:

1- (SB 24) *Miogypsina* gr. *gunteri/tani* :

قاعده این بایوزون به وسیله‌ی حضور *Miogypsina* gr. *gunteri* مشخص می‌شود. در حد بالایی آن *bispiralled Miogypsina* مشاهده می‌شود. سن تعیین شده برای این بایوزون آکیتانین در نظر گرفته شده است. فرامینیفرهای موجود در این بایوزون با مجموعه قبلی تفاوت چندانی ندارند: *Nummulites*, *Cycloclypeus*, *Victoriella*, *Praerhapydionina* و بیشتر گونه‌های *Spiroclypeus* باقی مانده‌اند. شاخه‌های مهم این بایوزون عبارتند از: *Operculina complanata*, *Heterostegina* spp., *Nephrolepidina morgani*, *unispiralled Miogypsina*, *Neorotalia lithothamnica*, *Planolinderina escornebovensis* حضور فسیل‌های *Borelis* و *Austrotrillina* بسیار نادر است تا وقتی که این جنس‌ها همگی در آکیتانین ناپدید می‌شوند.

2- (SB25) *plurispiralled Miogypsina* (*M.* gr. *Globulina*, then *M.* gr. *Mediterranea*):

شاخصه‌ی قاعده این بایوزون به وسیله‌ی حضور *Miogypsina* gr. *globulina* و حد بالایی آن به وسیله‌ی انقراض *Miogypsina* شناخته می‌شود. سن این بایوزون بسیار نزدیک به استیج بوردیگالین تعریف شده است. فرامینیفرهای



این بایوزون نسبتاً با بایوزون‌های قبلی متفاوت‌اند؛ *Operculina complanata*, *Heterostegina* spp., *Nephrolepidina tournoueri*, *Miogypsina globulina*, *M. intermedia*, *M. cushmani*, *M. mediterranea*, *Mioplepidocyclina burdigalensis*, *M. negrii* و به میزان فراوانی از فسیل *Planolinderina* مشاهده شده است.

۳-۳ چینه‌نگاری زیستی سازند آسماری در برش پشمکان

سازند آسماری در برش پشمکان دارای ضخامتی در اندازه‌ی ۶۸ متر آهک پر فسیل بوده که مرز پایینی آن، دولومیت‌های سازند شهبازان و مرز بالایی آن را بعد از یک ناحیه‌ی پوشیده شده، سازند ماسه سنگی آغاچاری می‌پوشانند. تعداد کلی مقاطع مورد مطالعه ۲۶ عدد می‌باشد. پس از مطالعه‌ی انجام شده بر روی این مقاطع، غالب فسیل‌های دیده شده در این مقاطع از فرامینیفرها، جلبک‌ها و مرجان‌ها بوده که اسامی فرامینیفرهای آن به شرح زیر می‌باشند:

Amphistegina sp., *Austrorillina asmariensis*, *Austrorillina howchini*, *Borelis melo curdica*, *Coscinospira* sp., *Elphidium* sp., *Miogypsina globulina*, *Miogypsina tani*, *Miogypsinoidea dehaarti*, *Lepidocyclinids* (?*Nephrolepidina* sp.), *Peneroplis* sp., *Pseudotaberina malabarica*, *Pyrgo* sp., *Schelumbergerina* sp., *Sivasina* sp., *Tricolina tricarinata*, *Tricolina trigonula*.

با بررسی این فسیل‌ها نتایجی به دست آمد که در ادامه به آن‌ها پرداخته می‌شود: با مشاهده‌ی فسیل‌های *Miogypsina tani* در قاعده‌ی سازند آسماری در برش پشمکان، این بخش از برش که به متر ۱۷ متر می‌باشد، مطابق با بایوزون شماره ۵۹ Wynd (1965) و هم‌چنین 24 Sbz از Cahuzac and Poignant (1997) است که بنابراین سن این بخش از سازند آسماری محدوده‌ی آکیتانین را در برمی‌گیرد، سایر فسیل‌هایی که در این محدوده مشاهده شدند به شرح زیر می‌باشند:

Amphistegina sp., *Austrorillina asmariensis*, *Austrorillina howchini*, *Elphidium* sp., *Miogypsina tani*, *Miogypsinoidea dehaarti*, *Lepidocyclinids* (?*Nephrolepidina* sp.), *Peneroplis* sp., *Schelumbergerina* sp., *Tricolina trigonula*, Planktonic foraminifera, Red Algae.

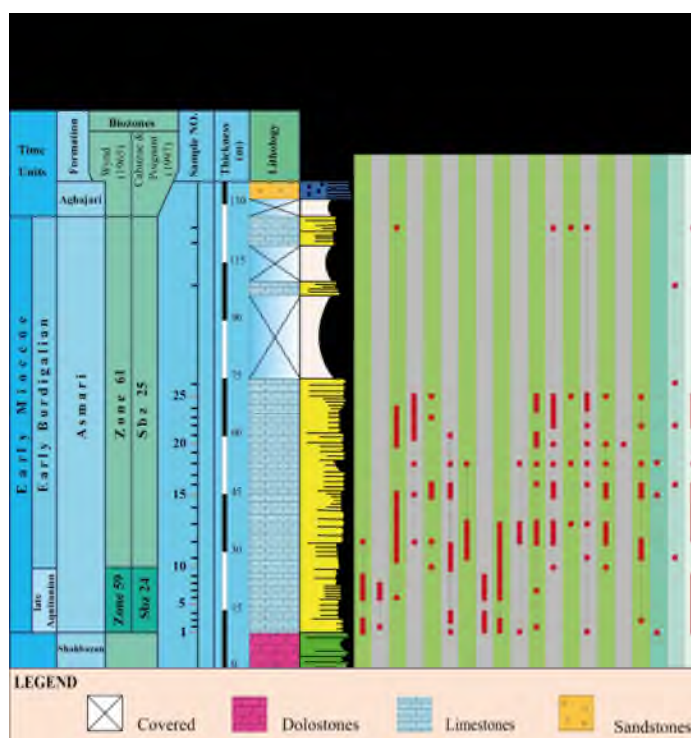
جدول ۱: مقادیر اندازه‌گیری شده X و Y برای *Miogypsina tani* and *Miogypsinoidea dehaartii*

Sample NO.	Number of <i>Miogypsina tani</i>	\bar{Y}	\bar{X}	Sample NO.	Number of <i>Miogypsinoidea dehaartii</i>	\bar{Y}	\bar{X}
1	3	57°	7	2	1	35°	7
2	1	50°	6	3	3	32°	6
3	3	38°	6	7	6	51°	7
4	1	40°	7	8	2	35°	7
6	1	52°	6	*	*	*	*
7	3	36°	7	*	*	*	*
8	1	30°	6	*	*	*	*
9	2	30°	6	*	*	*	*



در ادامه‌ی این برش با مشاهده‌ی فسیل‌های *Borelis melo curdica*, *Pseudotabrina malabarica* در متر ۱۷ تا ۱۷ متری به بعد و تا به انتهای برش آسماری که به مقدار ۵۱ متر آهک می‌باشد، مطابق با بایوزون شماره‌ی ۶۱ (Wynd 1965) و Sbz 25 از Cahuzac (1997) and Poignant بوده و از نظر سنی به محدوده‌ی بوردیگالین مربوط می‌شوند و در نتیجه می‌توان نتیجه گرفت که سازند آسماری در برش پشمکان از نظر سنی برای میوسن پیشین می‌باشد. سایر فسیل‌های مشاهده شده در این محدوده عبارتند از:

Amphistegina sp., *Austrotrillina howchini*, *Borelis melo curdica*, *Coscinospira* sp., *Elphidium* sp., *Miogypsina globulina*, *Miogypsinoides dehaarti*, *Lepidocyclinids* (?*Nephrolepidina* sp.), *Peneroplis* sp., *Pseudotaberina malabarica*, *Pyrgo* sp., *Schelumbergerina* sp., *Sivasina* sp., *Tricolina tricarinata*, *Tricolina trigonula*, *Globigerina* sp., Corals, Planktonic foraminifera, Red Algae.



شکل ۳: ستون لیتواستراتیگرافی و زیست‌چینه‌نگاری سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه.

۴. نتایج:

پس از بررسی و مطالعه‌ی داده‌های موجود در مورد سازند آسماری در منطقه‌ی مورد مطالعه، نتایجی حاصل شد که به شرح زیر می‌باشند:

- ۱- سازند آسماری در منطقه‌ی مورد مطالعه دارای ضخامتی در حدود ۶۸ متر بوده که توسط سازند‌های شهبازان در زیر و سازند آغاچاری در مرز بالایی احاطه شده است. علیرغم ضخامت کم این سازند در منطقه‌ی مورد مطالعه، رسوبات نهشته



شده حاوی تعداد بسیاری زیادی فسیل بوده که اغلب این جمعیت زیستی را مرجان‌ها، جلبک‌ها و فرامینیفرهای بنتیک تشکیل داده‌اند.

۲- مطالعه‌ی مقاطع نازک، منجر به شناسایی حداقل ۲۰ نوع مختلف از فرامینیفرها شد که از این تعداد، ۹ عدد از آنها در حد گونه و تعداد ۱۴ عدد از فسیل‌ها در حد جنس شناسایی شده‌اند، یکی از نکات جالب توجه در زمان مشاهده‌ی مقاطع نازک، حضور بسیار فراوان جلبک‌های قرمز در تقریباً تمامی مقاطع مورد مطالعه بود.

۳- پس از مطالعه‌ی مقاطع نازک، دو گونه‌ی مهم از خانواده‌ی میوژپسینوئیده‌ها با استفاده از فاکتورهای اصلی در تشخیص گونه‌های این خانواده (X و زاویه‌ی گاما)، در برش مورد مطالعه شناسایی شده‌اند که عبارت‌اند از *Miogypsinoidea dehaartii* و *Miogypsina tani*

۴- پس از شناسایی فسیل‌های موجود، سن‌سازند آسماری در منطقه‌ی مورد مطالعه در محدوده‌ی میوسن زیرین و به‌طور دقیق در زمان آکیتانین-بوردیگالین قرار دارد و از نظر زیست‌چینه‌نگاری نیز شامل بایوزون‌های SBZ 24 و SBZ 25 می‌باشد.

منابع:

- [۱] آقانباتی، ع، (۱۳۸۳)، زمین‌شناسی ایران. تهران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۲] جولاپور احمد آبادی، ع، ا، (۱۳۸۰). چینه‌شناسی ناحیه‌ی سمیرم-درودزن. شرکت ملی نفت ایران، اداره‌ی کل زمین‌شناسی سطح‌الارضی، گزارش شماره ۱۹۶۵.
- [۳] شاوردی، ط-م، صداقت، الف-قریب، ف، (۱۳۷۷)، نقشه زمین‌شناسی سمیرم ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

[4] References

- [5] Cahuzac, B. and Poignant, A. (1997). essai de biozonation de l'Oligo-Miocène dans les bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques, Bull. Soc. géol. France, t. Vol. 168, NO. 2, pp. 155-169.
- [6] Caus, E., Serra-Kiel, J., (1992). Macroforaminifères: Estructura, Paleocologia I Biostratigrafia. Monografies No. 2. Publicacio del servei Geologic de Catalunya.
- [7] James, G. A. and Wynd J. G., (1965). Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area AAPG Bulletin. Vol. 49, No. 12, pp. 2182-2245.

پیوست:



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020

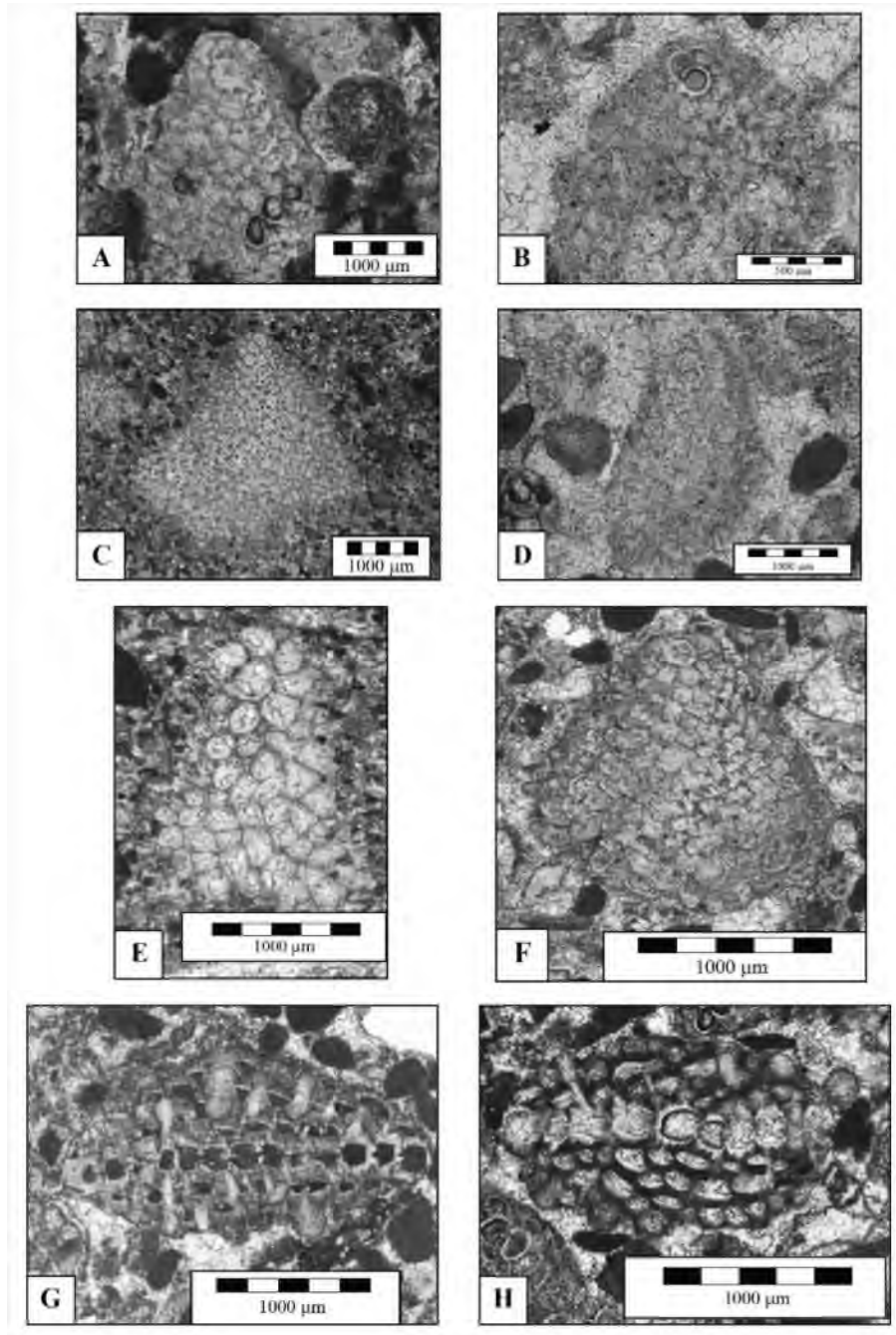


Plate1: A to H: *Miogypsina tani* (Drooger, 1952)

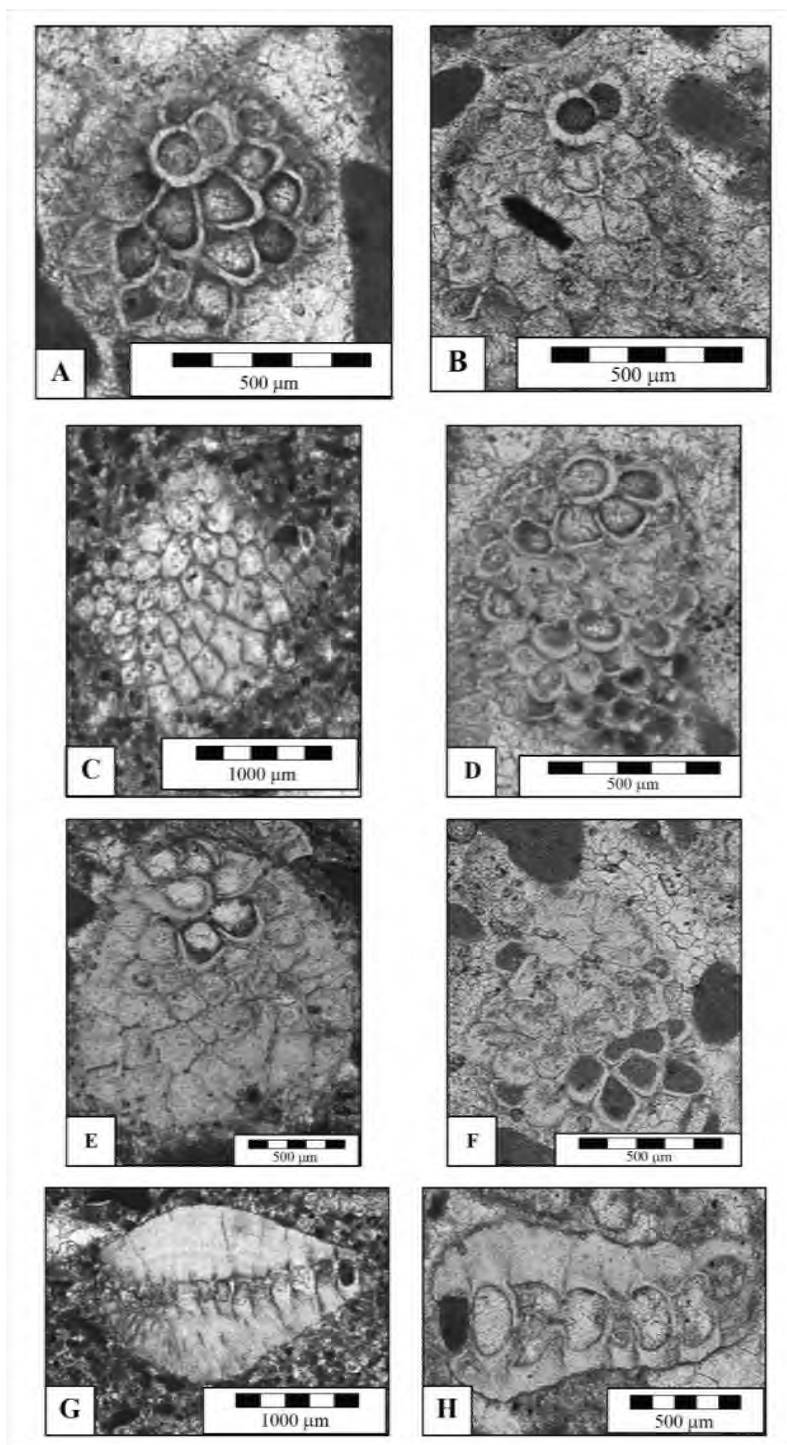


Plate2: A to H: *Miogypsinoides dehaartii* (van der Vlerk, 1924)



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



بررسی پالئواکولوژی سازند سرچشمه در برش بهمن‌جان علیا (کپه داغ) و تاثیر عوامل محیطی بر مرفولوژی مرجانه‌های اسکلاکتینا

ناصر شاه محمدیان*

دانش آموخته کارشناسی ارشد چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، دانشگاه بیرجند،

n.Shahe2013@gmail.com

احمد رضا خزاعی

عضو هیات علمی گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند،

arkhazaei@birjand.ac.ir

چکیده

سازند سرچشمه در برش بهمن‌جان علیا واقع در حوضه رسوبی کپه داغ با سن بارمین فوقانی تا آلبین زیرین می‌باشد که دارای لیتولوژی مارن، شیل و سنگ آهک نازک لایه است. این سازند دارای فونای فسیلی فراوانی است که از این فونا‌های فسیلی، فونای مرجانی آن بررسی گردید و طبق شناسایی مرجانه‌ها به مطالعه پالئواکولوژی این سازند پرداخته شده است و شرایط محیطی از جمله انرژی امواج دریا، نرخ رسوبگذاری، دما، شوری، رسوبات کف بستر، نور و همچنین مواد غذایی و گازهای محلول در آب و همچنین تاثیر هر یک از فاکتورهای فوق بر روی مرفولوژی مرجانه‌های اسکلاکتینا بررسی گردید. مرجانه‌های این سازند بیشتر دارای فرم کلنی و تعداد کمتری منفرد می‌باشند و براساس شکل کلنیها که بیشتر به شکل سریویید و تامانستروئید می‌باشند نشان دهنده محیطی با انرژی امواج بالا تا متوسط، ارتفاع و ضخامت کلنیها نشان دهنده نرخ رسوب گذاری کم تا متوسط می‌باشد و فراوانی مرجانه‌ها در این سازند محیطی با اکسیژن خوب و مواد غذایی مناسب همراه با دما و شوری مناسب برای رشد مرجانه‌ها بوده است

کلمات کلیدی: سازند سرچشمه، کپه داغ، مرجان، بهمن‌جان علیا، پالئواکولوژی، اسکلاکتینا



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Paleoecology study of Sarcheshmeh Formation in Upper Bahmanjan section (Koppehdagh) based on the morphology of Scleractina corals

Naser Shahmohammadian*

M.Sc. student of Paleontology and Stratigraphy, University of Birjand

n.shahe2013@gmail.com

Ahmadreza Khazaei

Assistant Professor, Dept. of Geology, University of Birjand

, arkhazaei@birjand.ac.ir

Abstract

Sarcheshmeh Formation is located in the Bahman Jan Olya section, located in the sedimentary basin of Koppehdagh with Upper Barmain to Lower Albian age, which has marl, shale and thin-layer limestone. This formation has many fossil fauna, of which coral fauna was studied and according to the identification of corals, the paleoecology of this formation has been studied and environmental conditions such as sea wave energy, sedimentation rate, temperature, salinity, bed bottom sediments, Light as well as food and water soluble gases as well as the effect of each of the above factors on the morphology of scleractina corals were investigated. The corals of this formation have more colony form and fewer solids and based on the shape of the colonies which are mostly in the form of seroids and tamanstroids, they represent an environment with high to medium wave energy, the height and thickness of the colonies indicate low to medium sedimentation rate. The abundance of corals in this formation has been an environment with good oxygen and suitable nutrients along with suitable temperature and salinity for corals to grow.

Keywords: Sarcheshmeh Formation, Koppehdagh, coral, Paleoecology, Scleractina



مقدمه

سازند سرچشمه در حوضه رسوبی - ساختاری کپه داغ در شمال شرق ایران واقع شده و نام آن از روستای سرچشمه واقع در ۱۴ کیلومتری شمال شرق بجنورد گرفته شده است. اگرچه رخنمون‌های اطراف روستای سرچشمه را لایه‌های این سازند تشکیل داده است. ولی برش مناسی که نمایانگر تمام ویژگیهای این سازند باشد. در دماغه شرق تاقدیس خور در کنار جاده مشهد به کلات نادری انتخاب شده که در ۶۵ کیلومتری شمال-شمال شرقی مشهد، در کناره غربی رود خور اندازه‌گیری شده است. این سازند از دو بخش غیر رسمی زیرین و بالایی تشکیل شده است: در بخش زیرین از مارن‌های خاکستری تا خاکستری تیره تشکیل شده که در سطوح فرسایشی به رنگ سبز دیده می‌شود و بخش بالایی شامل تناوبی از شیل تیره و لایه‌های نازک سنگ آهک است. این سازند بطور همشیب بر روی سازند آهکی تیرگان و در زیر سازند شیلی سنگانه به طور همشیب واقع شده است (لیتولوژی برش بهمینجان علیا همانند مقطع تیپ سازند میباید) سن این سازند براساس مطالعات انجام شده سن بارمین پسین-آپتین در نظر گرفته شده است [۱]. مطالعه سنگواره‌های مرجانی در رسوبات کرتاسه ایران سابقه و گستردگی کمی داشته و از جمله کارهای انجام شده پیشین در مناطق مرکزی ایران می‌توان به مطالعات کوهن در اطراف اصفهان [۲]، بارون زابو و همکاران در حومه اصفهان و روستای دیزلو [۳]، خزاعی و همکاران در زاگرس مرکزی [۴] و یزدی و همکاران در ایران مرکزی [۵] اشاره نمود. بررسی نمونه‌های فسیل مرجان از منطقه کپه داغ تنها محدود به کار شاه محمدیان و همکاران [۶] و همچنین کار پاندی و همکاران [۷] است که از بخشهایی از سازند سرچشمه و سنگانه نمونه‌ها را جمع‌آوری و مطالعه نمودند. که در هیچ یک از مطالعات فوق به بررسی پالئوآکولوژی این سازند براساس مرجانهای اسکلاکتینا پرداخته نشده است در کار پیش رو بر اساس تمامی فاکتورهای محیطی تاثیر گذار بر روی مرفولوژی مرجانها به محیط دیرینه این سازند پرداخته شده است. و چگونگی محیط دریایی در زمان تشکیل این سازند بررسی شده است

بحث:

بررسی ارتباطات جانداران فسیل شده با محیطی که در آن زندگی می‌کردند را پالئوآکولوژی می‌گویند. سنگ‌ها و فسیل‌ها شواهدی هستند که می‌توانیم توسط آنها این ارتباطات را مطالعه کنیم مهمترین عوامل بوم‌شناسی بر محیط دیرینه موجودات در محیط-های دریایی می‌توان به عواملی مانند دما، نور، میزان شوری، گازهای محلول در آب، عمق، جریانهای دریایی و امواج و شرایط کف بستر اشاره کرد. [۸]

مهمترین عوامل بوم‌شناسی

دما:

دما یکی از مهمترین عوامل فیزیکی است که تاثیرات مستقیم و غیر مستقیم مانند تغییر در گرانش و یا تغییر در تراکم دارد. دما اگر بسیار کم باشد پروتئین منعقد و اگر زیاد باشد زندگی موجود را به خطر می‌اندازد. تحمل موجودات زنده در برابر تغییرات دما بسیار متفاوت است. برخی شدیداً به تغییرات دما حساس هستند که به آنها (Stentotherm) و برخی می‌توانند تغییرات شدید دما را تحمل کنند (Eurthem) می‌گویند. ولی اکثر موجودات در دمای ویژه‌ای قادر به زندگی می‌باشند. در دماهای پایین قدرت انحلال کربنات کلسیم افزایش می‌یابد و چون این ترکیب در ساختمانهای بخشهای سخت بسیاری از جانداران به کار می‌رود تنوع موجوداتی که به نوعی از کربنات کلسیم در ساختمان بدن خود استفاده کرده‌اند در مناطق گرمسیری بیشتر شده و از طرفی اندازه



نسبتاً بزرگتری دارند. [۸]. بیشتر مرجانهای هرماتیپیک (آن دسته از مرجانها که در تشکیل ریفها شرکت می‌کنند) در دمای ۱۸ درجه سانتیگراد، و تعداد کمی در دمای کمتر از ۱۵ درجه زندگی می‌کنند. اما بیشترین رشد فراوانی آنها در دماهای ۲۵ - ۲۹ درجه سانتیگراد می‌باشد اما مرجانهای آهرماتیپیک (آن دسته از مرجانها که در تشکیل ریف شرکت نمی‌کنند) بیشترین رشد و فراوانی آنها در دمای ۴/۵-۱۰ درجه سانتیگراد می‌باشد [۹]. اکثر مرجانهای هرماتیپیک در دما ۱۸ درجه سانتیگراد زندگی می‌کنند. با توجه به این درجه حرارت بیشتر آنها در عرض‌های جغرافیایی ۲۸ درجه شمالی و جنوبی یافت می‌شوند و بیشترین دمای قابل تحمل برای آنها ۳۰-۳۴ درجه سانتیگراد می‌باشد در دمای بالاتر مرجان همزیست خود را از دست داده و همچنین استرس گرمایی موجب مرگ مرجان هرماتیپیک می‌شود [۱۰] با توجه به مطالعات انجام شده بر روی مرجانهای سازند سرچشمه در برش بهمن جان علیا با توجه به بزرگ بودن اندازه کلنی‌ها و مرجانهای منفرد و فراوانی آنها که در چند قسمت تشکیل ریف داده اند می‌توان چنین نتیجه گرفت که محتمل است دما دیرینه در این برش همان دمای ۲۵-۲۹ درجه سانتیگراد می‌باشد.

نور:

اولین انرژی سطح کره زمین را نور خورشید فراهم می‌کند نور خورشید به هنگام برخورد با سطح آب دریا مقداری منعکس و مقداری هم جذب و مقداری هم نفوذ می‌کند. احتمالاً نور تا عمق ۶۰ متری نفوذ می‌کند این منطقه را فوتیک (Photic) و پایین‌تر از آن که تقریباً تاریکی حکم فرماست منطقه آفوتیک (Aphotic) می‌گویند. میزان زلالت، شفافیت، و مدت زمانی که نور می‌تابد در میزان نفوذ نور به آب موثر است. ابتدا نورهای با طول موج بلند و سپس نورهای با طول موج کوتاه‌تر جذب می‌شوند برای فرایند فتوسنتز نورهای با طول موج بلند مورد استفاده قرار می‌گیرند بنابراین گیاهان اتوتروف تا عمق ۶۰ متری آب دریا دیده می‌شوند نور باعث رنگیزه شدن صدفهای دریایی می‌شود به طوری که صدفهای در عمق کم دارای رنگ‌های مختلف می‌باشند اما هر چه عمق بیشتر می‌شود رنگ پدیدگی صدفها بیشتر مشاهده می‌شود [۸]. مرجانها برای رشد و نیازهای متابولیکی خود به نور وابسته می‌باشند و این محدوده وضوح نور محدود و وابسته به فاکتورهای مانند شفافیت آب و میزان مواد معلق می‌باشد به طور کلی عمقی که مرجانها وابسته به نور در آن زندگی می‌کنند ۳۰-۱۰۰ متر می‌باشد [۱۰] نور زیاد برای رشد و فراوانی مرجانهای هرماتیپیک ضروری است اما مرجانهای آهرماتیپیک از محیط با روشنایی زیاد تا محیط دریایی کاملاً بی نور و تاریک زندگی می‌کنند [۹] همانگونه که گفته شد نور تاثیر بسزایی در رشد و زندگی مرجانهای هرماتیپیک (آن دسته از مرجانها که در تشکیل ریف شرکت می‌کنند) و همچنین تنوع و فراوانی انواع تاکسونها بازو، شکم‌پا، خارپوست نشان دهنده محیطی با نور مناسب جهت زندگی موجودات ریف ساز می‌باشد.

شوری

تعدادی از موجودات فقط در درجه شوری معینی قادر به زندگی می‌باشند و با تغییر در درجه شوری از بین خواهند رفت. این دسته از موجودات استنوهالین (Stenohaline) گفته می‌شود. و از آن جمله می‌توان خارپوستان، مرجانها، بازوپایان، جلبکها، رادیولاریت‌ها و تاژکداران را نامبرد. این گروه از موجودات اگر در رسوبات یافت شوند در تشخیص محیط رسوبگذاری و نیز تعیین درجه شوری اهمیت زیادی دارند. گروه دیگری از موجودات نسبت به تغییرات شوری چندان حساس نیستند و در آبهای لب شور تا خیلی شور قادر به ادامه زندگی می‌باشند این دسته از موجودات که از لحاظ محیط دیرینه اهمیت کمتری دارند. به این دسته از



موجودات یوری هالین (Euryhaline) گفته می‌شود که از آن جمله می‌توان شکم‌پایان، استراکودها و دوکفه‌ای را نام برد [۱۱]. میزان مقاومت مرجانهای اسکلاکتینا در شوری آب بین ۲۷-۴۰ ppm می‌باشد و بهترین و مناسب‌ترین شوری برای آنها شوری نرمال دریاها و اقیانوسها می‌باشد [۹]. سازند سرچشمه در برش بهمن‌جان‌علیا با دارا بودن موجودات مانند مرجان‌ها، خارپوستان و بازوپایان که موجودات استنوهالین هستند و نمی‌توانند در محیطی با تغییرات یوری‌هالین زندگی کنند چنین نتیجه می‌شود که این سازند دارای تغییرات شوری اندک و با توجه به فراوانی انواع تاکسون‌ها در این برش می‌توان آن را محیطی با شوری نرمال ۳۶ گرم در لیتر تخمین زد.

گازهای محلول در آب

در جدول ۵-۱ انواع گازهای محلول در آب دریا نشان داده شده است که از آن میان اکسیژن و دی‌اکسید کربن از لحاظ متابولیسمی بسیار مهم بوده و به این دلیل به شرح آنها پرداخته می‌شود.

جدول ۱: میزان گازهای محلول در آب دریا برحسب میلی‌لیتر، برگرفته از [۱۲]

اکسیژن	نیتروژن	کربن دی‌اکسید	آرگون	هلیوم و نئون	هیدروژن
۹-۰	۱۴,۵-۸,۴	۵۶-۳۴	۰/۴-۰/۲	۱۰*۱,۷	۰-۲۲ یا بیشتر

گازهای محلول در آب دریا در متابولیسم و ساختن بخش‌های سخت موجودات به کار می‌روند. اکسیژن در اتمسفر در آبها و همچنین اکسیژن حاصل از متابولیسم گیاهان منابع اصلی تهیه اکسیژن اقیانوسها می‌باشند. قدرت انحلال اکسیژن با دیگر گازها نسبت عکس با درجه حرارت دارد پراکندگی و فراوانی گازها در اقیانوسها برخلاف اتمسفر حالت یکنواختی ندارد در مناطق قطبی به دلیل درجه حرارت کم مقدار اکسیژن محلول در آبها بیشتر از مناطق گرمسیری می‌باشد. جریانهای دریایی و امواج یکی از عوامل مهم انتقال اکسیژن و گازهای محلول دیگر در آب می‌باشند. در سطح آب اقیانوسها اکسیژن فراوانتر از اعماق آنها است و بی‌شک فعالیت گیاهان نقش بسزایی دارند مصرف اکسیژن موجودات ارتباط نزدیکی با شوری دارد برای مثال در دوکفه‌ایها در آبهای شیرین با شوری حداکثر ۲ درصد زندگی می‌کنند میزان اکسیژن مصرفی در این حالت ۲۳ درصد میلی‌لیتر می‌باشد با افزایش میزان شوری موجود دوکفه خود را بسته و میزان اکسیژن مصرفی آن به ۰/۰۰۸ در میلی‌لیتر می‌رسد. مهمترین مصرف دی‌اکسید کربن توسط گیاهان و جلبکها برای ساختن قندها می‌باشد. مصرف این گاز در ساختمان‌های صدف‌ها و بخشهای سخت موجودات به صورت کربنات کلسیم می‌باشد از عمق بیش از ۴۰۰۰ متر به علت فشار زیاد کربنات کلسیم نامحلول به بی‌کربنات تبدیل می‌شود و به این علت بیشتر از این عمق صدف‌های آهکی دیده نمی‌شود [۸] وجود CO₂ و O₂ عامل اصلی برای فتوسنتز در موجودات اتوتروف و با افزایش مواد غذایی موجودات هتروتروف افزایش می‌یابد و به علت گوشتخوار بودن مرجانها محیط مناسبی از لحاظ تغذیه‌ای به وجود می‌آید که برش مورد نظر به دلیل موجودات مصرف‌کننده محیطی با اکسیژن و دی‌اکسید کربن مناسب برای رشد مرجانها و غنی از لحاظ تغذیه‌ای بوده است.



عمق:

افزایش عمق باعث افزایش فشار هیدرواستاتیک می‌شود. فشار کف دریا چند صد برابر فشار اتمسفر می‌باشد. در این فشار واکنشهای شیمیایی سریعتر انجام می‌شود. اثر این فشار بر روی موجودات به خوبی بررسی نشده است. به جز باکتری‌ها موجودات کمتری به زندگی در کف دریاها سازش کرده‌اند برخی گونه‌ها در مناطق قطبی در سطح آبها زندگی می‌کنند و در مناطق استوایی به سمت مناطق ژرف مهاجرت می‌کنند صدف جاندارانی که در اعماق زیاد زندگی می‌کنند نازکتر و رنگ پریده‌تر و اکثرا نیمه شفاف می‌باشند [۸]. به طور کلی در یک مقطع عرضی، مناطق دریایی از طرف خشکی به طرف مناطق عمیق به ۵ بخش زیر تقسیم می‌شوند [۱۱] (شکل ۱).

۱- منطقه ساحلی: این منطقه در حاشیه دریاها قرار گرفته است

۲- فلات قاره: این منطقه از ناحیه زیر جزر و مدی تا عمق متوسط ۲۰۰ متر ادامه دارد و شیب متوسط کمتر از یک درجه می‌باشد.

۳- شیب قاره: این منطقه پایین‌تر از فلات قاره قرار دارد و شیب آن بیشتر از یک درجه می‌باشد، و شیب متوسط آن در حدود ۴ درجه است شیب زیاد این منطقه باعث شده تا رسوبات این ناحیه بر اثر نیروی گراویتیته به طرف پایین حرکت نمایند.

۴- برآمدگی قاره‌ای: این منطقه پایین‌تر از شیب قاره قرار دارد و دارای شیب ملایمی می‌باشد و احتمالاً شیب آن کمتر از یک درجه می‌باشد.

۵- مناطق عمیق یا ژرف دریا: عمیق‌ترین قسمتهای دریاها را که عمدتاً رسوبات پلاژیک و همی پلاژیک تشکیل می‌دهند که در کل ۷۳ درصد از رسوبات دریایی را تشکیل می‌دهد.

باتوجه به این که در فلات قاره‌ها بهترین شرایط برای زندگی موجودات محیا می‌باشد می‌توان نتیجه گرفت که سازند سرچشمه واقع در برش بهمن جان علیا در این قسمت از دریا قرار گرفته و باید به این نکته توجه داشت که عمق آن ممکن است که کمتر از ۹۰ متر بوده باشد زیرا مرجان‌ها یافت شده در این برش از نوع هرمتیپیک هستند و اکثر آنها در این عمق قادر به زندگی می‌باشند. مرجانهای که در این سازند شناسایی شده اند جدول (۲) بالای ۹۰ درصد آنها از محیطهای ریفی واقع در فلات قاره‌ها در سراسر جهان گزارش شده اند. مرجانهای هرمتیپیک حداکثر تا عمق ۹۰ متری زندگی می‌کنند ولی اکثر آنها در عمق کمتر از ۲۰ متر یافت می‌شوند. اما مرجانهای آهرمتیپیک در تمام اعماق زندگی می‌کنند اما اکثر آنها از عمقهای کم تا ۵۰۰ متری دیده می‌شوند [۹] (جدول ۲)

جدول ۲: نمونه‌های شناسایی شده از برش مورد نظر و تطبیق محیط آنها با سایر نقاط یافت شده در دنیا

محیط دریایی	نمونه یافت شده در دنیا	نوع کلنی	شکل کلنی	گونه‌های فسیلی یافت شده در برش مورد نظر
-------------	------------------------	----------	----------	---



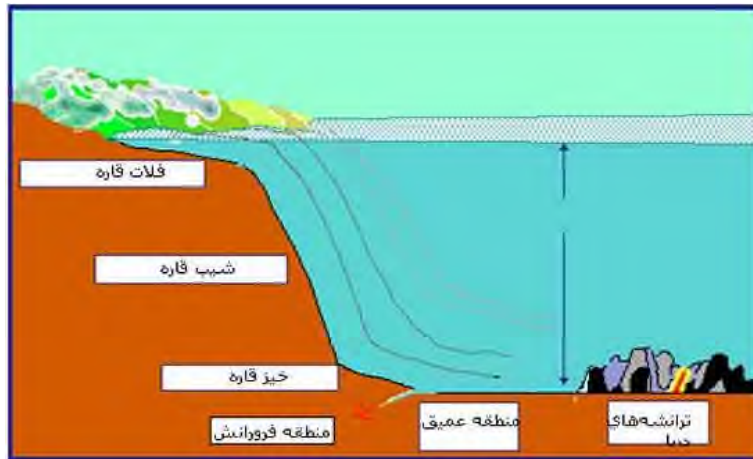
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

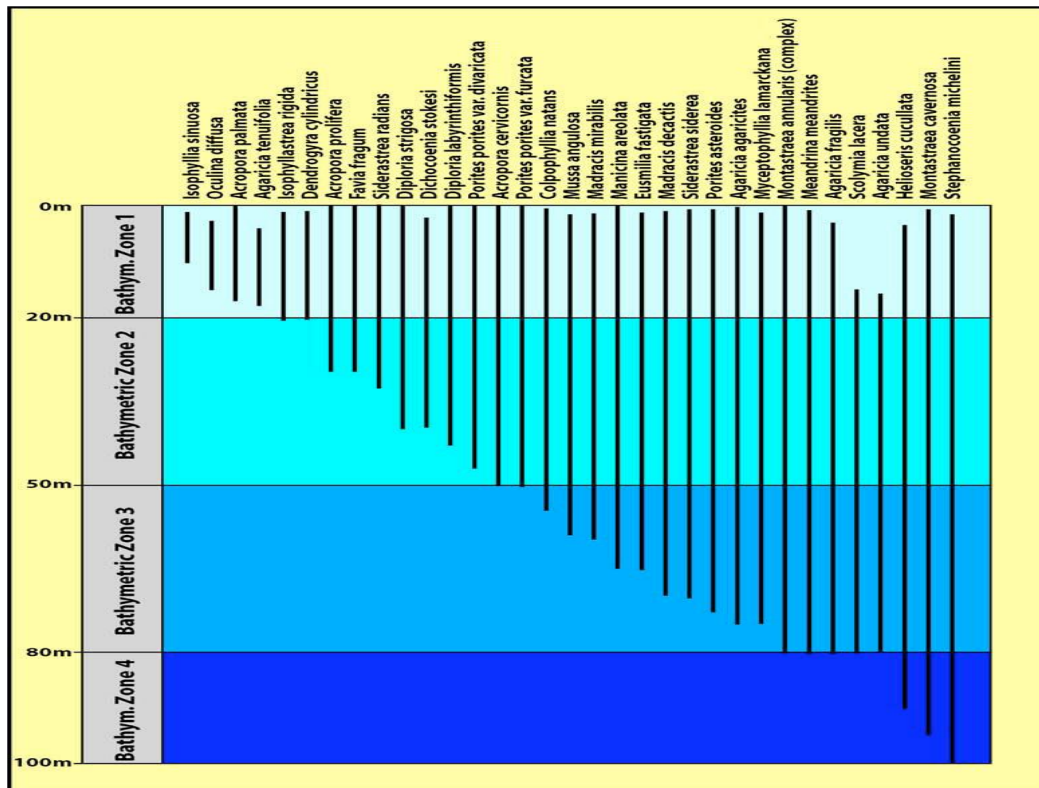
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



<i>Stylina micropora</i>	کروی	پلاکوئید تا سریوئید	کشور=۴ - نمونه ۶	ریف=۴ - عمیق=۱ - عمیق جزر و مدی=۱
<i>Eugyra cotteau</i>	نیم کروی	مئاندرئید	کشور=۱۳ - نمونه ۲۷	ریف = ۱۰ - عمیق=۲ - عمیق جزر و مدی = ۴
<i>Eugyra lanckoronensis</i>	کروی تا نیم کروی	مئاندرئید	کشور=۲۵ - نمونه ۸۱	ریف = ۲۴ - عمیق=۸ - عمیق جزر و مدی=۹
<i>Columnocoenia ksiazkiewiczzi</i>	کروی	پلاکوئید	کشور=۱۶ - نمونه ۳۰	ریف=۱۳ - عمیق=۲ - عمیق جزر و مدی=۶
<i>Thamnosseris fascigera</i>	نیم کروی با ارتفاع زیاد	تامانستروئید	کشور=۱۶ - نمونه ۳۹	ریف=۱۹ - عمیق=۲ - عمیق جزر و مدی=۵
<i>Fungiastrea cresp</i>	نیم کروی با ارتفاع زیاد	سریوئید تا تامانستروئید	کشور=۳۳ - نمونه ۱۲۷	ریف=۶۱ - عمیق=۵ - عمیق جزر و مدی=۱۰
<i>Isastraea cf. neocomiensis</i>	کروی با ارتفاع زیاد	سریوئید تا تامانستروئید	کشور=۵۱ - نمونه ۳۱۸	ریف=۹۱ - عمیق=۱۳ - عمیق جزر و مدی=۱۵
<i>Hydnophora sp.</i>	نیمه کروی	سریوئید تا تامانستروئید	کشور=۴۳ - نمونه ۱۳۷	ریف=۶۷ - عمیق=۶ - عمیق جزر و مدی=۱۱
<i>Mixastraea polyseptata</i>	کروی تا نیم کروی	تامانستروئید	کشور=۲ - نمونه ۳	منطقه عمیق جزر و مدی=۲



شکل ۱: تقسیم‌بندی دریا بر حسب عمق، برگرفته از [۱۳]



شکل ۲: توزیع مرجانهای عهد حاضر در دریای کرائیب برگرفته از [۱۴] که در آن کاهش نمونه‌های مرجانی بر حسب عمق و میزان نور را نشان میدهد.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



رسوبات کف بستر:

رسوبات کف بستر یکی دیگر از ویژگی‌های مهم و حیاتی برای مرجانها می باشد. زیرا مرجانها نیاز به یک بستر مناسب برای رشد و ثابت نگه داشتن خود می باشند. موجودات کفزی دارای مرحله لاروی می باشند در این مرحله آنها به صورت پلانکتون می باشند مرحله پلانکتونی تا زمانی ادامه دارد که آنها به یک بستر مناسب برسند و در آنجا زندگی خود را سپری کنند [۸]. مرجانها می‌توانند بر روی اسکلت دیگر مرجانها، صدف ها و قطعات اسکلتی ثابت و محکم قرار گیرند این موارد تشکیل بسترهای مناسب برای زندگی مرجانها را می دهند [۹] در (شکل ۳) قرارگیری یک مرجان منفرد بر روی فسیل یک اوربیتولین نشان داده شده است. که هرچقدر محیط صخره ای و دارای قطعات قسمتهای سخت سایر موجودات باشد مرجانها بعد مرحله لاروی راحتتر میتوانند به کف بستر بچسبند و زندگی بنتیک خود را آغاز نمایند. که در این سازند لایه‌های نازک آهکی، وجود صدف‌های فراوان محیط و بستر مناسبی برای رشد و ثابت نگه داشتن مرجانها بوده است.



شکل ۳: قرارگیری یک مرجان منفرد بر روی صدف اوربیتولین

جریانهای دریایی و امواج

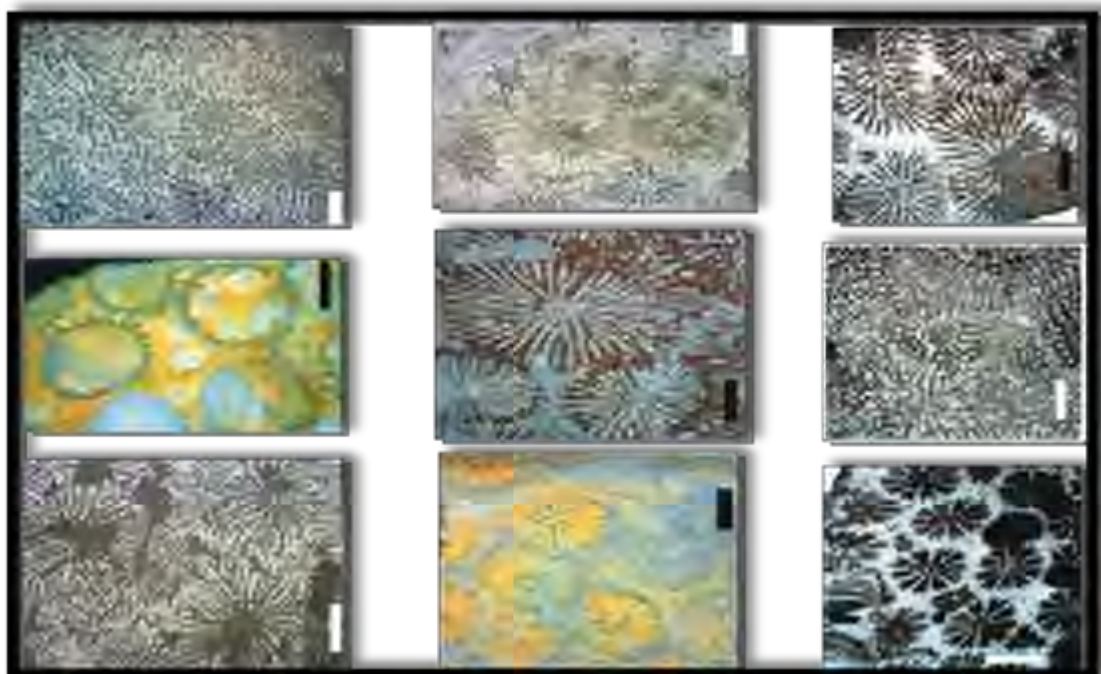
این فاکتور که باعث گردش آب می‌باشد برای مرجانها از نظر رساندن مواد غذایی و اکسیژن به موجودات و همچنین حذف رسوبات ضروری می‌باشد. مرجانها کمتر در محیطهای با نرخ رسوبگذاری خیلی زیاد زندگی می‌کنند. امواج و جریانهای دریایی یک فاکتور مهم در زمان تولید مثل جنسی برای جابجایی و گسترش آنها می باشد. زیرا موجودات مرجانی در طول چند هفته به صورت لاروی به سر می‌برند که این فاکتور برای شناوری آنها مهم می‌باشد. [۹] در رابطه با پرسلولی‌های سازندگان ریف عهدحاضر مانند ریف‌های مرجانی مناطق گرمسیری و مطالعات انجام شده بر روی ریف‌های قدیمی نشان می‌دهد که یک ارتباط عمومی بین شکل موجودات و محیط زندگی آنها بدست می‌آید که در تجزیه و تحلیل رخساره های ریفی حائز اهمیت است. [۱۱]. مرجانها باتشکیل



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



کلنیها تشکیل شبکه های به هم تنیده می دهند (شکل ۴) که سرعت و انرژی امواج نتواند آنها را از بستر دریا کنده و در معرض نابودی قرار دهد.



شکل ۴: فرمهای کلنی که جهت مقاومت بیشتر در مقابل عوامل محیطی تشکیل میشوند (عکسها برگرفته از نمونه های مطالعه شده می باشد)

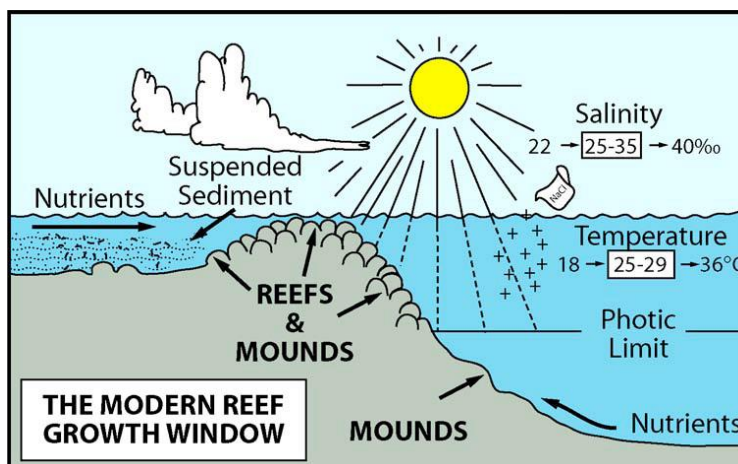
رسوبگذاری یکی دیگر از عوامل مهم در فرم رشد مرجانها می باشد. اما نرخ رسوبگذاری بالا باعث جلوگیری نور به داخل آب، مسدود کردن فیلترهای ظریف تغذیه، جلوگیری از اتصال لاروهای مرجانی به کف بستر و در صورتی که نرخ رسوبگذاری خیلی زیاد باشد مرجانها را مدفون می کند [۱۰]. در مطالعه انجام شده توسط (James and Bourque, 1992) فرم رشد و زندگی اسکلت پرسلولی های سازنده ریف براساس دو فاکتور رسوبگذاری و انرژی امواج را بررسی کرده است (شکل ۵).



GROWTH FORM AND ENVIRONMENT OF REEF BUILDING SKELETAL METAZOA			
Growth Form		Environment	
		Wave Energy	Sedimentation
	Delicate, branching	low	high
	Thin, delicate, plate-like	low	low
	Globular, bulbous, columnar	moderate	high
	Robust, dendroid, branching	mod-high	moderate
	Hemispherical, irregular, massive	mod-high	low
	Encrusting	very high	low
	Tabular	moderate	low

شکل ۵: فرم رشد مرجانهای ریف ساز، برگرفته از [۱۵]

بر طبق مطالعات [۱۵] می‌توان چنین نتیجه گرفت که سازند سرچشمه در برش بهمن جان علیا که نمونه‌های جمع آوری شده از این برش به شکل منفرد و کلنی می‌باشد. در نمونه‌های کلنی شکل مرجانها به صورت کروی تا نیمه کروی مانند جنس و گونه‌های *Actinaraeopsis*, *Fungiastrea crespipi* و گاهی به صورت صفحه ای و پهن مانند گونه *Thamnoseris fasciger* می‌باشند و تعداد کمی به صورت شاخه ای مانند گونه‌های *Placophyllia af.*, *curvata Pseudopolytremacis japonica*, می‌باشند و کلنی‌ها بیشتر از نوع تامانستروئید و سریوئید می‌باشد. با توجه به شکل نمونه‌ها در سازند سرچشمه در برش مورد نظر، انرژی امواج زیاد تا متوسط و نرخ رسوبگذاری کم تا متوسط تا تخمین زده می‌شود. بنابر این یک شرایط ایده آل برای رشد ریفهای مرجانی آن است که هر یک از فاکتورهای که در بالا به آن اشاره شده داشته باشد (شکل ۶) یک اکوسیستم مناسب برای تشکیل ریف‌های مرجانی را نشان می‌دهد.



شکل ۶: شرایط مناسب برای یک ریف مرجانی، برگرفته از [۱۵]



نتیجه گیری:

سازند سرچشمه در برش بهمن جان علیا از سری رسوبات کرتاسه پایینی می باشد که دارای فونای غنی فسیلی از جمله: بازوپایان، شکم‌پایان، خارپوستان، اوربیتولین، آمونیت و مرجانها می باشد که به مطالعه گروه مرجانی سازند فوق پرداخته شد. در این مطالعه به عوامل محیطی بر زندگی موجودات و چگونگی محیط دریایی حاکم بر روی مرفولوژی مرجانها پرداخته شده است. فاکتور دما: از آنجاییکه بسیاری از موجودات به تغییرات دمایی حساس می باشند و تنها میتوانند در محدوده خاص دمای زندگی کنند در برش مورد مطالعه در چند نقطه سازند ریفهای دیده میشود که در آن تنوع فسیلی نشان دهنده محیطی با دما مناسب (۲۵-۲۹) برای موجودات هرماطیک می باشد که این شرایط دمایی بر دریایی آن زمان سازند حاکم بوده است. فاکتور شوری همانند فاکتور دما تاثیر گذار است یعنی موجودات از جمله مرجانهای هرماطیک در شوری نرمال دریا میتوانند در ساختمان ریفها شرکت کنند یعنی شوری در دریایی سازند سرچشمه ۳۶ گرم در لیتر بوده است. فاکتور گازهای محلول در آب: دو گاز محلول در آب که بسیار حیاتی در زندگی موجودات می باشد اکسیژن و دی اکسید کربن است. که دی اکسید کربن برای فتوسنتز در موجودات اتوتروف بسیار مهم است موجودات اتوتروف گاز مورد نظر را گرفته و اکسیژن لازم برای زندگی موجودات مصرف کننده (هترتروف) را فراهم میکنند هر چه میزان این دو گاز در محیط زیاد باشد فراوانی و تنوع موجودات افزایش می یابد که سازند مورد نظر نیز از این امر مستثنی نیست. فاکتور عمق: هرچه عمق دریا کمتر باشد سرعت امواج افزایش یافت و به دلیل فرسایش کف بستر محیط دریا محیط مناسبی برای موجودات نیست و در مقابل با افزایش عمق میزان نور در اعماق کاهش یافته و دما نیز کاهش میابد بنابراین موجودات اتوتروف نمیتوانند در این اعماق زندگی کنند با کاهش موجودات اتوتروف میزان اکسیژن در محیط کاهش میابد بنابراین حضور موجودات کم میشود. ولی محیط مناسب برای موجودات محیط فلات قاره دریایی می باشد که نور و سایر شرایط برای موجودات ریف ساز محیاست بنابر این محیط دریایی در سازند سرچشمه دریایی با عمق ۳۰ الی ۱۰۰ متری می باشد. فاکتور کف بستر: از آنجاییکه مرجانها دو هفته اول زندگی را به صورت لاروی میگذرانند پس از دو هفته در محیط بستر به صورت بنتیک قرار می‌گیرند که این قرارگیری مستلزم وجود قطعات فسیلی و دانه های سنگین آواری جهت استقرار آنها می‌باشد که در سازند سرچشمه با وجود قطعات فسیلی و قطعات سنگ آهک این شرایط محیا بوده است. دو فاکتور مهم دیگر در زندگی مرجانها سرعت امواج و نرخ رسوبگذاری می‌باشد سرعت امواج برای انتشار و پراکندگی مرجانها در مرحله لاروی بسیار مهم می باشد ولی اگر سرعت امواج خیلی زیاد باشد مرجانها را از کف بستر کنده و آنها را نابود میکند در شرایطی که سرعت امواج بالا باشد فرمهای کلنی مرجانی که مقاومتر در مقابل شرایط امواج هستند در محیط افزایش می یابد که در سازند سرچشمه حدود ۹۰ درصد مرجانهای یافت شده از نوع کلنی با فرم کروی تا نیمه کروی میباشند که نشان دهند محیط با انرژی امواج بالا تا متوسط می‌باشد. نرخ رسوب گذاری: اگر نرخ رسوب گذاری بالا باشد فیلترهای تغذیه موجودات را مسدود کرده و مرجان نابود می‌شود. اگر سرعت رسوب گذاری در محیط بالا باشد در فرم ساختار مرجانها تاثیر گذار است در محیط با نرخ رسوب گذاری بالا مرجان جهت مدفون نشدن در رسوبات به صورت شاخه ای رشد می‌کند اما اگر رسوبگذاری متوسط باشد فرم کلنی ها به صورت کروی تا نیمه کروی با



ارتفاع زیاد تشکیل می‌شود و اگر رسوبگذاری کم باشد مرجانها به صورت صفحه ای وتیغه ای رشد می‌کنند. از آنجاییکه بیشترین فرم مرجانی در سازند سرچشمه از نوع کلنی کروی تا نیمه کروی می باشد محیط دارای نرخ رسوب گذاری متوسط بوده است

منابع

- [۱] افشار حرب، ع.، ۱۳۷۳، زمین‌شناسی ایران، زمین‌شناسی کپه داغ، ۲۷۵ صفحه.
- [۲] Kuhn, O., 1933, Das Becken von Isfahan-Saidabad und seine Altmiocene Korallenfauna, : E. Schweizerbart, p. 218
- [۳] Baron-Szabo, R.C., Hamedani, A. & Senowbari-Daryan, B., 2003, Scleractinian corals from Lower Cretaceous deposits of North of Esfahan (Central Iran), *Facies*, 48, pp. 199-216.
- [۴] احمدرضا خزاعی، مهدی یزدی و هانس لوزر. ۱۳۸۹، دیرینه‌شناسی و دیرینه زیست جغرافیای مرجانهای اسکلاکتینیا در واحدهای کریناته رودیست دار سازند تارپور، برش سمیرم. مجله علوم دانشگاه شهید چمران، ۱۶ صفحه
- [۵] Yazdi, M., Bahrami, A., and Leloux, J., 2011, *Funginella? isfahanensis n. sp. from the upper Albian of Iran*, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 28, pp. 226-234
- [۶] شاه محمدیان، ن.، خزاعی، الف. ر.، افسری کهنه شهری، س.، ۱۳۹۴، معرفی دو گونه از مرجان های کرتاسه پیشین در برش بهمن‌جان‌علیا (سازند سرچشمه) برای اولین بار از ایران، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران، ۱۹۴ صفحه.
- [۷] Pandey, D. K., Fürsich, F. T., Baron-Szabo, R., & Wilmsen, M., 2007, Lower Cretaceous corals from the Koppeh Dagh, NE-Iran, *Zitteliana* A47, pp. 3-52.
- [۸] مغفوری مقدم، الف.، پازوکی، الف.، ۱۳۸۰، اصول چینه‌شناسی، انتشارات فرهنگ زبان، ۲۵۶ صفحه.
- [۹] Moore, C., 1956, *Invertebrate Paleontology*, Library of Congress Catalogue Card, p. 474
- [۱۰] Budd, A., McNeill, D., & Klaus, J., 2006, *Paleoecology and Sedimentology of Ancient coral reefs in the Dominican Republic*, Universidad Autónoma de Santo Domingo, p. 40
- [۱۱] موسوی حریمی، ر.، ۱۳۷۶، رسوب‌شناسی، آستان قدس رضوی، ۴۷۶ صفحه.
- [۱۲] Mason, B. & Moore, C. B., 1982, *Principle of geochemistary*. John, wiley sons, p. 343.
- [۱۳] (<http://forum.parsigold.com>)
- [۱۴] Goreau, T.F. & Wells, J. W., 1967, The shallow-water Scleractinia of Jamaica, revised list of species and their vertical distribution range, *Bulletin of Marine Science* 17(2): pp. 442-453
- [۱۵] James, N. P., & Bourque P. A., 1992, *Reefs and Mounds Facies Models*. Geoscience Canada (pp 323-347)



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



ردپای گوشتخواران در سازند آغاچاری (میوسن بالایی- پلیوسن)، تاکدیس بی‌بی حکیمه، کوه‌های زاگرس

نصراله عباسی*

دانشیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه زنجان

abbsi@znu.ac.ir

چکیده

سازند آغاچاری یک از سازندهای گسترده‌ی سنوزوئیک رشته کوه زاگرس می‌باشد که از منطقه بندرعباس در جنوب خاوری تا ارتفاعات کردستان عراق در شمال باختری، گسترش دارد. این سازند از توالی رسوبات آواری و مارن تشکیل شده است. سازند آغاچاری در دامنه‌های جنوبی ارتفاعات زاگرس در استان بوشهر نیز برونزد خوبی دارد. محیط رسوبی این سازند محیط قاره‌ای تا دریایی کم ژرفا است و از دو بخش زیرین، مرکب از ماسه سنگ و مارن قرمز و بخش بالایی به نام لهبری که شامل مارن قرمز است، تشکیل شده است. در رخنمونی از سازند آغاچاری در باختر تاکدیس بی‌بی حکیمه واقع در شمال بندر دیلم استان بوشهر، تخته سنگی نابرجا به ابعاد 95×65 سانتیمتر با جنس ماسه سنگ قرمز یافت شد که در سطح زیرین آن، ۱۲ عدد قالب طبیعی رد پای پستاندار به صورت برجسته حفظ شده بودند. با توجه به آرایش و فاصله ردپاها به نظر می‌رسد این رد پاها توسط حداقل دو پستاندار ایجاد شده باشند. ردپاها با حاشیه گرد و اثر سه تا چهار انگشت مشاهده شدند. اثر کشیده شدن چنگال‌ها نیز در برخی از آنها مشاهده شد. تعداد دیگری از ردپاها فقط به شکل برجستگی‌های گرد هستند. همه‌ی رد پاها جهت حرکت به یک سوی را نشان می‌دهند. داده‌های ریخت‌شناسی نشان می‌دهد که این ردپاها مربوط به سگ‌سانان (Canidae) می‌باشند و این نخستین گزارش از فسیل ردپای گوشتخواران در پهنه زمین‌شناختی زاگرس است.

کلمات کلیدی: اثر فسیل، رد پا، سازند آغاچاری، کوه‌های زاگرس.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Carnivora tracks from the Agha Jari Formation (Upper Miocene-Pliocene), Bibi Hakimeh anticline, Zagros Mountains

Nasrallah Abbasi*

Department of Geology, Faculty of Science, University of Zanjan, Zanjan, 38791-45371, Iran.

abbasi@znu.ac.ir

Abstract

Agha Jari Formation is one the extensive Cenozoic formations in the Zagros Mountains, that outcropped from the Bandar Abbas in southeast to Iraqi Kurdistan region in the northwest. This formation comprises of the siliciclastic and marl sediments. Agha Jari Formation is well exposed in the southern flanks of Zagros Mountains such as north Bushehr province. The formation has been deposited in the continental to shallow marine conditions, which includes lower member as red sandstone and marl alternations and upper red marl which named Lahbari Member. About 12 hyporelief mammal footprints have been found on the dislocated red sandstone slab (95 × 65 cm) from the west of Bibi Hakimeh anticline in the north of Bandar Deylam, Bushehr province. Based on the trackway ornamentations, it seems that footprints made by at last two mammals. Footprints have rounded outlines with three to four-digit imprints with claw drag marks in some of them. There are however, round footprints without digit imprints. All of trackways are same in direction. These footprints are tracks of Canidae (carnivores) based on morphology features, and this is first report of carnivore footprints from the Zagros Mountains

Keywords: Trace fossil; Footprints; Agha Jari Formation, Zagros Mountains



۱. مقدمه

کشف و گزارش بقایای مهره‌داران برای بازسازی جغرافیای دیرینه زیستی جانوران در پهنه‌های زمین‌شناختی ایران اهمیت دارد. این اهمیت هنگامی برجسته می‌شود که در پی رخدادهای زمین‌ساختی و ایجاد سدها یا پل‌های طبیعی، امکان شکل‌گیری زیست‌بوم‌های محلی یا مهاجرت جانداران رخ داده باشد. در پی برخورد صفحه عربی با صفحه ایران و شکل‌گیری رشته کوه زاگرس در سنوزوئیک، عملاً سدی طبیعی میان دو زیست‌بوم فلات‌های ایرانی و آفروعربی ایجاد می‌گردد.

یافتن فسیل مهره‌داران در اغلب موارد دشوار است و همین امر باعث سختی در دستیابی به داده‌ها و اطلاعات پالئوبایوژئوگرافی این گروه از جانداران می‌گردد. با این وجود، کشف ردپای مهره‌داران به دلیل برجا بودن، در بازسازی پالئوبایوژئوگرافی و قلمروهای زیستی، حائز اهمیت است. نخستین گزارش از ردپای مهره‌داران در زاگرس [و در خاورمیانه] از منطقه جبل حمیرین واقع در باختر موسیان در استان ایلام و در نزدیکی مرز میان ایران و عراق است که مربوط به ردپای پرنده بزرگ جثه بوده و از بخش لهبری سازند آجاجاری نمونه برداری و با نام *Iranipeda abeli* گزارش شده است [1، 2]. مطعی [3] نیز در بیان خواص رسوب‌شناسی سازند آجاجاری بدون هر گونه جزئیاتی، به وجود آثار پای جانوران در این سازند اشاره می‌نماید. به غیر از گزارش کلی از وجود ردپای مهره داران ائوسن از سازند کشکان [4]، بقیه گزارشات ردپاهای مهره داران از پهنه زاگرس- صفحه عربی از نهشته های میوسن پسین می‌باشند که شامل ردپای جفت سمان از سازند برزمان کشور عمان [5]، ردپای فیل‌ها از سازند بینونه منطقه ابوظبی [6] و ردپای جفت سمان و پرندگان از سازند مقدادیه کردستان عراق [7، 8] می‌باشد. گزارش حاضر در واقع، نخستین گزارش از ردپای پستانداران گوشتخوار از حوضه زاگرس می‌باشد و امید است این گزارش در امر بازسازی پالئوبایوژئوگرافی پستانداران حوضه زاگرس مفید باشد. تخته‌سنگ مورد مطالعه در شمال روستای عامری و در حاشیه جاده بندر دیلم به بهبهان و در مختصات جغرافیایی E50.1808 و N30.2167 یافت شد (شکل ۱). این نمونه پس از عکس‌برداری و یادداشت‌های لازم، در صحرا مورد مطالعه قرار گرفت.

۲. اثرشناسی

۱-۲. موقعیت زمین‌شناسی

در پی تکمیل حوضه‌ی رسوبی دریایی الیگو-میوسن پهنه زاگرس یعنی سازند آسماری و همزمان با جوان‌ترین مراحل برخورد صفحه عربی-ایرانی، حوضه‌ی رسوبی مارنی-آهکی-آواری گروه فارس که شامل سازندهای میشان، گچساران و آجاجاری است، در طی میوسن-پلیوسن تشکیل می‌گردد [9]. در میان این مجموعه‌ی رسوبی، بخش‌های زیادی از سازند آجاجاری در شرایط محیط قاره‌ای ته نشست شده‌اند و می‌توانند مستعد پی‌جویی برای یافتن اثر فسیل مهره‌داران قاره‌ای باشند. برش الگوی سازند آجاجاری به سبزی نزدیک به ۳۰۰۰ متر در میدان نفتی آجاجاری در شمال خلیج فارس پیمایش و معرفی شده است [۳، ۹، 10]. توالی اسن سازند در تاقدیس بی‌بی حکیمه شامل هر دو بخش زیرین و لهبری است (شکل ۱). توالی بخش زیرین آن شامل تناوب رسوبات کنگلومرا، ماسه‌سنگ و سیلت‌سنگ به رنگ‌های قهوه‌ای، قرمز خاکستری تا سبز و مارن‌های قرمز می‌باشد. این بخش از سازند، بیشتر در دامنه‌ی جنوبی تاقدیس بی‌بی حکیمه رخنمون دارد و مرز آن با سازند میشان هم شیب و تدریجی است. بخش لهبری در دامنه‌های شمالی تاقدیس به صورت مارن تقریباً یکنواخت است که به صورت فرسایشی توسط سازند آواری کنگلومرای بختیاری پوشیده شده است.



۲-۲. توصیف نمونه

در تخته سنگ یافت شده ۱۲ رد پا تشخیص داده شدند (شکل ۲-الف). به دلیل پراکندگی تقریباً نامنظم و همچنین حفظ شدگی نسبتاً ضعیف این رد پاها، تشخیص و تمایز مسیرهای حرکت (trackways) آسان نیست. با این وجود می‌توان آنها را در پنج مسیر حرکت شماره گذاری نمود (شکل ۲-ب). جدول یک ابعاد این ردپاها را نشان می‌دهد.

مسیر حرکت a- این مسیر حرکت شامل چهار ردپاست. حفظ شدگی این ردپاها به نسبت بهتر است. در این ردپاها اثر پنجه حفظ شده و اثر کشیده شدن سه تا چهار چنگال در سطح اثر دیده می‌شود (شکل ۳).

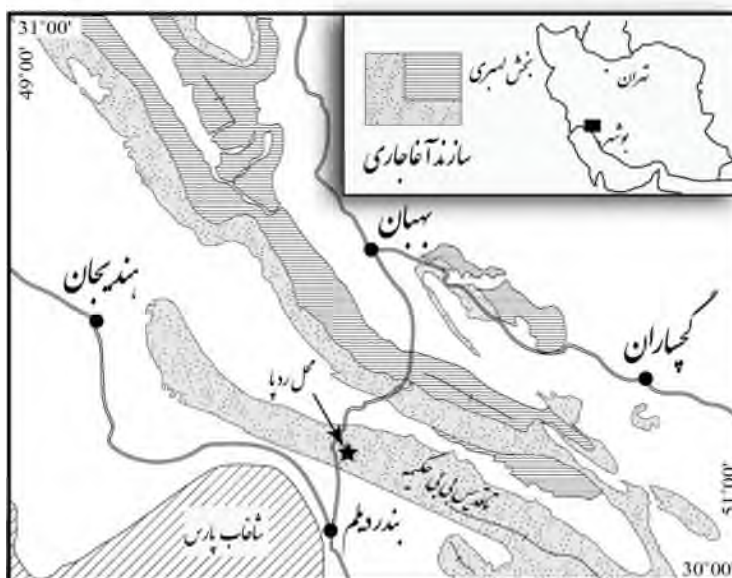
مسیر حرکت b- در این مسیر تنها یک ردپا با حفظ شدگی ناقص و در کنار رد دوم مسیر حرکت a قرار دارد. ارتباط این ردپا با مسیر حرکت a مبهم است. در این رد تنها اثر چها انگشت بدون اثر چنگال دیده می‌شود.

مسیر حرکت c- این مسیر دو ردپای کوچک با فاصله زیاد از هم قرار دارند. این اثرها پنجه رو هستند و در رد نخست اثر چهار انگشت و چنگال دیده می‌شود.

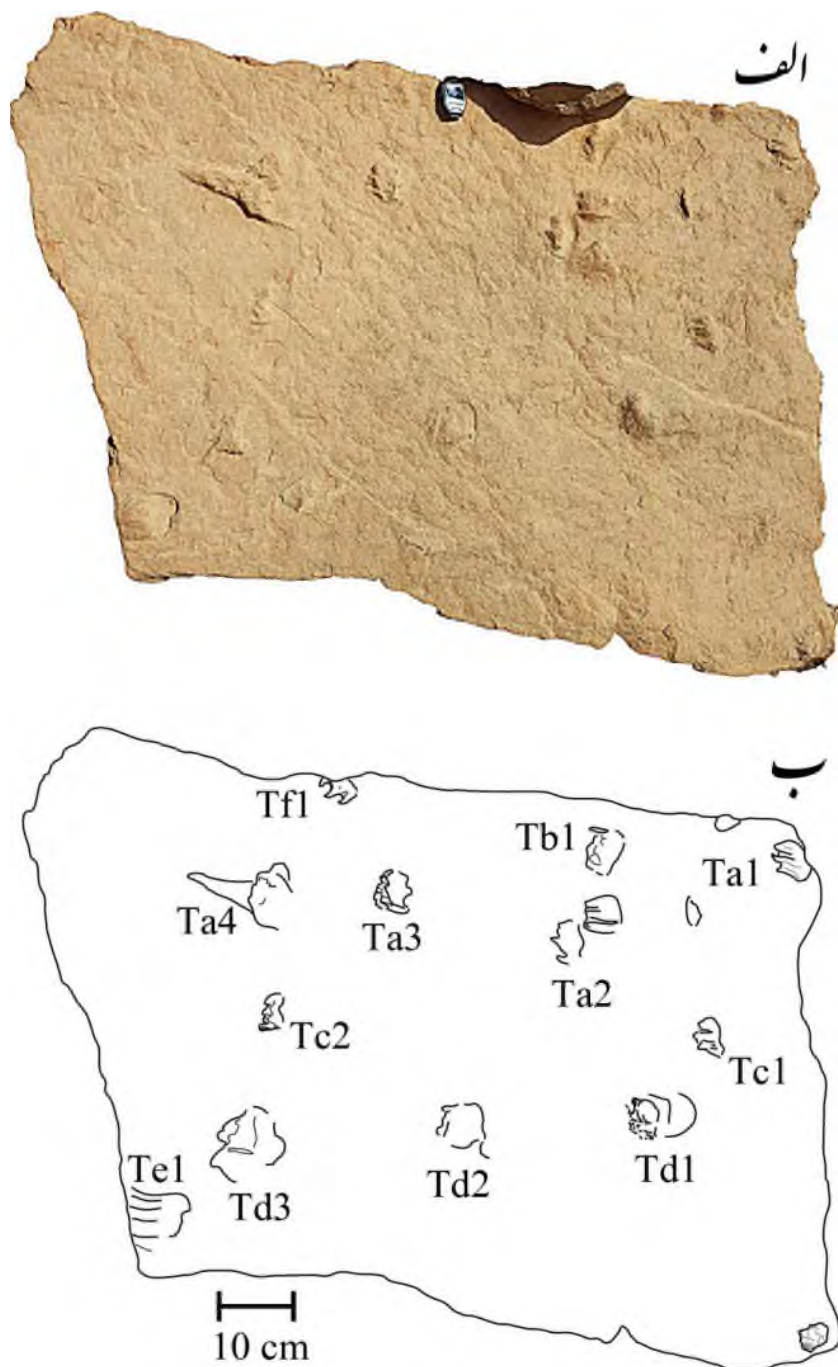
مسیر حرکت d- سه اثر گرد و با حفظ شدگی بسیار ضعیف هستند که در یک مسیر مستقیم آرایش یافته‌اند. در این ردپاها اثر انگشتان دیده نمی‌شود.

مسیر حرکت e- این مسیر تنها یک رد پا را شامل است و در آن اثر کشیده شدن درازی از چهار چنگال دیده می‌شود. ارتباط آن با مسیر حرکت d مبهم است.

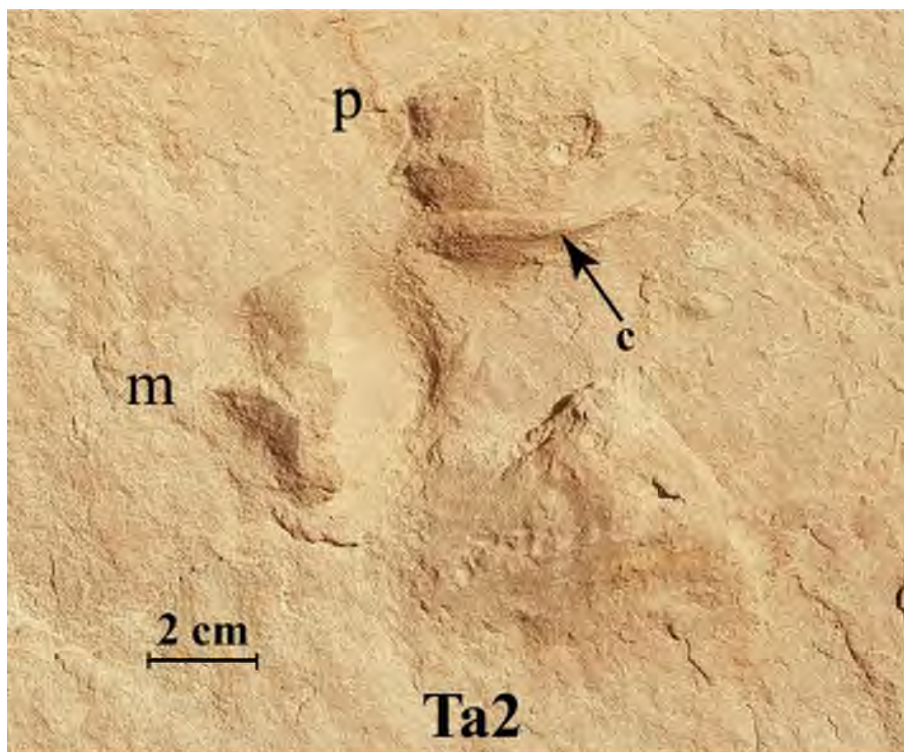
مسیر حرکت f- این مسیر حرکت نیز تنها یک رد پای سه انگشتی را شامل است. این ردپا در مسیر مورب نسبت به مسیر حرکت‌های دیگر جهت دار است.



شکل ۱- نقشه جغرافیایی تاق‌دیس بی بی حکیمه و رخنمون سازنده آغاچاری در منطقه بهبهان. موقعیت ردپا در شمال بندر دیلم با علامت ستاره نشان داده شده است. نقشه بر مبنای [۱۱].



شکل ۲- الف) تخته سنگ مورد مطالعه با ردپای پستانداران، صفحه ساعت به پهنای ۲ سانتیمتر برای مقیاس. ب) ترسیم موقعیت ردپاها و مسیرهای حرکتی Ta تا Tf، مقیاس قابل تعمیم به شکل الف است.



شکل ۳- نمای نزدیک از رد دوم مسیر حرکت Ta، در این رد اثر رد دست (m) و رد پا (p) و اثر کشیده شدن چنگال (c) قابل تشخیص هستند.

جدول ۱- میانگین ژئومتری درازا و پهناهای ردپاهای مورد مطالعه به سانتیمتر

میانگین	Ta	Tb	Tc	Td	Te	Tf	مسیر حرکتی
۵/۱۷	۴/۷۶	۵	۴/۶	۶/۶۶	۷	۳	پهنا
۴/۵۵	۳/۶۶	۴	۲/۷۵	۵/۹	۷	۴	درازا

۳-۲. نتایج و بحث روی نتایج

با یافتن اثر ردپا می توان به وجود پستانداران در زمان میوسن پسین-پلیوسن در این بخش از گستره ی سازند آجاجاری پی برد. همانگونه که در مقدمه نیز بیان شد، اثر فسیل مهره داران اندکی در پیرامون حوضه خلیج فارس گزارش شده اند و بیشتر آنها به سن میوسن پسین و از سازند آجاجاری یا هم ارزهای آنها هستند [منابع یاد شده]. گزارش حاضر ششمین گزارش از این نوع می باشد. به دلیل رخنمون‌های گسترده سازند آجاجاری از یک طرف و ماهیت محیط رسوبی آن که بیشتر در شرایط قاره ای ته نشست شده است، می توان سازند آجاجاری را یکی از مستعدترین سازندهای حوضه زاگرس برای مطالعات اثر شناسی مهره‌داران دانست.



میزان استخراج اطلاعات و داده‌های دیرینه‌شناسی از روی اثر فسیل‌ها به عوامل مختلفی بستگی دارد که کیفیت حفظ شدگی یکی از مهمترین آنهاست [12]. نوع رسوب، شرایط و مراحل سنگ‌شدگی و میزان تاثیر عوامل هوازدگی و فرسایش بر کیفیت حفظ شدگی ردپاها تاثیر می‌گذارند.

نمونه‌های مورد مطالعه به طور نسبی با کیفیت پایین تری حفظ شده‌اند، ولی با این حال می‌توان اطلاعاتی از آن استخراج کرد. یکی از این اطلاعات نسبت درازا (L) به پهنای (W) ردپاهاست که این نسبت برابر $L/W = 0.88$ است و با توجه به ریخت‌شناسی این اثرها نشان دهنده‌ی چهار انگشتی بودن و پنجه رو بودن پستانداران حرکت کننده می‌باشند. همچنین همه این ردپاها در مسیر مستقیم آرایش یافته‌اند. از طرف دیگر در نمونه‌های خوب حفظ شده اثر چنگال‌ها در طول ردپا کاملاً کشیده شده‌اند و وجود اثر چنگال در بیشتر ردپاها نشان دهنده‌ی آن است که چنگال این حیوان در حالت عادی دائماً بیرون از پا بوده است و کاملاً به صورت نیم دایره‌ای در سطح گودی ردپا، کشیده شده است.

بیشتر گربه‌سانان و سگ‌سانان حرکت یورتمه دارند و الگوی مسیر حرکتی آن‌ها مستقیم است. تمام گربه‌سانان و سگ‌سانان، چهار انگشت در دست و پا دارند. ردپای گربه‌سانان به ندرت اثر چنگال را نشان می‌دهد زیرا، چنگال آن‌ها جمع می‌گردد ولی اثر چنگال سگ‌سانان اغلب یافت می‌شود [13]. بنابراین به نظر می‌رسد این ردپاها توسط سگ‌سانان ایجاد شده باشند. به دلیل کامل نبودن داده‌های ریخت‌شناسی این ردپاها، از نظر سیستماتیک نام اثر جنس در این مرحله از مطالعات گزارش نمی‌گردد.

۳. نتیجه‌گیری

سازند آغاچاری برای مطالعات اثردیرین‌شناسی مهره‌داران اهمیت داشته و لازم است پژوهش و تحقیقات بیشتری در این زمینه برنامه‌ریزی نمود. نمونه یافت شده شامل ۱۲ ردپا می‌باشد که به صورت برجسته در سطح زیرین لایه‌بندی حفظ شده‌اند. این ردپاها در شش مسیر حرکت آرایش دارند و همگی یک جهت حرکتی را نشان می‌دهند. با توجه به ژئومتری ردپاها و ریخت‌شناسی آنها این ردپاها توسط گوشتخواران از نوع سگ‌سانان (Canidae) ایجاد گردیده‌اند و این نخستین گزارش از وجود اثر فسیل پستانداران گوشتخوار از پهنه زاگرس است.

منابع

- [1] Lambrecht, K. 1938. *Urmionis abeli* n. sp., eine Pliozäne Vogelfährte aus Persien. *Palaeobiologica*, 6:242–245.
- [2] Vialov, O. S. 1989. Pliocene bird tracks from Iran assigned to the genus *Urmionis*. *Paleontological Journal*, 23:119–121.
- [۳] مطیعی، ه. ۱۳۷۲، چینه‌شناسی زاگرس، طرح تدوین کتاب، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [4] Yousefi Yeganeh, B., Feiznia, S., Abbassi, N., 2011. Sedimentary facies, architectural elements and trace fossils of Kashkan Formation, folded Zagros zone in SW Iran. *J. Sci. Islam. Repub. Iran* 22, 239–255.
- [5] Schulp, A.S., Belvedere, M., Nasir, S., and Wheeler, M., 2011. An Artiodactyl Tracksite at Musandam Peninsula, Sultanate of Oman. *Ichnos*, 18(4):192–196.
- [6] Bibi, F., Kraatz, B., Craig, N., Beech, M., Schster, M. and Hill, A., 2012, Early evidence for complex social structure in Proboscidea from a late Miocene trackway site in the United Arab Emirates. *Biology Letters*, 8(4):670–673.
- [7] Karim, K. H., Ismael, K. M. and Mohyaddin, I. M. J. 2003. New discovery of some vertebrate footprints in Mukdadiya Formation from Chamchamal area, NE Iraq. *Journal of Iraqi Geological Society*, 34:1-10.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



-
- [8] Abbassi, N., Karim, K.H., Mohialdeen, I. M. J. and Sharbazheri, K.M. 2020, Vertebrate footprints and a mammal mud-bath trace fossil (*Laspichnia*) from the Mukdadiya Formation (Late Miocene–Pliocene), Chamchamal Area, Kurdistan Region, Northeast Iraq, *Ichnos*, DOI: 10.1080/10420940.2020.1784156.
- [9] James, G. and Wynd, J. 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. *AAPG Bulletin*, 49:2182–2245.
- [10] Ghazban, F., Motiei, H. 2009 *Petroleum Geology of the Persian Gulf*. Tehran University Press, Tehran, Iran.
[۱۱] فخاری، م. ۱۳۷۲، نقشه زمین‌شناسی چهارگوش بهبهان با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [12] Marchetti, L., Belveder, M., Voigt, S., Klein, H., Castanera, D., Díaz-Martínez, I., Marty, D., Xing, L., Feola, S., Melchor, R.N., Farlow, J. O., 2019, Defining the morphological quality of fossil footprints. *Problems and principles of preservation in tetrapod ichnology with examples from the Palaeozoic to the present*, *Earth-Science Reviews* 193, 109–145.
- [13] Levine, L. and Mitchell, M., 2001. *Mammal Tracks: Life-size Tracking Guide*, 15. Heartwood Press.

دورسنجی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شناسایی زون‌های ساختاری و دگرسانی با استفاده از داده‌های ماهواره ای ASTER و Sentinel-2 در منطقه فلززایی فردوس-گناباد-بجستان

زهره ارجمند لاری*

دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان

arjmandzohreh7575@gmail.com

مهرداد هنرمند

عضو هیأت علمی، گروه اکولوژی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان

mehonarmand167@gmail.com

مهديه حسينجاني زاده

عضو هیأت علمی، گروه اکولوژی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان

mh.hosseinjani@gmail.com

هادی شهریاری

عضو هیأت علمی، گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ولی عصر (عج) رفسنجان

shahriarihi@gmail.com

چکیده

شناسایی دگرسانی‌ها به عنوان یک عامل کلیدی در اکتشاف مواد معدنی محسوب می‌شود. علاوه بر این، شناسایی و به نقشه در آوردن زون‌های ساختاری نیز اهمیت ویژه‌ای دارد. این تحقیق در محدوده فلززایی فردوس-گناباد-بجستان صورت گرفته است. از تصاویر ASTER برای شناسایی دگرسانی‌ها با روش تحلیل طیفی LSU و از تصویر Sentinel-2 جهت شناسایی گسل‌ها استفاده شد. سپس نقشه‌های دگرسانی و گسل‌ها بر هم منطبق شدند. بر این اساس، سه منطقه A، B و C به عنوان مناطق هدف جهت مرحله پی جویی معرفی شدند. نتایج نشان داد تصاویر فرسرخ موج کوتاه سنجنده ASTER برای نقشه برداری دگرسانی‌های گرمابی و تصاویر ماهواره Sentinel-2 برای نقشه برداری گسل‌ها می‌توانند در شناسایی مناطق کانی‌زایی به کار روند.

کلمات کلیدی: دگرسانی، گسل، تصاویر ASTER، تصاویر Sentinel-2، فیلترگذاری، LSU، منطقه فردوس-گناباد-بجستان



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Identification of structural and alteration zones using ASTER and Sentinel-2 satellite data in Ferdows-Gonabad-Bajestan metallogenic region

Zohreh Arjmand Lary*

M.Sc., Department of Ecology, Institute of Science and High Technology and Environmental Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman

arjmandzohreh7575@gmail.com

Mehdi Monarmand

Assistant Professor, Department of Ecology, Institute of Science and High Technology and Environmental Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman

mehonarmand167@gmail.com

Mahdie Hoseinjanizadeh

Assistant Professor, Department of Ecology, Institute of Science and High Technology and Environmental Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman

mh.hosseinjani@gmail.com

Hadi Shahriari

Assistant Professor, Department of Mining Engineering, Vali-e-Asr University of Rafsanjan, Rafsanjan, Iran,

shahriarihi@gmail.com

Abstract

Identification of alterations is a key factor in mineral exploration. In addition, the recognition and mapping of structural zones is of particular importance. This research has been done in Ferdows-Gonabad-Bajestan metallogenic region. ASTER images were used to identify alterations by LSU spectral analysis method and Sentinel-2 image was used to recognize faults. Then, alteration and faults maps were matched. Accordingly, three areas A, B, and C were introduced as target areas for prospecting phase. The results showed that shortwave infrared images of ASTER sensor for mapping hydrothermal alterations and Sentinel-2 satellite images for fault mapping can be used in identifying mineralization zones.

Keywords: Hydrothermal Alteration, fault, ASTER, Sentinel-2, LSU, Ferdows-Gonabad-Bajestan



۱. مقدمه

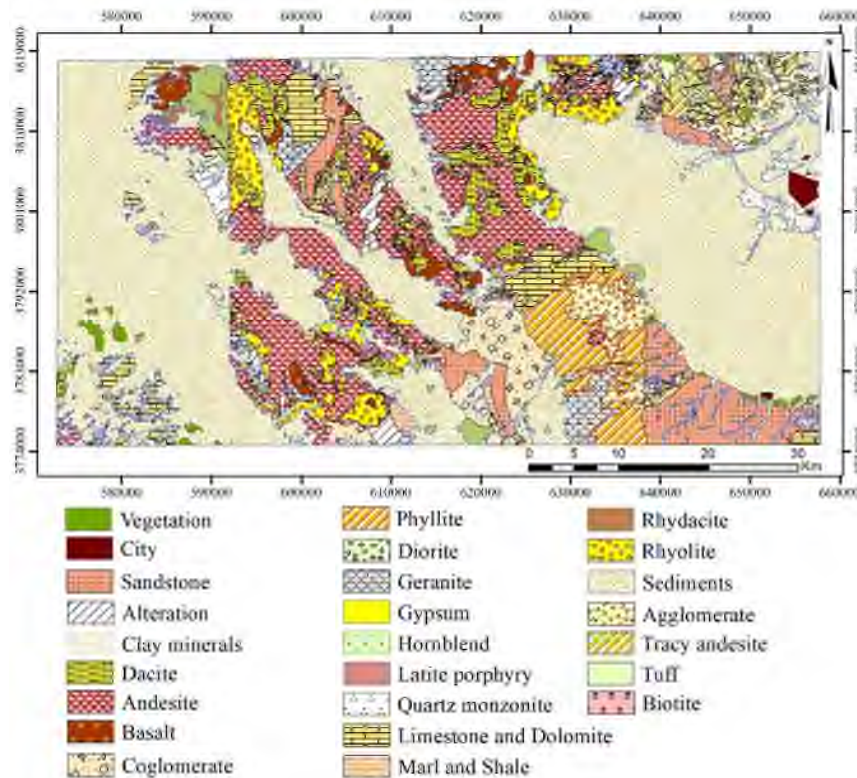
داده‌های دورسنجی به دلیل پوشش دادن یک منطقه گسترده و پوشش‌های چندطیفی و چندزمانی، می‌توانند در شناسایی ایالت‌ها، کمربندها و مکان‌های کانه‌زایی استفاده شوند [۸]. در واقع سنجش از دور نقش حیاتی در مراحل اولیه اکتشاف در مرحله پی جویی و پتانسیل‌یابی یک ماده معدنی به ویژه در مناطق خشک و نیمه خشک دارد [۵]. این داده‌ها با تصویربرداری در محدوده‌های مختلف طیف الکترومغناطیس، به صورت گسترده‌ای در زمین‌شناسی و اکتشاف معدن مورد استفاده قرار گرفته‌اند. ساختارهای زمین‌شناسی یک منطقه، نوع لیتولوژی آن و انواع دگرسانی‌ها را می‌توان از این تصاویر استخراج کرد. همچنین می‌توان از آن‌ها در بهنگام سازی نقشه‌های زمین‌شناسی، بهبود کیفی نقشه‌ها و تهیه نقشه‌های موضوعی [۱]، مانند زون‌های دگرسانی، واحدهای سنگی، خطواره‌ها و الگوهای شکستگی بهره برد و از نظر وقت و هزینه نیز بسیار مقرون به صرفه است [۴]. تعیین ارتباط کمی و کیفی بین مناطق دگرسانی شناخته شده با عناصر ساختاری یکی از مهم‌ترین فاکتورهای یک برنامه اکتشافی می‌باشد، این عملیات برای کشورهایی که داده‌های ساختاری و زمین‌شناسی زیادی در محدوده مناطق معدنی خود دارند بسیار حائز اهمیت می‌باشد [۳].

قربانی و همکاران در سال ۲۰۱۹ در کمر بند راور-کوهبانان - بهاباد با استفاده از تصویر استر و با بهره‌گیری از روش‌های پردازش طیفی نظیر SAM, LSU و MTMF به جدا سازی واحدهای آهنکی و دولومیتی منطقه پرداخته‌اند. طبق نتایج به دست آمده سنگ‌آهک با دقت ۹۵٫۸۳٪ با روش MTMF و دولومیت با دقت ۷۵٪ با روش LSU جداسازی شد. هنرمند و همکاران در سال ۲۰۱۱ به بررسی قسمت شمال غربی قوس ماگمایی سنوزوئیک کرمان با استفاده از تصاویر استر و ETM+ پرداختند. به منظور شناسایی و جداسازی دگرسانی‌های منطقه از روش‌های SAM, LSU و PCA استفاده کردند. در نهایت چنین نتیجه‌گیری شد که روش LSU بالاترین دقت را برای جداسازی دگرسانی‌ها دارا می‌باشد. صفارحیدری و همکاران در سال ۱۳۹۷ به بررسی ارتباط میان شکستگی‌ها با تیپ کانه‌زایی در معدن مس چهارگنبد، شمال شرق سیرجان پرداختند و چنین نتیجه‌گیری کردند که عناصر در قالب کمپلکس‌های بی-سولفیدی حمل شده، کاهش دما، کاهش فشار حاصل از شکستگی سنگ‌ها و تغییرات غلظت H_2S ، عامل ته نشست سولفیدها است. در این تحقیق به شناسایی مناطق دارای دگرسانی با روش LSU و شناسایی و ترسیم ساختارهای گسلی منطقه پرداخته شده است. در نهایت نیز به بررسی ارتباط بین این دو خواهیم پرداخت.

۲. زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی

بلوک لوت بین دو گسل نایبند در غرب و گسل نه‌بندان در شرق با طول ۹۰۰ کیلومتر قرار دارد. مرز شمالی این بلوک گسل دورونه و مرز جنوبی آن فرونشست جازموریان قرار دارد که حوضه پیش‌کمانی زون فرورانش مکران است. فعالیت‌های آتشفشانی گسترده به سن ترشیری و کواترنری، زمین لرزه‌های امروزی همراه با گسلش در رسوبات کواترنر نمونه‌هایی از پویایی بلوک لوت می‌باشند [۲].

منطقه مطالعاتی ارتفاعات بین سه شهر فردوس-گناباد-بجستان است که در جنوب خراسان رضوی و در شمال بلوک لوت قرار می‌گیرد. این منطقه از نظر نوع لیتولوژی، منطقه‌ای بهم ریخته و شامل سنگ‌های آذرین، رسوبی و به صورت جزئی دگرگونی می‌باشد. عمده لیتولوژی منطقه سنگ‌های آذرین بوده که بیشتر از نوع آندزیت، فیلیت و ریولیت می‌باشد. سنگ‌های رسوبی منطقه نیز عمدتاً از نوع سنگ‌آهک، دولومیت، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و سنگ‌های دگرگونی از نوع کوارتزیت می‌باشند (شکل ۱).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه متشکل از شش نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ گناباد، فردوس، قاسم‌آباد، مهنه، بجستان و طاهرآباد

۳. مواد و روش‌ها

۳-۱. داده‌ها

۳-۱-۱. داده‌های ASTER

سنجنده ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) یکی از ۵ سنجنده ماهواره ترا است که در سال ۱۹۹۹ میلادی توسط ناسا به فضا پرتاب شد و از لحاظ توان تفکیک مکانی دارای دقت ۱۵، ۳۰ و ۹۰ متری به ترتیب در باندهای مرئی-فروسرخ نزدیک، فروسرخ موج کوتاه و فروسرخ حرارتی است. وجود ۶ باند فروسرخ موج کوتاه (بین ۲ تا ۳ میکرومتر) و ۵ باند فروسرخ حرارتی (بین ۸ تا ۱۲ میکرومتر) سبب شده این سنجنده از توان تفکیک طیفی مناسبی برای مطالعات زمین‌شناسی برخوردار باشد.

۳-۱-۲. داده‌های Sentinel-2

ماهواره Sentinel-2 دومین سری از ماهواره‌های Sentinel است که در ۲۳ ژوئن ۲۰۱۵ ماموریت خود را آغاز کرد. مدار این ماهواره قطبی است که ماموریت آن اخذ تصاویر با وضوح بالا برای پایش پدیده‌هایی مانند آب، خاک، پوشش گیاهی و ... می‌باشد. این ماهواره از ۱۳ باند طیفی در محدوده‌های مرئی، فروسرخ نزدیک و فروسرخ موج کوتاه برخوردار است.



۳-۱-۳. نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه

نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ مورد استفاده شامل گناباد، فردوس، طاهرآباد، مهنه، بجستان و قاسم‌آباد می‌باشند که توسط سازمان زمین‌شناسی ایران تهیه شده‌اند.

۳-۲-۲. روش‌ها

۳-۲-۳. ۱-۲-۳. روش LSU

در این روش، فراوانی نسبی مواد بر اساس ویژگی‌های طیفی آن‌ها در تصاویر چند طیفی تعیین می‌شود. فرض روش LSU این است که بازتاب در هر پیکسل تصویر، ترکیب متناسب خطی از بازتاب پدیده‌های موجود در آن پیکسل می‌باشد. زمانی که n تعداد باند طیفی وجود دارد تعداد عضوهای نهایی نباید بیشتر از $n + 1$ باشد [۹]. نتایج حاصل از مخلوط طیفی به صورت یک سری تصاویر در مقیاس خاکستری که مقادیر آن برای هر عضو نهایی بین ۰.۰ تا ۱.۰ است، علاوه بر این، یک تصویر مربع خطای متوسط (RMS) نیز تولید می‌شود. فراوانی بیشتر (و خطاهای بالاتر برای تصویر خطای RMS) توسط پیکسل‌های روشن‌تر نشان داده شده می‌شود. نتایج این روش طیفی وابسته به اعضای ورودی است و تغییر آن‌ها نتایج را تغییر می‌دهد. از این روش برای نقشه برداری مواد معدنی استفاده شده است [۱۲] [۱۳] [۱۰].

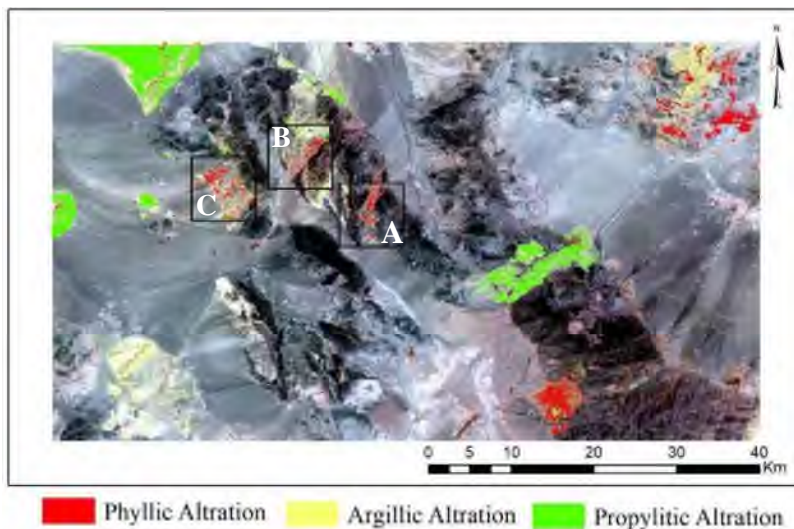
۳-۲-۲. ۳-۲-۲. فیلترگذاری

در هنگام فیلترگذاری، یک پیکسل و همسایگان آن که در یک گستره مشخص قرار دارند یک سری محاسبات انجام می‌شود و در نهایت برای هر پیکسل در تصویر خروجی مقدار جدیدی تعریف می‌شود. فیلترها انواع مختلفی دارند و هر کدام به منظور مشخصی استفاده می‌شوند. در این مقاله از دو گروه فیلتر رقومی در نرم افزار ENVI استفاده شده است. فیلترهای جهت‌دار برای آشکارسازی خطواره‌هایی که دارای روند خاصی هستند استفاده می‌شوند [۷]. در این تحقیق، فیلتر جهت‌دار با زاویه ۴۵ و ۹۰ درجه و فیلتر سوبل اعمال شده است.

۳-۴. ۳-۴. نتایج و بحث

۳-۴-۱. ۳-۴. روش LSU

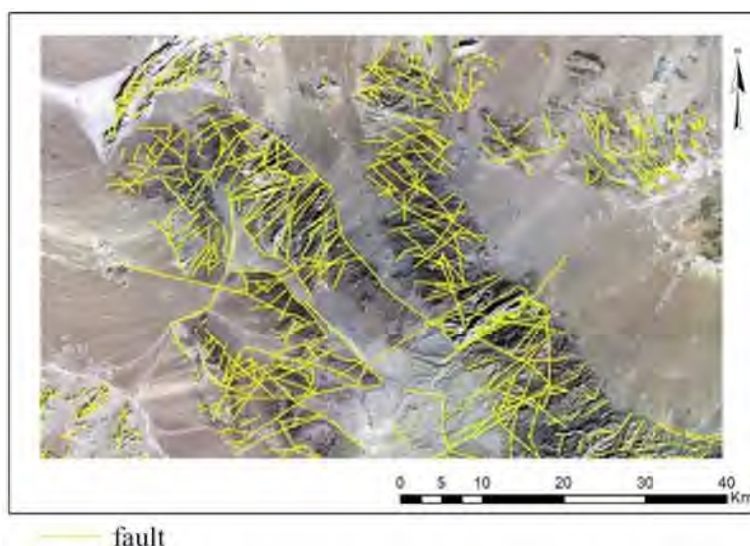
در این روش با معرفی طیف کانی‌های شاخص هر دگرسانی به نرم‌افزار ENVI 5.3 دگرسانی‌های مختلف با استفاده از تصاویر ASTER شناسایی و بارزسازی شده‌اند. دگرسانی‌های بارزسازی شده توسط این روش با نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه مطابقت داده شد. دگرسانی پروپیلیتیک که توسط طیف کانی‌های کلسیت و کلریت معرفی و بارزسازی شد منطبق بر واحدهای آتشفشانی، آهکی و دولومیتی منطقه می‌باشد. دگرسانی فیلیک با کانی‌های دارای ویژگی طیفی نظیر آلونیت و مسکوویت، در مناطقی با لیتولوژی گرانیتی، میکروگرانیت، کوارتز مونزونیت، ریولیت، آندزیت، داسیت و رگه‌های دگرسانی هیدروترمال بارز شده است. دگرسانی آرژیلیک نیز که با کانی‌های کائولینیت و ایلیت شناخته می‌شود در واحدهای گرانیتی، میکروگرانیت، کوارتز مونزونیت، ریولیت، توف‌های اسیدی و رگه‌های هیدروترمال دارای کانی‌زایی مس و عناصر همراه مشخص شده است. با توجه شواهد صحرائی و نمونه برداری‌های صورت گرفته، مطابق شکل ۲، سه منطقه A، B و C به عنوان مناطقی با بیشترین احتمال کانی‌زایی معرفی شدند.



شکل ۲. تصویر ASTER (L1B) و دگرسانی‌های فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک بارز شده توسط روش LSU.

۲-۳-۴. فیلترگذاری

به منظور شناسایی و ترسیم واحدهای ساختاری گسلی منطقه از تصویر Sentinel-2 با توان تفکیک مکانی ۱۵ متر استفاده شده است. فیلترگذاری یک روش معمول جهت شناسایی گسل‌ها می‌باشد. برای این منظور از دو فیلتر جهت‌دار با زاویه‌های ۴۵ و ۹۰ درجه و فیلتر سوپل استفاده شد. با استفاده از این فیلترها و کنترل بصری آن‌ها با تصویر Sentinel-2 گسل‌های منطقه شناسایی و ترسیم شدند. روند گسل‌های اصلی منطقه مطابق رزداگرام تهیه شده عمدتاً شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد (شکل ۳ و ۴).



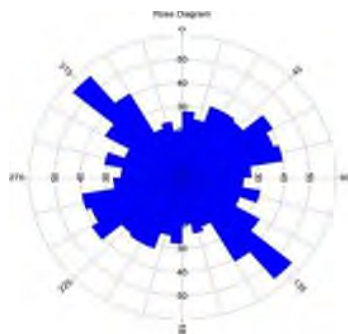
شکل ۳. تصویر Sentinel-2 و نقشه نهایی گسل‌های استخراج شده از منطقه



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

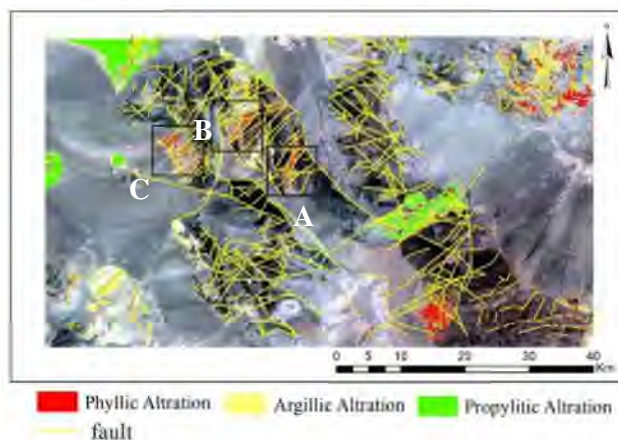
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۴. رزیدیاگرام گسل‌های منطقه، عمدتاً جهت گسل‌های منطقه شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد.

درز و شکاف سنگ‌ها و وجود گسل‌ها به عنوان مناطق ضعیف در پوسته زمین، مجراهای مناسبی برای گردش آب‌های سطحی و ماگمایی و در نتیجه انحلال عناصر و توزیع مجدد آنها به شکل کانی‌های مختلف فراهم می‌کنند. در نتیجه بررسی دگرسانی‌ها و ارتباط آن‌ها با گسل‌های موجود در یک منطقه از اهمیت بالایی برخوردار است. با توجه به این موضوع به بررسی گسل‌ها و دگرسانی‌های منطقه مطالعاتی و کشف ارتباط آن‌ها باهم پرداخته شد. طبق شکل ۵، ارتباط نزدیکی بین مناطق دگرسان شده سه B، A و گسل‌های دارای رگه‌های هیدروترمال وجود دارد.



شکل ۵. نقشه تلفیقی گسل‌های منطقه و دگرسانی‌ها در مناطق A، B و C

۵. نتیجه‌گیری

محدوده فلززایی فردوس-گناباد-بجستان از پتانسیل خوبی برای کانی‌زایی مرتبط با فعالیت‌های هیدروترمال برخوردار است. در چنین مناطقی می‌توان زون‌های دارای دگرسانی و تراکم شکستگی را به عنوان هدف اکتشافی برای جستجوی کانسارهای با منشأ گرمابی رصد نمود. نتایج این تحقیق که منجر به شناسایی سه منطقه A، B و C به عنوان مناطق محتمل برای کانی‌زایی مس شد و نشان داد با استفاده از داده‌های سنجش از دور و تصاویر چند طیفی امکان بارزسازی دگرسانی‌ها و گسل‌ها در مقیاس ناحیه‌ای وجود دارد. بر این اساس استفاده از تصاویر فرورسرخ موج کوتاه سنجنده ASTER برای شناسایی دگرسانی‌ها با روش تحلیل طیفی و تصاویر Sentinel-2 جهت شناسایی گسل‌ها در مناطق با زمین‌شناسی مشابه پیشنهاد می‌گردد. از تلفیق نقشه دگرسانی



ها با نقشه گسل‌های منطقه می‌توان بهترین مناطق برای ورود به مرحله پی‌جویی در اکتشاف کانسارهای با منشأ گرمابی را مشخص نمود.

تشکر و قدردانی

از شرکت معدنی و صنعتی گل‌گهر سیرجان به واسطه حمایت‌های مالی و معنوی، صمیمانه تقدیر و تشکر می‌شود.

منابع

- [۱] بابااحمدی، ع.، ۱۳۸۸، "کاربرد سنجش از دور در زمین‌شناسی"، انتشارات آوای قلم.
- [۲] آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صفحه ۶۵.
- [۳] رنگزن، ک.، زراسوندی، ع.، مهرابی، ع.، ۱۳۸۶. "تعیین ارتباط بین کانه‌زایی مس و عناصر ساختاری به منظور تعیین مناطق با پتانسیل مناسب با استفاده از تکنیک‌های سنجش از دور و GIS، مطالعه موردی منطقه شهر بابک، استان کرمان". مجله علوم دانشگاه شهید چمران، شماره ۱۷، قسمت ب.
- [۴] ملکشاهی، ش. رسا، ا. رشیدنژاد عمران، ن.، لطفی، م.، ۱۳۹۷. "بررسی نتایج پردازش تصاویر ماهواره ای برای استخراج دگرسانی‌ها با شواهد صحرایی در کانسار مس پورفیری سرکوه". دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران - دانشکده علوم زمین.
- [۵] ماهوش محمدی، ن. هزارخانی، ا. مقصودی، ع.، ۱۳۹۷. "به کارگیری روش‌های مختلف پردازش تصاویر ماهواره‌ای به منظور شناسایی و تفکیک بخش‌های دگرسانی منطقه خونی و کالکافی (استان اصفهان). پژوهش‌های دانش زمین، سال نهم، شماره ۳۳، صفحات ۱۵۲-۱۳۷.
- [۶] صفارحیدری، م.، شیخ فخرالدینی، س.، رضانی، م.، قربانی، م.، ۱۳۹۷. "بررسی ارتباط گسل و شکستگی‌های سنگ میزبان با تپ کانه‌زایی در معدن مس چهارگنبد، شمال شرق سیرجان". دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران.
- [7] Jensen JR., 2005. Introductory Digital Image Processing, A Remote Sensing Perspective, Introd Digit Image Process A Remote Sens Perspect.
- [8] Gupta, R.P., 2003 Remote Sensing Geology, Second edition, Springer, Verlag, Berline, 656 p.
- [9] Ferrier G., White K., Griffiths G., Bryant R., and Stefouli M., 2002. "The mapping of hydrothermal alteration zones on the island of Lesbos", Greece using an integrated remote sensing dataset. Int. J. Remote Sens., 23(2): 341-356.
- [10] Ghorbani, A, Honarmand, M, Shahriari, H, Hassani, M.J., 2019. "Regional scale prospecting for non-sulphide zinc deposits using ASTER data and different spectral processing methods", International Journal of Remote Sensing, <https://doi.org/10.1080/01431161.2019.1620372>.
- [11] Honarmand, M. Ranjbar, H. Shahabpour, J., 2011. "Application of Spectral Analysis in Mapping Hydrothermal Alteration of the Northwestern Part of the Kerman Cenozoic Magmatic Arc, Iran". Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 22(3): 221-238
- [12] Hubbard, B. E., and J. K. Crowley. 2005. "Mineral Mapping on the Chilean-Bolivian Altiplano Using Co-Orbital ALI, ASTER and Hyperion Imagery: Data Dimensionality Issues and Solutions." Remote Sensing of Environment 99: 173-186. doi:10.1016/j.rse.2005.04.027.
- [13] Hosseinjani, M., and M. H. Tangestani. 2011. "Mapping Alteration Minerals Using Sub-Pixel Unmixing of ASTER Data in the Sarduyeh Area, SE Kerman, Iran." International Journal of Digital Earth 4 (6): 487-504. doi:10.1080/17538947.2010.550937.



مقایسه الگوریتم‌های استخراج پوشش برف با استفاده از داده‌های ماهواره لندست-۸ در ارتفاعات سپیدان

زینب اسماعیلی

دانشجوی کارشناسی ارشد سنجش از دور زمین‌شناختی، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز

esmaeilirsa99@gmail.com

محسن رضایی*

دانشیار گروه آب‌شناسی، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز

mohsen.rezaei@shirazu.ac.ir

..

چکیده

برف یکی از شاخص‌های مهم زیست‌محیطی است که هم بر اقلیم محلی و هم جهانی تأثیر می‌گذارد، و منبع مهمی از آب شیرین است. در این تحقیق به استخراج سطح پوشش برف و بررسی نقش آب معادل ذوب برف در منطقه سپیدان در شمال استان فارس پرداخته شده است. به این منظور از تصاویر ماهواره ای لندست-۸ در تاریخ 2/3/2019 استفاده شده است. پردازش تصاویر و بارزسازی سطوح پوشش برفی با استفاده از نرم‌افزارهای ENVI و ARC GIS انجام شد. از روش‌های جداسازی شاخص پوشش برف (NDSI)، بیشترین شباهت (ML)، شبکه عصبی (Neural Network)، نقشه بردار زاویه طیفی (SAM)، و اگرایی اطلاعات طیفی (SID) در جداسازی پهنه‌های برفی و غیربرفی استفاده شد و در ادامه سطح کل پوشش برف بدست آمده از این روش‌ها با یکدیگر مقایسه شدند. مقایسه نتایج نشان داد که اختلاف زیادی بین سطح کل پوشش برف استخراج شده توسط برخی از روش‌ها وجود دارد. از بین چهار روش طبقه‌بندی نظارت شده شبکه عصبی نسبت به سه روش ML، SAM و SID کمترین مساحت را به سطح پوشش برف اختصاص داد که بدلیل دقت آن در جداسازی پهنه‌های آبی از پهنه‌های برفی است. روش NDSI نسبت به چهار روش طبقه‌بندی نظارت شده مساحت کمتری را به برف اختصاص داده است. که می‌تواند به دلیل دقت آن در جداسازی پهنه‌های آبی از برف و جداسازی اشیاء تاریک از برف و همچنین حذف ابر باشد.

کلمات کلیدی: ENVI، ARC GIS، لندست ۸، NDSI، ML، Neural Network، SAM، SID



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Comparison of snow cover extraction algorithms using Landsat-8 satellite data in Sepidan heights

Zeynab Esmaili

MS.c of Geological Remote Sensing, Department of Earth Sciences, Shiraz University
esmaeilirsa99@gmail.com

Mohsen Rezaei *

Associate Professor Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University, Shiraz
mohsen.rezaei@shirazu.ac.ir

Abstract

Snow is an important environmental indicator that affects both the local and global climate, and is an important source of fresh water. In this research, the surface of snow cover has been extracted and the role of water equivalent to snowmelt in Sepidan region in the north of Fars province has been investigated. For this purpose, Landsat 8 satellite images on 2/3/2019 have been used. Image processing and exposure of snow cover surfaces were performed using ENVI and GIS ARC software. Snow cover index (NDSI), most similarity (ML), neural network, spectral angle mapping (SAM), spectral information divergence (SID) methods were used to separate snow and non-snow zones. The total snow cover obtained from these methods was compared with each other. Comparison of the results showed that there is a large difference between the total level of snow cover extracted by some methods. Among the four monitored classification methods, the neural network method allocated the least area to the snow cover compared to the three ML, SAM and SID methods due to its accuracy in separating water zones from snow zones. The NDSI method allocates less space to snow than the four monitored classification methods. This could be due to its accuracy in separating water zones from snow and separating dark objects from snow, as well as removing clouds.

.Keywords: ENVI , GIS , Landsat8 , NDSI, ML, Neaural Network, SAM, SID



۱. مقدمه

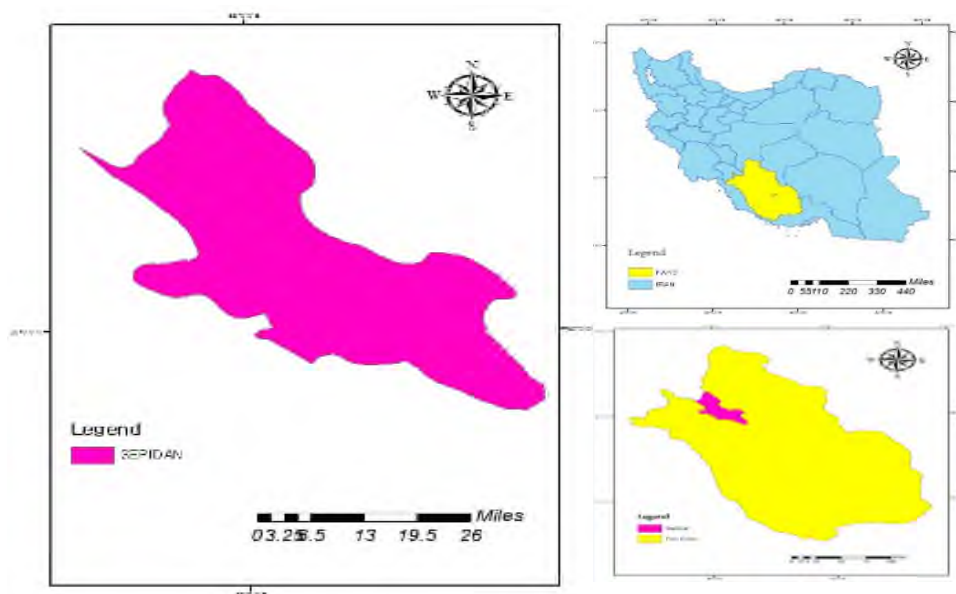
برف یکی از انواع اشکال بارش می باشد که به دلیل رفتار متفاوت آن با دیگر اشکال بارش، آن هم به دلیل تاخیر زمانی بین وقوع بارش و زمان تولید رواناب و تغذیه ی آبخوان مورد توجه ویژه ای قرار میگیرد. یک سوم از آب مورد استفاده برای آبیاری در سرتاسر جهان به صورت برف ذخیره می شود [2]. سطح برف به دلیل داشتن آلبیدو بالا، می تواند بخش بزرگی از تابش خورشید را از خود انعکاس دهد و پوشش برف عایق موثری بین جو و سطح خاک است. بنابراین، داده‌های دقیق بارش برف برای درک سیستم های اقلیمی و مدیریت منابع آب در مناطق سردسیر بسیار مهم می باشد [1]. پوشش جهانی که ماهواره ها در دسترس قرار می دهند و با استفاده از فن آوری های سنجش از دور امکان شناسایی مناطق که دسترسی به آنها مشکل و اندازه گیری های مستقیم ممکن نیست را فراهم آورده اند [1]. تصاویر اپتیکال امکان اندازه گیری میزان پوشش برف با استفاده از طول موج های مرئی را در طیف وسیعی از کیفیت های مکانی و زمانی را فراهم می کنند [1]. تصاویر ماهواره ای ابزاری مناسب برای تعیین سطح پوشش برف به شمار می روند. تهیه نقشه های پوشش برف با استفاده از تصاویر ماهواره ای از آوریل ۱۹۶۰ توسط سنجنده TIROS-1 آغاز شد. تصاویر ماهواره ای سنجنده های ASTER، TM، NOAA، AVHRR، IRS، MODIS، تاکنون توسعه داده شده و به صورت عملیاتی در پایش سطح گسترده برف به کار گرفته شده اند. تصاویر Landsat برای مناطق کوچک و تصاویر سنجنده های MODIS و NOAA برای برف سنجی در مناطق وسیع به کار برده می شوند [4]. هدف از این مطالعه استخراج سطح پوشش برفی از مناطق غیرپوشش برفی در ارتفاعات شهرستان سپیدان با استفاده از روش الگوریتم جداسازی شاخص پوشش برف (NDSI) و روش های طبقه بندی نظارت شده توسط تصویر لندست است. همچنین، پس از مقایسه نتایج، بهترین الگوریتم برای استخراج سطح پوشش برف معرفی می شود.

۲- منطقه مورد مطالعه

شهرستان سپیدان در شمال غربی استان فارس واقع شده است و چهارمین شهرستان این استان از نظر وسعت است. این شهرستان به مرکزیت شهر اردکان در مسیر شیراز - یاسوج قرار دارد و تا شیراز حدود هشتاد کیلومتر فاصله دارد. سپیدان با مساحت تقریبی ۲۸۵۹/۱۴ کیلومترمربع و ۲/۱ درصد از مساحت استان را به خود اختصاص میدهد و در محدوده جغرافیایی ۵۱ درجه و ۳۴ دقیقه تا ۵۲ درجه و ۴۰ دقیقه طول شرقی، ۲۹ درجه و ۴۵ دقیقه تا ۳۰ درجه و ۴۶ دقیقه عرض شمالی واقع شده است. این شهرستان در حوزه آبریز شش پیر قرار گرفته و از شمال به برغون و از مشرق به کوه مور و از جنوب به سنگر و از مغرب به کوه خرمگسان محدود می شود. بخش هایی از ارتفاعات سپیدان در حوضه های آبریز بختگان، کارون و رودخانه زهره قرار دارند.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۱ موقعیت شهرستان سپیدان

۳- مواد و روش‌ها

۳-۱- داده‌های ماهواره‌ای

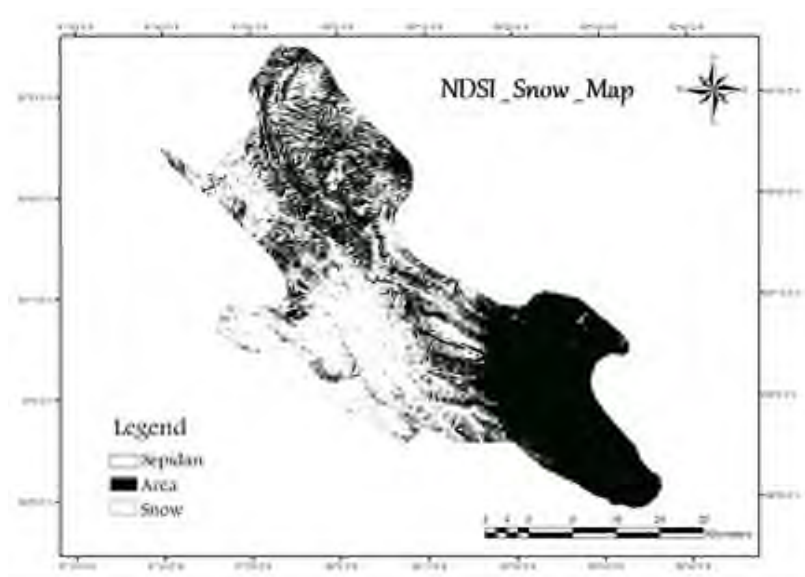
به منظور فراهم سازی امکان پایش مداوم خصوصیات فیزیکی برف مانند سطح پوشش آن به داده های ماهواره ای با دقت مکانی نسبتا بالا نیاز است. در این مطالعه، به منظور مقایسه ی روش های استخراج پوشش برف، از تصویر OLI لندست ۸ استفاده شده است. این سنجنده به دلیل توان تفکیک مکانی و زمانی بالا و همچنین قابلیت دسترسی رایگان به داده های آن، کاربرد زیادی دارد. از تصویر مورد نیاز این مطالعه مربوط به تاریخ 2/3/2019 است که با توان تفکیک مکانی ۳۰ متر و با فرمت GeoTIFF از سایت EArthexplorer.usgs.gov تهیه گردید. از آنجایی که ماه مارس آخرین ماه زمستان در این منطقه است و شرایط آب و هوایی به گونه ای است که برف ذوب نمی شود، فرض شد که بیشترین سطح پوشش برف در این ماه قابل استخراج است. از این ماه به بعد بدلیل افزایش دما، سطوح برف شروع به ذوب شدن میکند.

۳-۲- برآورد سطح پوشش برف توسط شاخص NDSI

ابتدا روی تصویر تصحیحات رادیومتریکی و جوی انجام شد. سپس، برای برآورد سطح پوشش برف شاخص NDSI بر روی آن تصویر اجرا شد. در این راستا حد آستانه ۰,۴ به گونه ای استفاده شد که صفر تا ۰,۴ متعلق به مناطق غیر برفی و ۰,۴ تا ۱ متعلق به مناطق برفی باشد. به دلیل وجود آب و اجسام تیره در تصویر و برای حذف آن‌ها از دو حد آستانه گذاری $B3 > 0.10$ و $B6 >$



0.11 استفاده، و در نهایت سطح پوشش برف محاسبه شد. اعمال این الگوریتم در محدوده مورد مطالعاتی شهرستان سپیدان سطح پوشش برف را ۱۳۰۷،۷۶ کیلومتر مربع و مساحت محدوده غیر برف را ۱۵۲۷،۱۳ کیلومتر مربع برآورد کرد (شکل ۲).



شکل ۲ - نقشه سطح پوشش برف توسط شاخص NDSI

۳-۳-۳- برآورد سطح پوشش برف با روش های طبقه بندی

در فرآیند برآورد سطح پوشش برف، روش طبقه بندی نظارت شده با استفاده از طیف های مرجع یا ROI انتخاب شده بر روی تصویر سنجنده OLI در این منطقه صورت گرفت. الگوریتم های طبقه بندی نظارت شده به کار برده شده شامل الگوریتم روش بیشترین شباهت (ML)، شبکه عصبی مصنوعی (NN)، نقشه بردار زاویه طیفی (SAM) و واگرایی اطلاعات طیفی (SID) می باشند. بعد از اجرای پیش پردازش های رادیومتریکی و اتمسفری بر روی تصویر لندست-۸ تک تک این الگوریتم ها روی تصویر مورد نظر اجرا شده اند و مناطق فاقد پوشش برف و مناطق دارای پوشش برف در ۲ کلاس به خوبی بارز شدند. پس از بارزسازی اقدام به محاسبه مناطق فاقد پوشش برف و مناطق دارای پوشش برف در هر یک از الگوریتم ها گردید. در نهایت با مقایسه اعتبار سنجی های انجام شده بر روی نتایج حاصل از هر روش بهترین الگوریتم برای تعیین سطح پوشش برف معرفی گردید. در ادامه به بررسی و نتایج بدست آمده در هر الگوریتم خواهیم پرداخت.

۳-۳-۱- روش بیشترین شباهت (ML)

به این الگوریتم دو ROI انتخاب شده از منطقه فاقد پوشش برف و منطقه دارای پوشش برف معرفی شد. دقت شود که باید ROI به عنوان ورودی به الگوریتم انتخاب شود و حدآستانه (Threshold) را بین صفر و ۱ تعیین می کنیم. پس از انجام طبقه



بندی پهنه های مربوطه، پوشش برف و فاقد پوشش برف از یکدیگر تفکیک شده و بارز شدند. براساس طبقه بندی توسط این روش مقادیر صفر، به عنوان مناطق فاقد پوشش برف و مقادیر ۱، به عنوان مناطق دارای پوشش برف در نظر گرفته شدند و بر این اساس، مناطق دارای پوشش برف دارای مساحت ۲۰۲۹,۸۳ کیلومتر مربع و مناطق فاقد پوشش برف دارای مساحت ۸۰۸,۱۲ کیلومتر مربع در بر گرفتند (شکل ۳-الف).

۳-۳-۲- روش شبکه عصبی مصنوعی (Neural Net)

به این الگوریتم دو ROI انتخاب شده از منطقه فاقد پوشش برف و منطقه دارای پوشش برف معرفی شد. دقت شود که باید ROI به عنوان ورودی به الگوریتم انتخاب شود و حدآستانه (Threshold) را بین صفر و ۱ تعیین می کنیم. پس از انجام طبقه بندی پهنه های برفی و بدون پوشش برف از یکدیگر تفکیک شده و بارز شدند. براساس طبقه بندی توسط این روش مقادیر صفر، به عنوان مناطق فاقد پوشش برف و مقادیر ۱، به عنوان مناطق دارای پوشش برف در نظر گرفته شدند. براساس طبقه بندی این روش؛ محدوده هایی که در رده دارای پوشش برف قرار گرفته اند ۱۹۹۳,۴۳ کیلومتر مربع و محدودهای فاقد پوشش برف دارای مساحت ۸۴۴,۵۱ کیلومتر مربع را دربر گرفته اند (شکل ۳-ب).

۳-۳-۳- الگوریتم نقشه بردار زاویه طیفی (SAM)

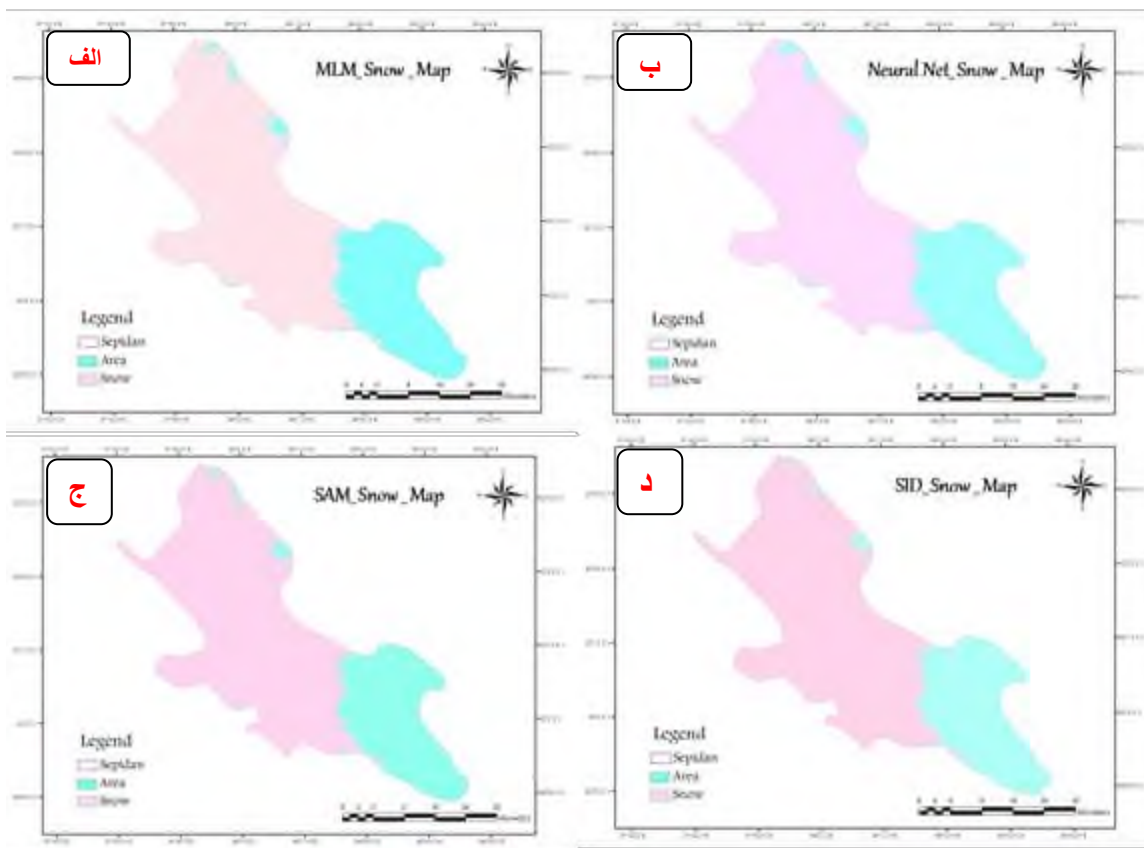
به این الگوریتم ROI انتخاب شده از منطقه فاقد پوشش برف و منطقه دارای پوشش برف معرفی نمی شود؛ بلکه طیف مربوط به برف که از کتابخانه طیفی USGS تهیه شده و به داده های سنجنده OLI بازنویسی شده بود به این الگوریتم معرفی شد. طیف هایی که باید به الگوریتم معرفی می توانند ASCII، طیف کتابخانه ای و یا حتی ROI باشند. پس از انجام طبقه بندی مناطق فاقد پوشش برف و مناطق دارای پوشش برف از یکدیگر تفکیک و بارز شدند. براین اساس، اطلاعات سطح پوشش برف دارای مساحت ۲۰۳۶/۹۲ کیلومتر مربع و مساحت سطح فاقد پوشش برف ۸۰۱/۰۲ کیلومتر مربع برآورد شد (شکل ۳-ج).

۳-۳-۴- واگرایی اطلاعات طیفی (SID)

به این الگوریتم ROI انتخاب شده از منطقه فاقد پوشش برف و منطقه دارای پوشش برف معرفی نمی شود؛ بلکه طیف مربوط به برف که از کتابخانه طیفی USGS تهیه شده و به داده های سنجنده OLI بازنویسی شده بود به این الگوریتم معرفی شد. طیف-های Endmember که توسط SID استفاده می شود می تواند ASCII یا کتابخانه های طیفی حاصل شود، یا می توانید آن ها را مستقیماً از یک تصویر استخراج کنید این ROI پس از انجام طبقه بندی مناطق فاقد پوشش و مناطق دارای پوشش برف از یکدیگر تفکیک شده و بارز شدند. براین اساس، اطلاعات سطح پوشش برف منطقه مورد مطالعه دارای مساحت ۲۱۳۷/۲۰ کیلومتر مربع و مساحت سطح فاقد پوشش برف ۷۰۰/۷۵ کیلومتر مربع برآورد شد (شکل ۳-د).



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
 ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
 The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
 10-11 November, 2020



شکل ۳: نقشه سطح پوشش برف الگوریتم‌های SID, SAM, Neural Net, ML

جدول ۱: نتایج استخراج پوشش برفی بر اساس شاخص NDSI و روش‌های طبقه‌بندی نظارت شده

روش	مساحت پوشش برف	مساحت فاقد پوشش برف	ضریب کاپا	صحت کلی
NDSI	۱۳۰۷/۷۶	۱۵۲۷/۱۲	۰,۹۸,۹۹	۹۹/۷۸
ML	۲۰۲۹/۸۲	۸۰۸/۱۲	۰,۹۸,۸۹	۹۹/۹۸
Neural Net	۱۹۹۳/۴۳	۸۴۴/۵۲	۰,۹۹,۸۶	۹۹/۸۹
SAM	۲۰۳۶/۹۲	۸۰۱/۰۲	۰,۸۳,۸۸	۸۵/۸۶
SID	۲۱۳۷/۲۰	۷۰۰/۷۵	۰,۸۵,۷۸	۸۷/۸۹



۴- نتایج و بحث

در جدول ۱ نتایج استخراج سطح پوشش برف اسخراج شده از پنج روش با هم مقایسه شده اند. مقایسه نتایج نشان می دهد که اختلاف زیادی بین سطح کل پوشش برف مطالعه شده توسط برخی از روش‌ها وجود دارد. به عنوان مثال از بین ۴ الگوریتم طبقه‌بندی نظارت شده روش بیشترین شباهت (ML)، مقدار مساحت ۲۰۲۹,۸۲ کیلومتر مربع با ضریب کاپای ۰,۹۸,۸۹ برای پوشش برف از منطقه بارز کرد، اما روش شبکه عصبی (Neural Network) مقدار مساحت ۱۹۹۳,۴۳ کیلومتر مربع با ضریب کاپای ۰,۹۹,۸۶ برای پوشش برف از منطقه را بارز کرد که از بین این دو روش، روش بیشترین شباهت پهنه‌های آب موجود در تصویر ماهواره ای را نیز به عنوان پهنه‌های برف در نظر گرفته است. روش نقشه‌برداری زاویه طیفی (SAM) مقدار مساحت ۲۰۳۶,۹۲ کیلومتر مربع با ضریب کاپای ۰,۸۳,۸۸ برای پوشش برف از منطقه بارز کرد، اما روش واگرایی طیفی (SID) مقدار مساحت ۲۰۴۴,۵۷ کیلومتر مربع با ضریب کاپای ۰,۸۵,۷۸ برای پوشش برف از منطقه بارز کرد. در روش طیف پایه SAM و SID نتایج تقریباً مشابه‌ای از خود نشان دادند. از آنجا که روش SID در اندازه‌گیری تغییرات طیفی، می‌تواند موثرتر از روش SAM باشد. در نتیجه مقدار ظریب کاپای بیشتری نسبت به روش SAM از خود نشان داده است. اما براساس مساحت‌های بدست آمده از این دو روش نشان می دهد که پهنه‌های آبی موجود در منطقه به عنوان پهنه‌های پوشش برف در نظر گرفته شده‌اند که باعث ایجاد کاهش مقادیر اعتبار سنجی شده است. الگوریتم جداسازی شاخص پوشش برف (NDSI) با حد آستانه ۰,۴ مقدار مساحت ۱۳۰۷,۷۶ کیلومتر مربع با ضریب کاپای ۰,۹۸/۹۹ و صحت کلی ۹۹,۷۸ برای پوشش برف از منطقه بارز شده است. این روش به دلیل آستانه‌گذاری‌هایی که روی باند ۳ و باند ۶ انجام شد که به ترتیب باند ۳ برای جداسازی برف از آب و باند ۶ برای جداسازی اشیاء تاریک از برف انجام شد است. همچنین برای صحت مساحت بدست آمده از این روش برای تصویر لندست-۸ در تاریخ ۲۰۱۹/۳/۲ با مساحت بدست آمده از محصولات NDSI حاصل از سنجنده مودیس (MOD10A1) که برف روزانه جهانی با قدرت تفکیک ۵۰۰ متر را ارائه می دهند در همین تاریخ مقایسه شد. که طی این مقایسه مساحت‌های بدست آمده تقریباً یکسان بودند.

۵- نتیجه‌گیری

یکی از عوامل اصلی در تامین منابع آب برف میباشد. با توجه به مشکلات دسترسی به منابع برف در ارتفاعات، سنجش از دور به عنوان ابزاری مناسب جهت جمع آوری داده‌های برف می تواند مورد استفاده قرار گیرد. بر این اساس سطح کل برف بدست آمده از سنجنده OLI در منطقه مورد مطالعه توسط ۵ روش مورد مقایسه قرار گرفت. نتایج حاصل از این مقایسه نشان میدهد که بین سطح کل برف محاسبه شده توسط برخی از روش‌ها اختلاف زیادی وجود دارد. از بین چهار روش طبقه‌بندی نظارت شده روش شبکه عصبی (Neural Network) با مقدار مساحت ۱۹۹۳,۴۳ کیلومتر مربع با ضریب کاپای ۰,۹۹,۸۶ و صحت کلی ۹۹,۸۹ برای پوشش برف از منطقه برآورد کرد. این روش نسبت به سه روش SAM، ML، و SID کمترین مساحت را به سطح پوشش برف اختصاص داد. که بدلیل دقت بالای آن در طبقه‌بندی پیکسل‌ها در جداسازی پهنه‌های آبی از پهنه‌های برفی است. روش NDSI با مقدار مساحت ۱۳۰۷,۷۶ کیلومتر مربع با ضریب کاپای ۰,۹۸,۹۹ و صحت کلی ۹۹,۷۸ برای پوشش برف از منطقه برآورد کرد. این روش نسبت به چهار روش طبقه‌بندی نظارت شده کمترین مساحت را به خود اختصاص داد که به دلیل دقت آن در جداسازی پهنه‌های آبی از برف و جداسازی اشیاء تاریک از برف و همچنین حذف ابر می باشد.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



منابع

- [۱] روشنی، ن.، ولدان‌زوج، م.، رضایی، ی.، ۱۳۸۷، برف سنجی با استفاده از داده های سنجش از دور (مطالعه موردی منطقه یخچالی علم‌چال)، کنفرانس ژئوماتیک ۸۷.
- [2] Clifford, D., 2010, Global estimates of snow water equivalent from passive microwave instruments: history challenges and future developments, *Int. J. Remote Sens.*, 31 (14), pp. 3707-3726
- [3] Dietz, A.J., Kuenzer, C., Gessner, U., Dech, S., 2012, Remote sensing of snow - a review of available methods, [4] *Int. J. Remote Sens.*, 33 (13), pp. 4094-4134.
- [5] Ghan, S.J., Shippert, T., 2006, Physically based global downscaling: Climate change projections for a full century, *Journal of Climate*, 19, pp. 1589-1604.
- [6] Nolin, A.W., 2010, Recent advances in remote sensing of seasonal snow, *J. Glaciol.*, 56 (200), pp. 1141-1150
- [7] Steppuhn, H., 1981, Snow and agriculture, D.M. Gray, D.N. Male (Eds.), *Handbook of snow: Principles, processes, management and use*, Pergamon Press (1981), pp. 60-125 .

رسوب



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



بررسی رسوب زایی حوضه آبریز سد زنوز در آذربایجان شرقی

سید ابراهیم حسینی

دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی زیست محیطی، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز

s.e.hossini91@gmail.com

ابراهیم اصغری کلجاهی*

دانشیار گروه علوم زمین دانشگاه تبریز

e-asghari@tabrizu.ac.ir

علی کدخدایی

دانشیار گروه علوم زمین دانشگاه تبریز

kadkhodaie.ali@gmail.com

حسین عبادی

کارشناس ارشد شرکت آب منطقه‌ای آذربایجان شرقی

wwwbadi@gmail.com

چکیده

آثار زیست محیطی احداث سدها چالش‌های زیادی پیش روی صنعت سدسازی ایجاد کرده و جهت توسعه پایدار باید مطالعات زیست محیطی قبل از احداث سد به صورت کامل و دقیق انجام گیرد و آثار زیست محیطی آن بررسی شود. یکی از این آثار زیست محیطی که تاثیر زیادی در زیست بوم منطقه و عمر مفید سدها و تجهیزات تعبیه شده در مخزن سد دارد، رسوب زایی حوضه آبریز سد و رسوبگذاری در مخزن سد است. در این مقاله رسوب زایی حوضه آبریز سد مخزنی زنوز در آذربایجان شرقی بررسی شده است. در مدت ۱۳ سال از بهره برداری این سد، حدود ۲۰ درصد از حجم مخزن این سد ۶ میلیون متر مکعبی با رسوب پر شده است. در صورت تداوم ورود رسوب با این نرخ، تا ۲۰ سال آینده، سد زنوز کارایی خود را از دست خواهد داد. با توجه به نیاز منطقه به آب حتما باید تدابیری جهت بالا بردن عمر مفید این سد در نظر گرفته شود. با مطالعه عکسهای ماهواره‌ای و نقشه توپوگرافی حوضه آبریز سد و همچنین بررسی های صحرایی با استفاده از روشهای پسیاک و ام پسیاک نتیجه گرفته شد که شرایط موجود در حوضه آبریز از جمله خشکسالی، دامداری و کاهش پوشش گیاهی مراتع، کشاورزی در دامنه‌ها و حاشیه رودخانه‌ها و فعالیتهای معدنی موجب افزایش رسوب زایی در این حوضه شده است. با نمونه برداری از رسوبات مخزن سد و بررسی‌های انجام گرفته، دانه بندی رسوبات مخزن سد از نوع شن و ماسه ای تا رسوبات ریزدانه است. جهت کاهش رسوبزایی، حمل و انباشت رسوبات در مخزن سد، ضمن اجرای طرحهای آبخیزداری، بایستی از چرا بیش از حد مراتع جلوگیری شود. برای افزایش طول عمر این سد مخزنی لازم است که همه یا بخشی از رسوبات مخزن سد لایروبی شود.

کلمات کلیدی: توسعه پایدار، سد زنوز، حوضه آبریز، رسوب زایی، پسیاک



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Study of sediment production in the Zonoz dam watershed in the East Azarbaijan

Seyyed Ebrahim Hoseini*

Master of Science in Environmental Geology, Department of Earth Sciences, Iran
University of Tabriz
s.e.hossini91@gmail.com

Ebrahim Asghari-Kalajahi*

Associate professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Iran
e-asghari@tabrizu.ac.ir

Ali Kadkhodaei

Associate professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Iran
kadkhodaie.ali@gmail.com

Hosein Ebadi

East Azarbaijan Regional water company, Tabriz, Iran
wwwebadi@gmail.com

Abstract

Environmental Impacts The construction of dams has created many challenges for the dam industry. For sustainable development, environmental studies must be carried out thoroughly and accurately before the construction of the dam and environmental impacts must be considered effects that has a great impact on the ecology of the region and the useful life of dams and equipment installed in the dam reservoir. In this article, an attempt has been made to briefly study the Zonoz reservoir dam During 20 years of operation, about 20% of the reservoir volume has accumulated sediment. If this operation continues for the next 20 years, the dam will completely lose its efficiency. And increases fine dust and increases desertification Due to the need of the region to store flood water in this dam, measures must be taken to increase the useful life of this dam. And with the surveys of the dam reservoir and the type and granulation of sediments accumulated in the dam reservoir and the use of aerial photographs to survey the dam catchment and draw the topographic map of the catchment as well as field and library surveys and the use of methods Psiac and M. Psiac concluded that the conditions in the catchment area, including agriculture in the river and change of use of pastures and mining activities have increased sedimentation in the dam reservoir. In order to reduce sedimentation, the conditions must be changed and the pastures must be improved and the best way to remove sediments is to use the hydromechanical method by transferring sediments downstream of the dam, both the sediment problem in the dam reservoir will be eliminated and the lack of sediment downstream of the dam will be compensated. And to be able to minimize the environmental problems resulting from the construction of this dam in the region.

keywords: Sustainable ddevelopment, Zonoz dam, Watershed, Sedimentation, PSIAC, MPSIAC



۱. مقدمه

پروژه‌های سدسازی عموماً در عمران و آبادانی منطقه نقش موثری دارند ولی از دیدگاه زیست محیطی ایراداتی برای سدها وارد است. از نظر توسعه پایدار و سالم نگه داشتن منابع برای آیندگان در ساخت سدها باید مطالعات دقیق‌تر انجام گیرد و در ساخت سدها نهایت احتیاط صورت گیرد تا برای آیندگان میراث بیابان زایی و ریزگردها بعد از اتمام عمر مفید سدها برجای نگذاریم (اویسی نژاد و همکاران ۱۳۹۰). سدسازی با یک دید مهندسی دقیق می‌تواند ما را از بحران کم آبی که تقریباً تمام مردم خاورمیانه با آن رو برو هستند، نجات دهد. سیلابهایی که در اواخر سال ۱۳۹۸ و اوایل سال ۱۳۹۹ استانهای غربی و جنوبی و جنوب غربی را مورد حمله قرار داد و تلفات جانی و مالی زیادی بر جای گذاشت با برنامه ریزی و ساخت سدهای مناسب می‌توانست تبدیل به فرصت برای کشور گردد.

اخیراً با توجه به کارکردها و عملکردهای مختلف سد و سدسازی در کشور، نظرات و ایده‌های مختلفی در مورد این سازه‌ها بیان می‌شود. اطلاع دقیق از مزایا و معایب سدها و نحوه عملکرد آنها و تأثیرات آنها بر محیط زیست می‌تواند بر تصمیم‌گیری درست و کارشناسی در مورد آنها کمک کند. همچنین با توجه به ورود کشور به مرحله بحران آب، اطلاع از نحوه عملکرد سدها در سالهای اخیر در کشور با توجه به میزان بارندگیها، می‌تواند در شفاف سازی نقش آنها در مدیریت منابع آب کشور کمک کند. لذا دسترسی به آماری کلی از سدها، حجم مخزن آنها و مسائل وابسته در سطح حوضه‌های آبریز کشور، می‌تواند به مدیران و دست اندرکاران بخش آب، دید بهتری را ارائه کند (مظاهری و همکاران، ۱۳۹۵). در این مقاله رسوب‌زایی حوضه آبریز سد زنوز به مساحت حدود ۴۵ کیلومتر مربع و مشکلات ایجاد شده برای این سد مخزنی بررسی شده است.

۲. مشخصات حوضه آبریز و سد زنوز

سد مخزنی زنوز در ۴ کیلومتری شرق شهر زنوز و به فاصله حدود ۳۰ کیلومتری شمال شرق شهر مرند ساخته شده و بهره برداری از آن از سال ۱۳۸۵ شروع گردیده است. حجم مخزن سد حدود ۶ میلیون مترمکعب و ارتفاع آن از روی پی ۶۰ متر و طول تاج ۱۸۰ متر می‌باشد (مهندسی مشاور بند آب، ۱۳۷۷). در شکل ۱ عکس ماهواره‌ای سد زنوز نشان داده شده است. اراضی بهبود یافته شامل تراس رودخانه و اراضی زراعی پایاب این سد با بهره‌گیری توام آب مخزن سد و حوضه آبریز میانی از محل سد تا پل روستای چرچر می‌باشد.



===== 200 m

شکل ۱- عکس ماهواره‌ای سد زنوز



در مطالعات پایه سد مخزنی زنوز که توسط شرکت مهندسی مشاور بندآب (۱۳۷۷) صورت گرفته است، رسوب ویژه طرح ۴۲۸ مترمکعب در کیلومتر مربع در سال منظور شده است که در مقایسه با طرحهای مشابه رقم منظور شده برای رسوب ویژه چندان پایین نیست. سایر مشخصات این طرح به شرح زیر است:

$$Q_s = 428 \text{ m}^3 / \text{km}^2 / \text{yr} \quad \text{رسوب ویژه} \quad A = 45.25 \text{ km}^2 \quad \text{مساحت حوضه}$$

$$V_s = 0.97 \text{ MCM} \quad \text{حجم مرده سد} \quad V_s = 19400 \text{ m}^3 / \text{yr} \quad \text{حجم رسوب سالیانه}$$

عملیات هیدروگرافی مخزن سد در سال ۱۳۹۱ توسط شرکت مهندسی مشاور دریا انجام گرفته است. خلاصه اطلاعات مربوط به رسوب و تغییرات حجم صورت گرفته به شرح ذیل بدست آمده است:

$$5.1 \text{ MCM} \quad \text{حجم مخزن در تراز نرمال} \quad 6 \text{ MCM} \quad \text{حجم مخزن در تراز نرمال براساس مبانی طراحی}$$

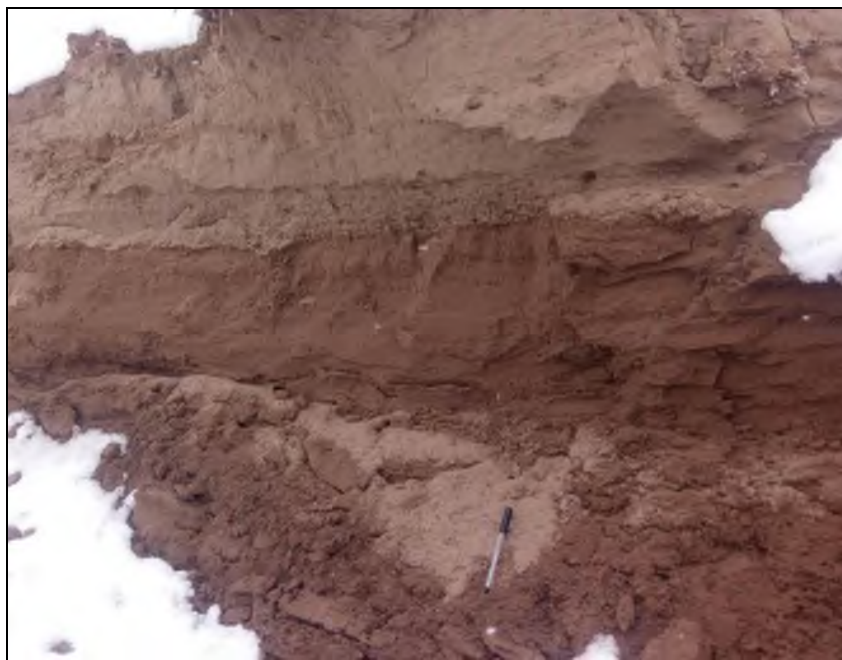
$$V_s = 0.904 \text{ MCM} \quad \text{حجم رسوب وارده به مخزن تا سال ۱۳۹۱}$$

$$V_s = 150000 \text{ M}^3 \quad \text{حجم رسوب وارده بطور متوسط در سال}$$

با مقایسه حجم رسوب وارده در هر سال با مبانی طرح ملاحظه می‌گردد که رسوب وارده بیش از ۷ برابر ارقام منظور شده در طراحی اولیه می‌باشد. این پدیده بهره‌برداری بهینه از حجم ذخیره شده در مخزن سد را با مشکلاتی مواجه ساخته است. در شکل‌های ۲ و ۳ تصاویری از انباشت رسوبات در مخزن سد نشان داده شده است.

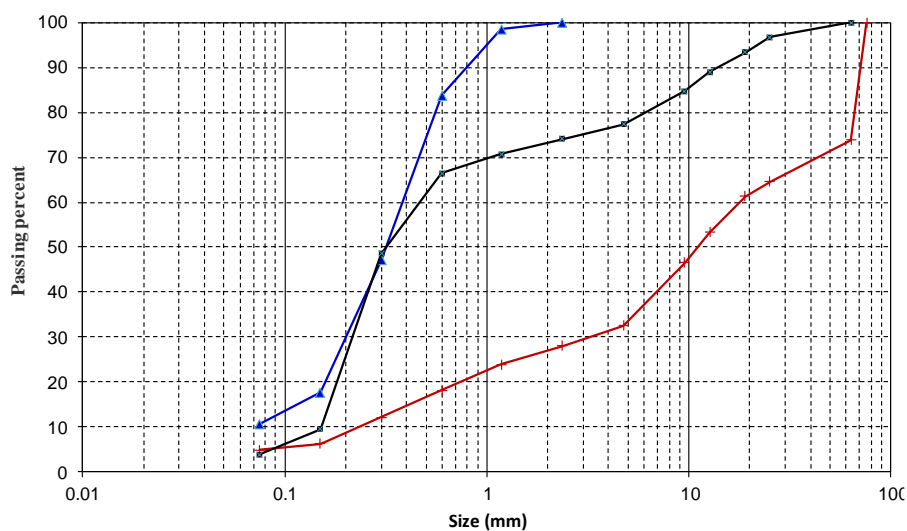


شکل ۲- تصویری از رسوبات انباشت شده در انتهای مخزن سد زنوز



شکل ۳- تصویری از جنس رسوبات مخزن سد زنوز در بخشهای میانی مخزن

از بخشهای مختلف مخزن سد ۳ نمونه از رسوبات موجود برداشته شده و دانه بندی انجام شده است (شکل ۴). دانه بندی دو نمونه ماسه ای و یک نمونه شنی بدست آمده است. البته در قسمتهای عمیق مخزن سد رسوبات ریزدانه هم دیده می شود که امکان نمونه گیری نبود.



شکل ۴ - نمودار دانه بندی رسوبات انباشته شده در مخزن سد زنوز



۳- مشخصات جغرافیایی حوضه آبریز

حوضه آبریز رودخانه در بالا دست سد در حد فاصل عرض جغرافیایی $38^{\circ} 2'$ تا $38^{\circ} 36'$ شرقی و طول جغرافیایی $52/5'$ تا $45^{\circ} 59'$ شمالی قرار دارد. شکل ۵ عکس ماهواره‌ای حوضه آبریز را نشان می‌دهد. زنوز چای پس از سر چشمه گرفتن از ارتفاعات دربند داغی، قزل داغی، اوداغی و بوغدا داغی در امتداد تقریبی شرق به غرب و جنوب غربی جریان یافته و پس از پیوستن به زیلبیر چای و سپس قطور چای نهایتاً از طریق رودخانه ارس به دریاچه خزر می‌ریزد.



==== 1000 m

شکل ۵- عکس ماهواره‌ای حوضه آبریز سد زنوز

۴- ژئومورفولوژی حوضه آبریز

حوضه آبریز سد زنوز دارای مساحت ۴۵ کیلومتر مربع و محیط ۳۰ کیلومتر و ارتفاع حداکثر حوضه ۳۱۸۲ متر و ارتفاع حداقل حوضه ۱۸۵۵ متر، شیب متوسط حوضه ۱۰/۴ درصد است. چهره ریختاری حوضه بر سه گونه می‌باشد (شکل ۶). در نیمه جنوبی که امتداد رودخانه زنوز آن را از دو بخش بالایی جدا می‌کند دره‌های کشیده و چهره تقریباً هموار و زمین‌های سست و فرسایش پذیر دارد. بخش شمالی خود به دو بخش کوچکتر تقسیم می‌شود (در شمال رودخانه زنوز). بخش شمال شرقی که ریختاری تقریباً خشن دارد و زمینهای آن رو به سوی شمال شرق به سرعت ارتفاع می‌گیرند. بخش دیگر (بخش شمال غربی) چهره ریختاری حد واسط دوبرخشی بالایی را دارد (مهندسین مشاور بند آب ۱۳۷۷). طبقه بندی شیب و مساحت حوضه ها با توجه به این که احتمال آن وجود دارد که رسوب زایی در شیب های مختلف متفاوت باشد، در جدول ۱ آورده شده است.



شکل ۶- نقشه توپوگرافی را همراه با مساحت شیب‌های مختلف (تهیه شده از DEM استر با نرم افزار Global mapper)

۵- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز با وجود وسعت کمی که دارد ولی از تنوع چینه‌شناسی نسبتاً زیادی برخوردار است. در در شکل ۷ نقشه زمین‌شناسی حوضه آبریز ارائه شده است. رخنمون باریکی از سنگهای پالئوزوئیک در امتداد رودخانه زنوز، سن واحدهای زمین‌شناسی را تا کامبرین بالا می‌برد. دولومیت‌های سلطانیه که در بلندیهای جنوبی رودخانه زنوز دیده می‌شوند، قدیمی‌ترین سازند در حوضه می‌باشند. به دنبال آن ماسه سنگهای سازند لالون قرار می‌گیرند که بخش بالایی آن بخش شیلی انتهایی آن در حاشیه رودخانه رخنمون شده است. مرز زیرین سازند لالون مشخص نیست اما مرز بالایی آن زیر سازند میلا قرار دارد که با ماسه سنگهای کوارتزی سفید رنگ با نام آشنای تاپ کوارتزیت آغاز شده است. سپس دولومیت و آهکهای آن با رخنمونی گسترده تراز سازند لالون در حاشیه رودخانه زنوز، دره‌های آهکی را تشکیل داده‌اند. رخنمون سنگهای پالئوزوئیک با آهک‌های دونین پایان می‌پذیرد که تعیین نام سازند آنها چندان میسر نیست و در این بین از رسوبات دوره‌های اردویسین و سیلورین خبری نیست.



جدول ۱- طبقه بندی شیب و مساحت حوضه (تحلیل توپوگرافی با نرم افزار Civi3d)

Slopes Table			
Number	Minimum Slope	Maximum Slope	Area
1	0.00%	15.00%	S=5.18Km ²
2	15.00%	25.00%	S=9.19Km ²
3	25.00%	35.00%	S=10.92Km ²
4	35.00%	45.00%	S=9.21Km ²
5	45.00%	55.00%	S=5.92Km ²
6	55.00%	75.00%	S=4.56Km ²
7	75.00%	100.00%	S=1.09Km ²
8	10.00%	150.00%	S=0.25Km ²
9	150.00%	245.80%	S=0.02Km ²

پایان دونین ظهور سنگهای پالئوژن را به دنبال دارد. کنگلومرای قاعده‌ای ائوسن که با رنگ قرمز خود کاملاً مشخص است، با دگر شیبی روی سنگهای پالئوزوئیک قرار می‌گیرد. از این پس ردیفی از ماسه سنگ و سیلتستون‌های قرمز و مارنهای رنگین دیده می‌شود که در بخش بالایی با ظهور میان لایه های ژیبسی از بخش پایینی قابل تشخیص است. در الیگوسن تنها توده‌های نیمه آتشفشانی داسیتی تا آندزیتی دیده می‌شود که در عمق کمی در زیر سطح زمین جایگزین شده و گاهی به صورت توده های آتشفشانی بیرون ریخته و گاهی نیز به صورت دایکهای کوچک و بزرگ دیده می‌شوند. بسیاری از قله‌های محدوده حوضه از این سنگها تشکیل شده‌اند. از این پس آثاری از واحدهای جوانتر همچون واحدهای متنوع نئوژن دیده نمی‌شوند، جز آن که در کواترنری، واحدهایی از پادگانه‌های آبرفتی، واریزه‌ها و تراورتن‌ها شکل گرفته‌اند که از میان آنها تراورتن‌ها با وسعتی قابل ملاحظه در شمال شرقی شهر زنوز رخنمون یافته‌اند. حوضه آبریز زنوز چای از محل خروجی آن تا محل روستای تازه کند تا ارتفاعات بالا دست حوضه می‌باشد. در ارتفاعات بالا دست حوضه، چشمه‌ای با کیفیت مناسب برای شرب وجود دارد که با احداث خط لوله و انتقال آن، نیاز شرب شهر زنوز تامین می‌گردد. علاوه بر این چشمه های آهکی متنوعی در حوالی زنوز و زنوزق وجود دارد که از آب آنها برای مصارف زراعی استفاده می‌شود.

به طور کلی حوضه آبریز زنوز چای دارای پوشش گیاهی متوسطی می‌باشد. این پوشش سطح حوضه را پایدار نموده رسوب زایی آن را کاهش می‌دهد و نقش موثری در تقلیل سیلابهای حوضه ایفا می‌کند. در مورد رسوب زایی در سطح حوضه لازم به ذکر است که در قسمت جنوب غربی حوضه اثرات شدید فرسایش حکایت از رسوب زایی شدید در این قسمت از حوضه را دارد. در این بخش واحدهای رسوبی ائوسن همچون ماسه سنگهای قرمز و مارن رخنمون دارند که فرسایش پذیری آنها نسبت به سایر واحد های رخنمون در حوضه بیشتر است. در حد فاصل پایین دست ساختگاههای انتخابی تا زنوز، ریزشها و فرسایش خندقی و عمیقی در بعضی سر شاخه‌ها مشاهده می‌شود. همچنین ساکنین محلی به سر شاخه‌ای موسوم به قزل درق اشاره داشته اند که ظاهراً در مواقع بارانی و سیلابی رسوبات زیادی را حمل می‌کند (مهندسین مشاور بند آب، ۱۳۷۷).

۶- برآورد رسوب با استفاده از روش PSIAC



مدل فوق مبتنی بر ارزیابی ۹ عامل زمین‌شناسی، خاک، اقلیم، رواناب، پستی و بلندی، پوشش گیاهی، کاربری اراضی، فرسایش فعلی و فرسایش رودخانه‌ای می‌باشد و به هر عامل امتیازی تعلق می‌گیرد. در سال ۱۹۸۲ مطالعه جانسون و گمهارت اصلاحاتی را در این مدل به وجود آوردند و آن را فرمول (MPSIAC) و اصلاح شده پس‌یاک نامیدند. مدل را از حالت کیفی به صورت کمی تبدیل کردند (دیوسالار و همکاران، ۱۳۹۲). در روش PSIAC که یکی از روش‌های تجربی برآورد میزان فرسایش و رسوب ویژه می‌باشد، در حال حاضر در نقاط مختلف که فاقد هر گونه آمار و اطلاعات فرسایش و رسوب می‌باشد کاربرد زیادی پیدا کرده است. این روش به وسیله کمیته مشترک رسوب ایالات جنوب غربی آمریکا در سال ۱۹۶۸ پیشنهاد گردیده که بعلت دقت نسبی آن در برابر فرسایش و رسوب در کشورهای دیگر جهان کاربرد پیدا کرده است. عوامل مختلفی که در این روش دخالت داده شده و بسته به شدت و ضعف هر یک از آنها در در فرسایش امتیاز بندی شده به شرح جدول ۲ است (شجاعی و همکاران، ۱۳۹۷).

جدول ۲ - دسته بندی عوامل موثر بر فرسایش

امتیاز	عوامل موثر بر فرسایش	ردیف
صفر تا ۱۰	زمین‌شناسی سطحی	۱
صفر تا ۱۰	خاک	۲
صفر تا ۱۰	آب و هوا	۳
صفر تا ۱۰	جریان‌های سطحی	۴
صفر تا ۲۰	توپوگرافی	۵
۱۰- تا ۱۰+	پوشش زمین	۶
۱۰- تا ۱۰+	نحوه بهره برداری از زمین	۷
صفر تا ۲۵	فرسایش اراضی مرتفع	۸
صفر تا ۲۵	فرسایش رودخانه‌ای	۹

با بررسی‌های حوزه آبریز توسط مهندسی مشاور بند آب در سال ۱۳۷۷ مجموع امتیازات برآورد شده ۶۸ می‌باشد که با مراجعه به جدول ۴ حوزه آبریز در کلاس رسوبدهی متوسط قرار گرفته است (جدول ۳). رسوب ویژه برابر ۴۲۸ مترمکعب در کیلومتر مربع و بنابر این حجم رسوب سالیانه در حدود ۱۹۴۰۰ متر مکعب در سال برآورد می‌گردد. با توجه به این که مطالعات انجام شده توسط شرکت دریا ترسیم در سال ۱۳۹۰ حجم کل رسوب در مدت ۶ سال بهره برداری ۰/۹۴ میلیون متر مکعب اندازه گیری شده که متوسط رسوب دهی سالانه ۱۵۰۰۰۰ متر مکعب در سال می‌باشد. مطالعات نرم افزاری و مدل‌های ریاضی انجام شده توسط احمدی (۱۳۹۴) بیانگر آن است که پس از طی ۵۰ سال حجم رسوبات انباشته شده در مخزن به حدود ۱/۲ میلیون متر مکعب می‌رسد که تقریباً معادل ۲۱ درصد حجم مخزن می‌رسد. نتایج اجرای مدل ریاضی GSTARS3 نشان می‌دهد که مدل نسبت به تابع انتقال رسوب دارای بالاترین حساسیت می‌باشد. مطالعه موردی انجام شده منطقی‌ترین الگوی رسوب گذاری می‌باشد که از انتخاب تابع حمل رسوب اصلاح شده ایکرز - وایت (۱۹۹۰) از مدل حاصل گردیده است.



جدول ۳- کلاس و طبقه بندی شدت رسوب دهی

کلاس	مجموع امتیازات عوامل فرسایش و رسوب	میزان رسوب دهی (متر مکعب در کیلومتر مربع در سال)	طبقه بندی شدت رسوب دهی
۱	بیش از ۱۰۰	بیش از ۱۴۲۸	بسیار شدید
۲	۷۵-۱۰۰	۴۷۶-۱۴۲۸	شدید
۳	۷۵-۵۰	۲۳۸-۴۷۶	متوسط
۴	۵۰-۲۵	۹۵-۲۳۸	کم
۵	۲۵-۰	کمتر از ۹۵	طبیعی

طی بازدیدهای مکرر از حوضه آبریز و مخزن سد و کارهای آزمایشگاهی انجام گرفته و مطالعات تصاویر ماهواره ای، جهت تحقیقات زیست محیطی و پیدا کردن راهکار جهت درمان انباشت رسوب نتایج زیر حاصل گردید:

عامل زمین شناسی سطحی:

یکی از عوامل موثر در ارزیابی فرسایش خاک و تولید رسوب در روش پسیاک و ام پسیاک عامل زمین شناسی سطحی است. چهره ریختاری حوضه بر سه گونه می باشد. در نیمه جنوبی که امتداد رودخانه زوز آن را از دو بخش بالایی جدا می کند دره های کشیده و چهره ای تقریبا هموار و زمین های سست و فرسایش پذیر دارد. بخش شمالی خود به دو بخش کوچکتر تقسیم می شود (در شمال رودخانه زوز. بخش شمال شرقی که ریختاری خشن دارد و زمین های آن عموما سنگی است و دره های پرشیب دارد و زمین های آن رو به سوی شمال شرق بسرعت ارتفاع می گیرند. بخش دیگر (بخش شمال غربی) چهره ریختاری حد واسط دو بخش بالایی را دارد. با استفاده از درجه های صفر تا ده در روش پسیاک امتیاز عامل زمین شناسی سطحی کل حوضه و زیرحوضه های آن در روش ام پسیاک از رابطه زیر بدست آمده است:

$$X1=Y1$$

که در آن X1 امتیاز حاصل از زمین شناسی سطحی و Y1 شاخص فرسایش زمین شناسی سطحی است.

عامل خاک:

خاکهای این حوضه بسیار کم عمق تا کم عمق همراه با سنگ ریزه و مستعد برای فرسایش است مخصوصا خاکهای مربوط به منطقه جنوبی که بسیار مستعد فرسایش هستند (مددی و نیک پور، ۱۳۹۲).

عامل آب و هوا:

با توجه به کوهستانی بودن منطقه بیشتر بارندگی به صورت برف می باشد. میانگین نسبتهای ماهانه ۳۰۹ میلیمتر می باشد.

عامل هرز آب یا روان آب:

یکی از عوامل مهم در کاهش شدت نفوذ آب در خاک و در نتیجه افزایش روان آب، رطوبت سطحی خاک است در مواقعی که خاک مرطوب باشد توان نفوذ دهی آب به حداقل رسیده و رواناب سطحی افزایش می یابد.

عامل پستی و بلندی :



توپوگرافی منطقه قبلا مورد بحث قرار گرفت. افزایش شیب موجب می‌شود سرعت و حرکت هرز آب سطحی زیاد و مدت زمان تماس آب با خاک و در نتیجه نفوذ آب در خاک کم شود. همچنین موجب می‌شود که خاک بیشتر و سریعتر فرسایش یابد. با استفاده از درجه های صفر تا ۲۰ در روش پسیاک، امتیاز عامل توپوگرافی در روش ام پسیاک، از رابطه زیر تعیین شده است:

$$X5=0.33S$$

X5 درجه رسوب دهی و S شیب متوسط بر حسب درصد می باشد.

عامل پوشش زمین

منظور از پوشش زمین هرگونه پوشش است که خاک را در مقابل عوامل فرساینده مانند قطرات باران، رواناب و باد حفاظت کند. بازدیدهای میدانی که از منطقه به عمل آمد مشاهده گردید که چرای بی رویه دام در بخش جنوبی باعث از بین رفتن پوشش گیاهی منطقه شده و رسوب خیزی را افزایش داده است.

عامل کاربری اراضی

در حوضه آب ریز مورد بحث تغییرات کاربری زیادی در منطقه بعد از احداث سد انجام گرفته که باعث افزایش بیش از حد رسوب زایی در منطقه شده است که یکی از عوامل اصلی افزایش رسوب در مخزن سد می باشد. طی بازدیدهای میدانی که از محل حوضه آبریز به عمل آمد مشاهده گردید که بعد از احداث سد از حریم رودخانه جهت کشاورزی استفاده گردیده است. در بخشی از بالادست حوضه آبریز فعالیتهای معدنی از جمله برداشت معادن کائولن و جاده سازی های مکرر برای کارهای اکتشافی معادن کائولن و مس انجام گرفته است که این جاده سازی ها موجب از بین افزایش رسوب زایی گردیده است.

عامل وضعیت فرسایش در سطح حوضه آبریز

برای بررسی عامل فوق در تولید رسوب، فرسایش سطحی در حوضه آبریز مانند فرسایش بارانی، فرسایش ورقه ای، فرسایش شیاری و فرسایش خندقی مورد ارزیابی قرار می گیرد (Issa et al. 2015).

عامل فرسایش رودخانه ای (آبراهه ها) و انتقال رسوب

بررسی آبراهه ها در این حوضه نشان می دهد که بیشتر رسوب وارده از آب راهه های بخش جنوبی برمی خیزند. در مسیر آبراهه ها سیل بند و رسوب گیر نیز تعبیه شده ولی به علت رسوب بیش از حد بیشتر این رسوب گیرها کاملا از رسوب پرگردیده و کارایی خود را از دست داده اند. با توجه به بررسی های انجام گرفته تغییر شرایط در حوضه آبریز موجب افزایش رسوب در مخزن سد شده که جهت بالا بردن عمر مخزن و کم کردن رسوب زایی باید حتما باید تدابیری از جمله رعایت حریم رودخانه و حفاظت از مراتع جدی گرفته شود.

۶- نتیجه گیری

در این مقاله رسوب زایی حوضه آبریز سد مخزنی زنوز در آذربایجان شرقی بررسی شده است. این حوضه حدود ۴۵ کیلومتر مربع وسعت دارد. در مدت ۱۳ سال از بهره برداری این سد، حدود ۲۰ درصد از حجم مخزن این سد ۶ میلیون متر مکعبی با رسوب پر شده است. در صورت تداوم ورود رسوب با این نرخ، تا ۲۰ سال آینده، سد زنوز کارایی خود را از دست خواهد داد. با مطالعه عکسهای ماهواره‌ای و نقشه توپوگرافی حوضه آبریز سد و همچنین بررسی های صحرائی با استفاده از روشهای پسیاک و ام پسیاک نتیجه گرفته شد که شرایط موجود در حوضه آبریز از جمله خشکسالی، دامداری و کاهش پوشش گیاهی مراتع، کشاورزی



در دامنه‌ها و حاشیه رودخانه‌ها و فعالیت‌های معدنی موجب افزایش رسوب زایی در این حوضه شده است. با نمونه برداری از رسوبات مخزن سد و بررسی‌های انجام گرفته، دانه بندی رسوبات مخزن سد از نوع شن و ماسه ای تا رسوبات ریزدانه است. جهت کاهش رسوب‌زایی، حمل و انباشت رسوبات در مخزن سد، ضمن اجرای طرح‌های آبخیزداری، بایستی از چرا بیش از حد مراتع جلوگیری شود. برای افزایش طول عمر این سد مخزنی لازم است که همه یا بخشی از رسوبات مخزن سد لایروبی شود.

منابع

- [۱] احمدی قشلاقی، ح.، حسن زاده، ی.، رنجبرنژاد آذری، ع. (۱۳۹۴) بررسی الگوی رسوب گذاری در مخزن سد نوز با استفاده از مدل ریاضی Gstars3.0
- [۲] اویسی نژاد، م.، آشتیانی م.، سلطانی پناه م. (۱۳۹۰)؛ سد و آثار مخرب آن بر محیط زیست، مجموعه مقالات مربوط به دکتر شمس از دانشگاه خواجه نصیر طوسی.
- [۳] امامقلی زاده، صمد، محمود بینا، مهدی قمشی، حسامجهانی (۱۳۸۶) بررسی و ارزیابی رسوب شوئی تحت فشار در سد های مخزنی با استفاده از مدل فیزیکی نشریه انجمن علوم و مهندسی منابع آب
- [۴] ترکمانزاده، نفیسه، بایرامعلی محمدنژاد و جواد بخشی (۱۳۹۴) کاربرد مدل Mike3 در شبیه سازی جریان گل آلود در مخازن سدها (مطالعه موردی مخزن سد سفید رود) - نشریه آبیاری و زهکشی ایران، شماره ۶ جلد ۹
- [۵] دیو سالار، ا. و همکاران (۱۳۹۲)، برآورد حجم رسوبات و بررسی عوامل محیطی موثر بر آن با استفاده از مدل MPSIAC در محیط GIS (مطالعه موردی حوضه آبخیز سولقان قم)
- [۶] شجاعی، شهرروز، محمدرضا نورا، شهرام حبیبی مود (۱۳۹۷)، تخمین میزان رسوب دهی و فرسایش با استفاده از مدل MPSIAC و FSM و روش اندازه گیری مستقیم. مجله پژوهش‌های فرسایش محیطی
- [۷] مددی، علی و شهرام نیک پور (۱۳۹۲) برآورد فرسایش خاک و تولید رسوب در حوضه آبخیز رودخانه زال با استفاده از روش پسیاک و پسیاک اصلاح شده و GIS مجله پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی
- [۸] مظاهری، مهدی و همکاران (۱۳۷۷)، بررسی وضعیت سدها
- [۹] مهندسین مشاور بندآب (۱۳۷۷)، گزارش مطالعات طرح سد مخزنی زونچای - مطالعات پایه، گزارش شماره ۲۴۷
- [10] GATHARD Engineering Consulting Co. (2006), Washington Klamath River Dam and Sediment Investigation.
- [11] Issa, E. (2015) Sedimentological and Hydrological Investigation of Mosul Dam Reservoir. DOCTORAL THESIS, University of Mosul, Iraq.
- [12] Munthali, G., Irvine, Y. and Murayama, Y. (2011) Reservoir Sedimentation and Flood Control: Using a Geographical Information System to Estimate Sediment Yield of the Songwe River Watershed in Malawi.
- [13] Pinarlik, M. and Selek, Z. (2019) Evaluation of Sediment Deposition on Corum Dam Reservoir, IOP Conference Series: Materials Science and Engineering.
- [14] Sumi, T., Okano, M., Takata, Y. (2004), Reservoir sedimentation management with bypass tunnels in Japan, Proceedings of the Ninth International Symposium on River Sedimentation.
- [15] Wen, H., Wang, F., Kondolf, M., Tullos, D. and Cheng Kuo, W. (2018), Sediment Management in Taiwan's Reservoirs and Barriers to Implementation, (MDPI / water).



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



اثر موقعیت شیب و نوع کاربری اراضی بر روند تشکیل کانی‌های رسی خاک‌های آهکی استان فارس

ابوالفضل آزادی*

بخش تحقیقات خاک و آب، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی خوزستان، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، اهواز، ایران

a.azadi@areeo.ac.ir

سیروس شاکری

گروه کشاورزی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

shakeri@pnu.ac.ir

چکیده

به منظور بررسی نوع و خاستگاه کانی‌های رسی، خاک‌رخی‌هایی در اراضی فهلیان نورآباد ممسنی در سه کاربری مرتع، زراعت گندم و شالیزار و در موقعیت‌های مختلف شیب تشریح و از افق‌های سطحی و عمقی کلیه خاک‌رخی‌ها نمونه‌هایی برای بررسی به روش پراش پرتو ایکس انتخاب شد. نتایج نشان داد که کانی‌های غالب کاربری‌های مختلف در این خاک‌ها ایلات، اسمکتایت، کلرایت و کانیه‌های مختلط اسمکتایت-ایلیت و کلرایت-اسمکتایت می‌باشند و منشأ بیشتر کانی‌ها در هر سه کاربری و در موقعیت‌های مختلف شیب موروثی بود. حضور این کانی‌ها در قسمت‌های پایین شیب دارای بیشترین مقدار و شدت پیک‌ها در کاربری شالیزار بیشتر از دو کاربری مرتع و گندم بود. اسمکتیت نیز با منشأ ارثی در همه خاک‌رخی‌ها موجود بوده اما در اراضی پست و کاربری شالیزار با کاهش عمق آب زیرزمینی امکان تبلور آن به صورت نوتشکیلی از محلول خاک نیز فراهم می‌شود و بنابراین این کاربری‌ها بیشترین مقدار اسمکتیت را در مقایسه با سایر لندفرم‌ها و کاربری‌ها دارند. بطور کلی با توجه به اینکه نوع کانی‌های رسی در هر سه کاربری مشابه بوده می‌توان بیان کرد که تغییر کاربری تأثیری در نوع کانی‌های رسی نداشته است.

کلمات کلیدی: کانی‌های رسی، موقعیت شیب، تغییر کاربری، فهلیان



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Effect of slope position and land use type on the formation of clay minerals in calcareous soils of Fars province

Abolfazl Azadi*

Soil and Water Research Department, Khuzestan Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, AREEO, Ahvaz, Iran.

a.azadi@areeo.ac.ir

Sirous Shakeri,

Department of Agriculture, Payame Noor University, Tehran, Iran.

shakeri@pnu.ac.ir

Abstract

In order to study the type and origin of clay minerals, soils in Fahlian lands of Noorabad Mamasani in three land uses of pasture, wheat and paddy cultivation and in different slope position were described and samples were selected from the surface and subsurface horizons of all soils for X-ray diffraction method. The results illustrated that the dominating clay minerals are illite, smectite, chlorite and chlorite-smectite and illite-smectite as mixed minerals. According to the result, the origin of minerals in different land uses and different slope positions is inheritance from parent material. These minerals are mostly apparent in lower positions of the slope and intensity of peaks in paddy land use was more than other two land uses pasture and wheat. Smectite is also of hereditary origin in all soils, but in the lowlands and paddy lands, by reducing the depth of groundwater, it can be neof ormation from soil solution, and therefore these land uses have the highest amount of smectite compared to other landforms and land uses. Overall, considering that the type of clay minerals was similar in all three land uses, it can be concluded that the change of land use had no significant effect on the soil clay minerals.

Keywords: Clay minerals, slop positions, land use change, Fahlian



مقدمه

کیفیت خاک، توانایی دائم خاک در انجام وظایف خود به عنوان یک سیستم حیاتی زنده در داخل اکوسیستم و تحت کاربری‌های متفاوت است، به طوریکه علاوه بر حفظ تولید بیولوژیک بتواند کیفیت آب و هوا را بهبود بخشد و نیز تأمین کننده سلامت انسان، گیاه و حیوان باشد [۱].

امروزه همه افراد اهمیت کانی‌شناسی را در علوم خاک و مهندسی به رسمیت می‌شناسند. اطلاعات به دست آمده از کانی‌شناسی خاک می‌تواند به خوبی ارتباط آن را با خصوصیات مختلف مشخص کند. خصوصیات فیزیکی خاک مانند توزیع اندازه ذرات، نیروهای داخل ذرات، ساختار، مقاومت در برابر تورم، قدرت برشی خاک، حفظ رطوبت، هدایت آب در خاک و ظرفیت حرارتی را می‌توان تحت تأثیر نوع و مقدار رس‌ها در خاک هستند. به طور کلی در اغلب نقاط ایران مخصوصاً در مناطق خشک و نیمه خشک، اراضی زیادی وجود دارند که بدون در نظر گرفتن پتانسیل و استعدادشان تحت کاربری‌های مختلفی قرار گرفته‌اند. کاربری‌های نامتناسب در طولانی مدت باعث از بین رفتن منابع طبیعی کشور می‌شود که خود می‌تواند زمینه ساز مشکلات بعدی برای طبیعت و کشور باشد. از ویژگیهای مهم خاک که می‌تواند تحت تأثیر کاربری اراضی قرار گیرد، خصوصیات مینرالوژیکی می‌باشد. کاربری اراضی (پوشش گیاهی) به عنوان یکی از عوامل خاکساز، می‌تواند نوع و مقدار رس‌های خاک را تحت تأثیر قرار دهد. لذا لازم است ارتباط بین این عامل با نوع رس‌های خاک بررسی شود تا زمینه توسعه کشاورزی پایدار فراهم شود [۳]. با توجه به مطالب فوق، هدف از مطالعه حاضر بررسی تغییرات کانی‌شناسی رسی خاک‌ها در سه کاربری اراضی (مرتع، زراعی و شالیزار) در منطقه فهلیان نورآباد ممسنی در استان فارس هست. رضاپور [۲] در مطالعه اثر سه کاربری زراعی، مرتعی و جنگل نشان داد که نوع کاربری تأثیر قابل توجهی بر نوع کانی‌های رسی داشته و کاربری زراعی باعث کاهش کیفیت خاک گردیده است. بهمنیار [۴] تأثیر کشت مداوم برنج را و دوره‌های متفاوت غرقاب را بر خصوصیات مورفولوژی و کانی‌شناسی در استان مازندران بررسی نمود که نتایج تحقیق نشان داد که هیچ گونه انتقال رسی در پروفیل رخ نداده و بر خلاف اسمکتیت مقدار کانی ایلیت و ورمی کولیت با افزایش دوره های کشت برنج کاهش یافته است.

اثر موقعیت شیب و تغییر کاربری اراضی بر کانی‌شناسی خاک: فرپور و همکاران [۵] در مطالعات خود بر سطوح ژئومورفیک نشان دادند که در خاک‌های منطقه مورد مطالعه، کانی‌های رسی کلرایت، ایلایت، پالپگورسکایت، اسمکتایت و کائولینایت وجود دارد. از دامنه شیب به طرف دشت آبرفتی، به علت بالا بودن سطح آب زیرزمینی از پایداری پالپگورسکایت کاسته می‌شود و اسمکتایت، کانی غالب خاک می‌باشد. زارعیان و باقرنژاد [۶] در بررسی اثر توپوگرافی بر تنوع کانی‌ها در منطقه بیضاء استان فارس نشان دادند که مقدار نسبی کانی‌های ایلایت، کلرایت، اسمکتایت و ورمی کولایت متفاوت و تابع شرایط پستی و بلندی می‌باشد. به طوری که در نواحی پست اسمکتایت و در مخروط افکنه کلرایت و ایلایت غالب می‌باشند. موسوی و همکاران [۷] در مطالعات خود در منطقه آغاچاری و قلعه خواجو نشان دادند که در خاک‌های انتخاب شده، هر چه از قله به طرف پای شیب نزدیک می‌شویم، از میزان کانی‌های اولیه مانند میکا کاسته و بر کانی اسمکتایت افزوده می‌شود که دلیلی بر تکامل خاک می‌باشد.

۲. مواد و روش‌ها

۲-۱. **موقعیت جغرافیایی منطقه:** منطقه مورد مطالعه در قسمت شمال غربی استان فارس و از توابع شهرستان رستم در نزدیکی روستای فهلیان و در محدوده جغرافیایی بین ۱۵' ۵۱° تا ۳۳' ۵۱° طول شرقی و ۱۱' ۳۰° تا ۲۳' ۳۰° عرض شمالی واقع قرار داشت، ضریب خشکی دومارتن (I) برای منطقه مورد مطالعه ۲۳/۱۹ بوده و در نتیجه دارای اقلیم مدیترانه‌ای می‌باشد.



خاک‌های دشت دارای رژیم رطوبتی یوستیک و رژیم حرارتی هیپرترمیک می‌باشد. ارتفاع دشت از سطح دریا ۹۰۰ متر می‌باشد. مواد مادر خاک‌ها در این منطقه شامل رسوبات آبرفتی رودخانه‌ای و رسوبات واریزه‌ای شدیداً آهکی می‌باشد. رژیم رطوبتی منطقه یوستیک و رژیم دمایی آن‌ها هیپرترمیک می‌باشد. شاخص آگروکلیماتولوژی یعنی نسبت متوسط بارندگی سالانه به تبخیر و تعرق متوسط سالانه گیاه مرجع (P/ET) برای مناطق نیز ۰/۵ محاسبه شد.

از نظر زمین‌شناسی منطقه بخشی از ناحیه چین خورده زاگرس بوده و دارای سازندهای سروک (آهکی)، کژدمی، فهلپان - سورمه گدوان، داریان، پابده، آهکی آسماری، پابده - گورپی (مارنی) می‌باشد و دشت‌های واقع بین کوه‌های منطقه از رسوبات آبرفتی دوران کواترنری شکل گرفته‌اند.

۲-۲. بررسی‌های میدانی و آزمایشگاهی: بدین منظور سه کاربری مرتع، کابری زراعی گندم و شالیزار در سه موقعیت شیب بالایی واقع در واحد فیزیوگرافی مخروط افکنه‌های آبرفتی رودخانه‌ای، شیب میانی واقع در واحد فیزیوگرافی دشت‌های دامن‌های و شیب پایینی واقع در واحد فیزیوگرافی اراضی پست انتخاب گردید، در سه موقعیت شیب خاک‌رخی‌هایی حفر و از افق‌های سطحی و عمقی کلیه خاک‌رها نمونه‌هایی انتخاب گردید. مطالعات کانی‌شناسی انجام شده را می‌توان به مراحل آماده‌سازی نمونه‌های خاک، حذف ترکیبات مزاحم، پراکنده‌سازی نمونه‌ها و اشباع نمونه‌ها با تیمارهای منیزیم، اتیلن گلیکول، پتاسیم و پتاسیم و حرارت تقسیم‌بندی کرد که بدین منظور از روش کیتریک و هوپ [۸] استفاده شد.

۲-۳. نتایج و بحث

بررسی کانی‌های رسی:

خاک‌های در نظر گرفته شده برای این مطالعه شامل پروفیل‌هایی است که بر روی فیزیوگرافی‌های گوناگون در یک ردیف ارضی و کاربری متفاوت قرار گرفته‌اند. این خاک‌ها از نظر درجه زهکشی نیز با هم متفاوتند بنابراین دو عامل پستی و بلندی و زهکشی مهمترین عوامل کنترل کننده جهت تکامل پروفیلی و مسئول ایجاد محیط پدوشیمیایی متفاوت و به دنبال آن موجب اختلاف نحوه تشکیل و هوادیدگی کانی‌های رسی در این خاک‌ها گردیده‌اند. جهت بررسی و شناسایی کانی‌های موجود در کاربری‌های موجود در منطقه دیفراکتوگرام‌های بخش رس خاک‌ها همانطور که نمونه‌ای از این دیفراکتوگرام‌ها در شکل ۱ ارائه شده است با استفاده از منابع مختلف مورد بررسی و تفسیر قرار گرفتند.

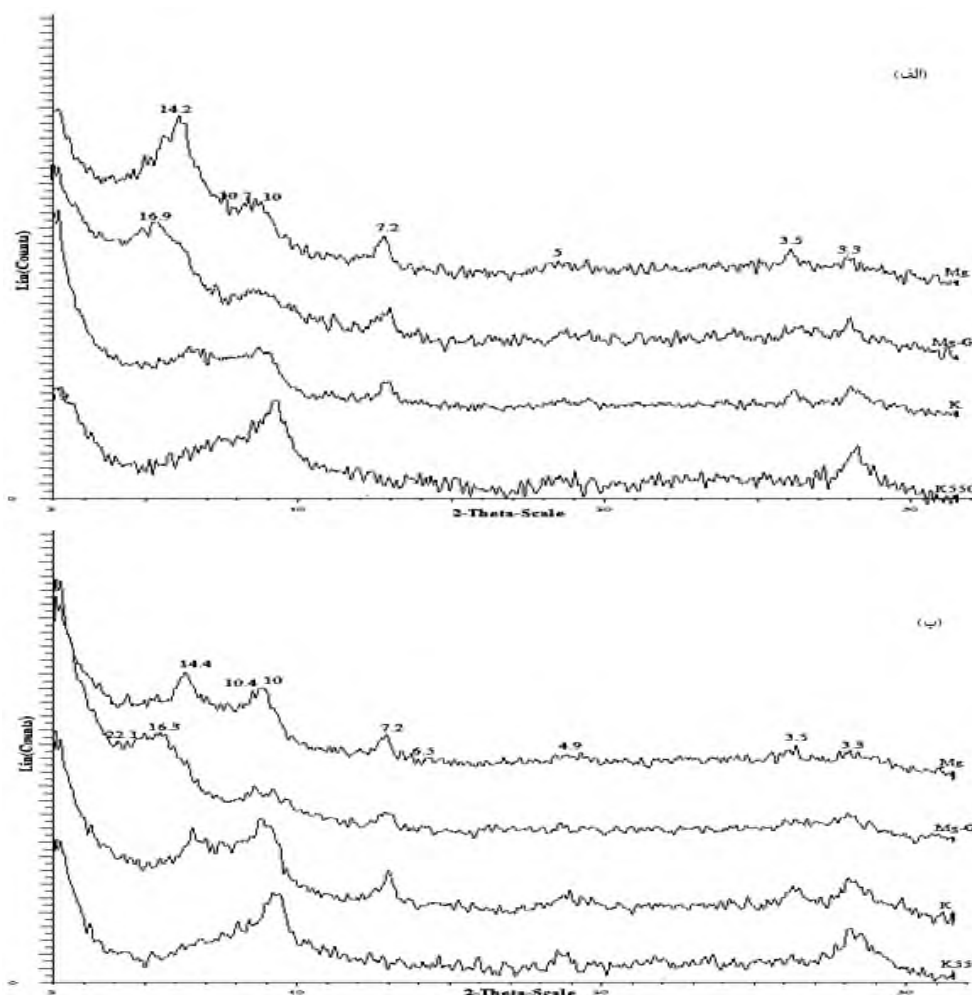
در دیفراکتوگرام‌ها هر سه کاربری در تیمار منیزیم و پتاسیم پیک در ناحیه حدود ۱۴ آنگستروم (دامنه ۱۳/۸ تا ۱۴/۴) وجود داشت و در اثر حرارت همچنان مشاهده می‌شود که بیانگر وجود کانی کلریت هست. پیک در ناحیه حدود ۷ آنگستروم (دامنه ۷/۱ تا ۷/۲) در تیمارهای منیزیم و پتاسیم وجود دارد که در تیمار پتاسیم و حرارت ۵۵۰ درجه سلسیوس با تخریب کانی کائولینیت این پیک از بین رفته است. کانی ایلیت نیز با پیک در ناحیه ۱۰ آنگستروم (۱۰ تا ۱۰/۳) در تمام تیمارها مشاهده می‌شود پیک ۱۰/۵ آنگستروم در تیمار منیزیم اشباع نشان دهنده پالیگورسکیت می‌باشد. پالیگورسکیت یک پیک ۶/۴ آنگستروم دارد اما این پیک اکثراً شدت بسیار پایینی دارد و در بعضی موارد نیز ظاهر نمی‌شود به همین دلیل از پیک ۱۰/۵ آنگستروم برای تشخیص پالیگورسکیت استفاده می‌شود. در تیمار گلیسرول پیک در ناحیه ۱۸ (دامنه ۱۷ تا ۱۹/۲) آنگستروم دیده می‌شود که حاکی از وجود و حضور مقدار کانی اسمکتیت در کاربری هست. بنابراین بررسی کانی‌های رسی مواد مادری این خاک‌ها نشان می‌دهد که ایلیت، کلریت، کائولینیت و مقدار کمی اسمکتیت اجزای اصلی کانی‌های رسی آن را تشکیل می‌دهد. بنابراین علت اصلی وجود این کانی‌ها در سولوم این خاک‌ها منشأ توارثی است. ایلیت کانی غالب تمام خاک‌های مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد همانند بسیاری از خاک‌های



مناطق جنوب ایران، ایلیت بیشترین فراوانی را در ترکیب کانی‌های رسی مواد مادری خاکهای منطقه دارد. وجود مقادیر قابل توجهی از ایلیت حکایت از جوانی و مراحل اولیه تکامل خاکهای منطقه دارد. خروج پتاسیم از فضای بین لایه‌ای ایلیت پیش‌زمینه هوادیدگی و تبدیل آن به کانی‌هایی نظیر اسمکتیت و ورمیکولیت است. وجود شرایط آبشویی برای کاهش غلظت پتاسیم در محیط برای این امر ضروری است که نبودن این شرایط در این خاکها موجب شده است که ایلیت موجود تغییر و تحول و هوادیدگی چندانی نداشته باشد. کلریت نیز وضعیتی مانند ایلیت دارد. بنابراین به دلیل عدم امکان هوادیدگی این کانی در خاک‌های مناطق خشک و نیمه خشک قسمت اعظم کلریت در این خاکها موروثی است. مشابه بودن مقادیر این کانی در مواد مادری و سولوم خاکهای منطقه خشک مورد مطالعه نیز این یافته‌ها را تایید می‌کند (جدول ۱). کائولینیت نیز از کانی‌های رسی متداول مناطق حاره ای و شبه حاره‌ای است و به طور کلی حضور آن در خاک‌های مناطق خشک منشا ارثی دارد. بنابراین با توجه به نبود شرایط لازم برای تشکیل این کانی در خاک‌های خشک و نیمه خشک منطقه مورد مطالعه می‌توان نتیجه‌گیری کرد که این کانی کاملاً از مواد مادری آهکی این ناحیه به ارث رسیده است. خرمالی و ابطحی [۹] وجود کانی‌های کلریت، ایلیت و کائولینیت را در خاک‌های مناطق خشک گزارش کرده و منشاء ارثی را عامل اصلی وجود آنها در خاک می‌دانند. یکی از ویژگی‌های قابل ملاحظه در بین خاک‌های مورد مطالعه تفاوت در مقدار اسمکتیت در این خاکها است. همانطور که قبلاً ذکر شد مواد مادری این خاکها دارای مقدار کمی اسمکتیت می‌باشد و بنابراین یکی از دلایل وجود آن در این خاکها ارثی بودن آن است. با توجه به ثابت بودن میزان تقریبی آن در افتهای سطحی و زیرسطحی در پروفیل‌های واقع در فیزیوگرافی‌های مخروط افکنه و دشت‌های دامنه‌ای می‌توان نتیجه‌گیری کرد که به جز منشا ارثی، منشا دیگری برای اسمکتیت در این پروفیل‌ها قابل تصور نیست (جدول ۱).

بررسی ترکیب کانی‌های رسی خاکهای تکامل یافته در فیزیوگرافی اراضی پست نشان می‌دهد که در مقایسه با سایر خاکهای مطالعه شده دارای درصد زیادتری اسمکتیت هستند هر چند قسمتی از اسمکتیت موجود در این خاکها نیز از مواد مادری به ارث رسیده است اما افزایش درصد اسمکتیت در این خاکها می‌تواند به دلیل زهکشی متفاوت این خاکها باشد که از تفاوت در توپوگرافی و عمق سطح آب زیرزمینی ناشی شده است. شرایطی که تشکیل و پایداری اسمکتیت در خاک را سبب می‌شوند عبارتند از: اکتیویته بالای سیلسیم و منیزیم، پ هاش قلیایی و زهکشی ضعیف. در این شرایط اسمکتیت می‌تواند از محلول خاک در هر نوع ماده مادری که قادر به تأمین اجزای تشکیل دهنده آن بنابراین وجود شرایط بهینه برای تشکیل اسمکتیت از محلول خاک در پروفیل‌های تکامل یافته در اراضی پست (شرایط گلی، سطح آب زیرزمینی بالا، پ هاش قلیایی و غلظت بالای منیزیم) موجب شده است تا اسمکتیت به صورت نوتشکیلی از محلول خاک تبلور یابد که افزایش مقدار آن نسبت به پروفیل‌های سایر فیزیوگرافی‌ها با مقایسه پراش نگاشتهای آنان کاملاً مشخص است.

برخلاف سایر فیزیوگرافی‌ها که رطوبت لازم در آنها موجود نیست، رطوبت لازم در خاکهای اراضی پست برای هوادیدگی و تغییر شکل میکا به اسمکتیت کافی به نظر می‌رسد اما وجود زهکشی نامناسب و سطح آب زیرزمینی بالا و نبود محیط شستشو برای خروج محصولات هوادیدگی مانند پتاسیم احتمال تشکیل اسمکتیت را از این طریق ناممکن می‌سازد. بررسی دقیق‌تر ترکیب کانی‌های رسی خاک‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که پروفیل‌های تکامل یافته بر روی اراضی لندفرم دشت دامنه ای کم و بیش دارای مقدار قابل توجهی پالیگورسکیت، و پروفیل‌های سایر موقعیت‌ها فاقد آن هستند. نوع کانی‌های رسی در هر سه کاربری مشابه بوده است. بنابراین با توجه به این نتایج می‌توان بیان کرد که تغییر کاربری تأثیری در نوع کانی‌های رسی نداشته است. وحیدی و همکاران [۳] نیز در مطالعه خود نشان دادند که تغییر کاربری تأثیری بر کانی‌های رسی نداشته است.



شکل ۱: منحنی پراش پرتو ایکس مربوط به خاکرخ شماره دو و سه منطقه نورآباد، شکل الف (افق Bkg) و شکل ب (افق Btk)

جدول ۱- فراوانی نسبی کانیهای رسی در کاربریهای مختلف و اعماق مطالعه شده

نوع کاربری	موقعیت شیب	شماره خاکرخ	افق	عمق	کانی ها
مرتع	شیب بالایی	۱	A	۰-۱۵	ایلیت، کلریت، اسمکتیت، کوارتز و کانی مختلط ایلیت- اسمکتیت
			C _k	۱۵-۶۵	کلریت، ایلیت، کوارتز، اسمکتیت، کائولینیت
زراعی	شیب میانی	۲	A	۰-۲۵	اسمکتیت، ایلیت، کلریت، پالیگورسکیت، کوارتز، کانی مختلط کلریت- اسمکتیت
			Btk	۹۵-۱۳۵	اسمکتیت، ایلیت، کلریت، پالیگورسکیت، کوارتز، کائولینیت
شالیزار	شیب پایینی	۳	A	۰-۳۰	اسمکتیت، ایلیت، کلریت، کوارتز، پالیگورسکیت، کائولینیت
			Bkg	۹۵۰-۱۳۰	اسمکتیت، ایلیت، کلریت، کوارتز، و کانی مختلط ایلیت- اسمکتیت



۳. نتیجه گیری :

به طور خلاصه می‌توان به این نتیجه رسید که به علت خشک بودن منطقه و حداقل بودن مقدار هوادیدگی، توزیع بسیاری از کانی‌های رسی در خاک‌های مورد مطالعه به شدت تحت تأثیر ترکیب کانی‌های رسی مواد مادری این خاک‌ها بوده و هیچ‌گونه هوادیدگی و تحول در کانی‌هایی مانند ایلیت و کلریت مشاهده نمی‌شود. در منطقه مورد مطالعه وابستگی خصوصیات فیزیکی شیمیایی، مورفولوژیکی و کانی‌شناسی خاک‌ها به طور مستقیم به پستی و بلندی و عمق آب زیر زمینی مشاهده شد. در ضمن درجه زهکشی و عمق آب زیرزمینی تنها عوامل کنترل کننده میزان نسبی کانی اسمکتیت در این خاک‌ها بوده به‌طوری‌که از کاربری مرتع به شالیزار با کاهش ارتفاع و کم شدن عمق آب زیرزمینی شرایط نوتشکیلی این کانی از محلول خاک فراهم شده و به مقدار این کانی در خاک افزوده می‌شود. تشکیل کانی‌های مختلط در منطقه نیز دارای منشا پدوژنیک است. به طور کلی مطالعات کانی‌شناسی رس نشان داد که با توجه به اینکه در هر سه کاربری کانی‌های رس شناسایی شده تقریباً مشابه هستند اینطور استنباط می‌شود که کاربری‌های مختلف تأثیری در نوع کانی‌های رسی نداشته است.

منابع

- [1] Alamdari, P., Rezaee, B., & Golchin, A. 2016. Effect of land use change on soil quality and clay mineralogy in valarude region of Zanjan province. *J Water Soil Sci*, 26(1/1), 305-316.
- [2] Rezapour S, 2014. Response of some soil attributes to different land use types in calcareous soils with Mediterranean type climate in north-west of Iran. *Environmental Earth Sciences* 71: 2199–2210
- [3] Vahidi, M.J., Jafarzadeh, A.A., Ostan, S.H., and Shahbazi, F. 2010. Impact of land use on physical, chemical and mineralogical soil southern city of Ahar. *J. Soil Water*. 77: 33-47.
- [4] Bahmanyar, M. A. 2007. The influence of continuous rice cultivation and different waterlogging periods on morphology, clay mineralogy, Eh, pH and K in paddy soils. *Pakistan journal of biological sciences: PJBS*, 10(17), 2844.
- [5] Farpour, M.H., Eghbal, M.K., and Khademi, H. 2003. Genesis and Micromorphology of Saline and Gypsiferous Aridisols on Different Geomorphic Surfaces in Nough Area, Rafsanjan. *JWSS - Isfahan University of Technology*. 7: 3. 71-93.
- [6] Zareian, Gh., and Baghernezhad, M. 2007. The effect of topography on the evolution and diversity of soil clay minerals Fars Bayzay the province. *J. Soil Water Sci*. 14: 46-56. (In Persian)
- [7] Mousavi, M.H., Mehdizadeh Shahri, H., and Ghorbani, H. 2009. Mineralogy of soils formed on Aghajary formation in Masjed Soleyman and Burge Khajoo province. *J. Sci. Islamic Azad University (JSIRU)*. 77: 151-172. (In Persian).
- [8] Kittrick, J. A. and E. W. Hope. 1963. A procedure for the particle size separation of soils for X-ray diffraction analysis, *Soil Sci.*, 96: 312-325
- [9] Khormali, F., Abtahi, A., 2003. "Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, southern Iran". *Clay miner*. 38, p. 511-527.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



بررسی خصوصیات و منشا کانی پالیگورسکیت خاک‌های گچی منطقه لیستر، گچساران

سیروس شاکری*

گروه کشاورزی دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

Shakeri@pnu.ac.ir

ابوالفضل آزادی

بخش تحقیقات خاک و آب، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی خوزستان، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، اهواز، ایران

Abolfazl_azadi@yahoo.com

چکیده

کانی پالیگورسکیت از جمله کانی‌های رسی الیافی ۲:۱ است که در خاک‌های مناطق خشک و نیمه خشک گسترش وسیعی دارند. این تحقیق، به منظور بررسی منشا و شرایط تشکیل کانی پالیگورسکیت در دشت لیستر گچساران، واقع در استان کهگیلویه و بویراحمد انجام شد. برای انجام این مطالعه، ابتدا بر اساس اطلاعات به دست آمده از عکس‌های هوایی و نقشه‌های توپوگرافی، اقدام به تفکیک واحدهای فیزیوگرافی شد و در هر واحد، یک خاکرخ حفر و از افق‌های مختلف نمونه‌برداری شد. برای شناسایی کانی‌های رسی، بعد از حذف گچ، نمک‌های محلول، اکسیدهای آهن، کربنات‌ها و مواد آلی و جداسازی ذرات رس از یکدیگر، نمونه‌های خالص شده با منیزیم و پتاسیم اشباع و به ترتیب با اتیلن گلیکول و دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس تیمار و جداگانه با دستگاه پرتو پراش ایکس مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند. نتایج نشان داد که خاک‌های منطقه در راسته‌های اینسپتی‌سول‌ها و آلفی‌سول‌ها قرار دارند. همچنین کانی پالیگورسکیت، به عنوان کانی غالب در خاک‌های منطقه شناخته شد. خاکرخ‌های مطالعه شده این منطقه دارای افق جیپسیک بوده و با توجه به بارندگی کم منطقه، پالیگورسکیت موجود در این خاک‌ها از تغییرات در طول زمان حفظ شده است. منشا تشکیل پالیگورسکیت این منطقه می‌تواند علاوه بر مواد مادری، تشکیل آن در شرایط گچی و شوری گذشته بوده که به دلیل تشکیل افق جیپسیک، این کانی در طول زمان بدون تغییر باقی مانده است.

کلمات کلیدی: کانی پالیگورسکیت، منطقه نیمه خشک، خاک گچی، لیستر



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Characteristics and origin of palygorskite mineral in gypsiferous soils of Lishter plain, Gachsaran

Sirous Shakeri*

Department of Agriculture, Payame Noor University, Tehran, Iran

Shakeri@pnu.ac.ir

Abolfazl Azadi

Soil and Water Research Department, Khuzestan Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, AREEO, Ahvaz, Iran

Abolfazl_azadi@yahoo.com

Abstract

Palygorskite mineral is one of the 2:1 fibrous clay mineral that is widely distributed in soils of arid and semi-arid regions. This research was conducted to investigate the origin and conditions of formation of palygorskite mineral in Lishter plain of Gachsaran, Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad province. Based on aerial photos and topographic maps, physiographic units were separated and soil sampling was done in each diagnostic horizon. To identify clay minerals, after eliminating gypsum, soluble salts, Fe-oxides, carbonate, and organic matter; and separate the clay particles from each other, the purified samples were saturated with magnesium (Mg) and potassium (K) and treated with glycerol and temperature of 550 °C, respectively, and examined separately by X-ray diffraction. The results showed that the soils of the study area are in the Inceptisols and Alfisols orders. Palygorskite mineral was also recognized as the dominant mineral in the soils of the region. The studied soils have a gypsum horizon and due to the low rainfall of the region, the palygorskite in these soils has been preserved from changes over time. The origin of the formation of palygorskite in this region can be in addition to the parent material, its formation in the past gypsum and salinity conditions, which due to the formation of gypsum horizon, this mineral has remained unchanged over time.

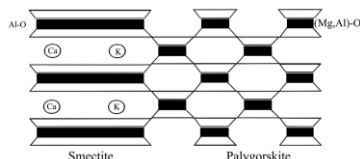
Keywords: Palygorskite mineral, Semi-arid area, Gypsiferous soil, Lishter



۱. مقدمه

کانی پالیگورسکیت از جمله کانیه‌های رسی الیافی ۲:۱ است که در خاکهای مناطق خشک و نیمه خشک گسترش وسیعی دارند [۱]. پالیگورسکیت یک کانی غنی از منیزیم با ویژگی‌های مورفولوژیکی فیبری است که فرمول تقریبی آن $y\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_2 \cdot (1-y)[x\text{Mg}_2\text{Fe}_2 \cdot (1-x)\text{Mg}_2\text{Al}_2]\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_2$ می‌باشد. این کانی در موقعیت‌های ژئولوژیکی مختلف مانند محیط‌های دریایی، خلیج‌ها، تالاب‌ها و دریاچه‌ها، در خاک‌های مناطق خشک و نواحی هیدروترمال به وجود می‌آید [۲]. حضور طبیعی پالیگورسکیت در رسوبات و خاک‌های مناطق خشک به طور گسترده گزارش شده است و تقریباً همه خاک‌های حاوی پالیگورسکیت در نواحی خشک و نیمه خشک گزارش شده است [۳ و ۴]. در مقیاس جهانی پالیگورسکیت عمدتاً در رسوبات ترشیری یافت می‌شود. این کانی به عنوان کانی شاخص برای اقلیم‌های خشک و نیمه خشک محسوب می‌شود. محققان زیادی در خصوص پالیگورسکیت در نواحی خشک و نیمه خشک تحقیق کرده‌اند و دو فرآیند عمده برای تشکیل اتوزنیک این کانی پیشنهاد داده‌اند. که اول تبدیل اسمکتایت و ایلیت-اسمکتایت [۵] یا تشکیل از کانی کلریت [۶] و دوم رسوب شیمیایی محلول واقع در منافذ خاک [۷]. خرمالی و ابطحی [۸] و شاکری و ابطحی [۹]، غنی بودن محیط از لحاظ سیلیسیم و منیزیم، pH بالا و در مقابل کمبود آلومینیم و آهن را شرایط مطلوب جهت تشکیل پالیگورسکیت می‌دانند. این کانی در محیط‌های با بارندگی سالانه بیشتر از ۳۰۰ میلی‌متر ناپایدار بوده و به رس‌های دیگر تبدیل می‌شود. ارتباط اسمکتیت و پالیگورسکیت در بسیاری از خاک‌ها مشاهده شده و درباره تبدیل آنها به یکدیگر بحث شده است. بیگهام و همکاران [۱۰] کاهش پالیگورسکیت را با افزایش اسمکتیت هماهنگ می‌دانند. طبق نظر گولدن و همکاران [۱۱] تبدیل پالیگورسکیت به اسمکتیت توسط شکسته شدن پیوندهای Si-O-Si بین واحدهای سیلیکاتهای لایه ای ۲:۱ و یا انحلال کامل و رسوب مجدد امکان پذیر است.

کانی پالیگورسکیت در ایران، اولین بار توسط هندرسون و رابرتسون [۱۲] و برنت و همکاران [۱۳] گزارش شده است. البته در این گزارش‌ها در مورد منشا پالیگورسکیت بحث نشده است. دو منشا اصلی کانی پالیگورسکیت شامل به ارث رسیده از مواد مادری و تشکیل پدوژنیک در خاک‌ها می‌باشد. مواد مادری می‌تواند شامل به ارث رسیدن از سنگ مادر، یا اضافه شدن به خاک در اثر گرد و غبارهای غنی از پالیگورسکیت و یا مواد آبرفتی می‌باشد. منشا پالیگورسکیت پدوژنیک می‌تواند از تغییر درجای سایر کانی‌ها مثل اسمکتایت و یا تشکیل اتوزنیک از محلول خاک باشد [۱۴]. ژئی و همکاران [۱۵] اعتقاد دارند که در شرایط قلیایی و pH حدود ۸ و محلول غنی از منیزیم، این یون‌های بین لایه ای اسمکتایت را اشغال می‌کند. در نتیجه یک حالت ناهمگون بین صفحه هشت وجهی منیزیم و لایه‌های اسمکتایت به وجود می‌آید. این حالت باعث اثر متقابل بین یون منیزیم و لایه‌های اسمکتایت ایجاد کرده و نهایتاً باعث سازماندهی مجدد ساختار اسمکتایت و تبدیل آن به پالیگورسکیت می‌شود (شکل ۱).



شکل ۱: دیگرام ساده شده تبدیل اسمکتایت به پالیگورسکیت. بر گرفته از ژئی و همکاران، [۱۵]

کانی پالیگورسکیت در تیمار اشباع با منیزیم در ۱۰/۵ آنگستروم یک پیک نسبتاً قوی (با توجه به مقدار کانی) دارد که بعد از تیمار با اتیلن گلیکول تغییری در آن ایجاد نمی‌شود. اشباع نمونه با پتاسیم و دمای ۵۵۰ درجه سانتی‌گراد به مدت دو ساعت باعث



کاهش ضخامت آن به ۱۰ آنگستروم می‌شود. معمولاً پیک این کانی به صورت یک پیک دو شاخه همراه با پیک ایلیت ظاهر می‌شود. پیک رده دوم این کانی ۶/۴ آنگستروم است که در شناسایی کانی مورد استفاده قرار می‌گیرد [۱۶]. هدف از انجام این تحقیق، بررسی منشا و شرایط تشکیل کانی پالیگورسکیت در منطقه لیشر گچساران، واقع در استان کهگیلویه و بویراحمد بود.

۲. مواد و روش‌ها

۱-۲. خصوصیات منطقه

منطقه مورد مطالعه در ۱۵ کیلومتری غرب شهر دوگنبدان (مرکز شهرستان گچساران) در استان کهگیلویه و بویراحمد قرار دارد. دشت لیشر با حدود ۵۰۰ متر ارتفاع از سطح دریا، پست‌ترین نقطه استان بوده و در طبقه‌بندی اقلیمی، نیمه خشک محسوب می‌شود. رژیم‌های رطوبتی و حرارتی خاک‌های دشت لیشر، یوستیک-آریدیک و هایپرترمیک هستند. مهم‌ترین سازند منطقه مورد مطالعه، سازند گچساران است.

۲-۲. روش انجام مطالعه

برای انجام این تحقیق، ابتدا بر اساس اطلاعات بدست آمده از عکس‌های هوایی و نقشه‌های توپوگرافی، اقدام به تفکیک واحدهای فیزیوگرافی نموده و تعدادی خاکرخ در این واحدها انتخاب و بر اساس راهنمای تشریح خاکرخ، توصیف و نمونه‌برداری شد. برای آماده سازی نمونه‌ها برای تجزیه کانی‌های رسی، روش‌های مهرا و جکسون [۱۷]، کیتیک و هوپ [۱۸] و جکسون [۱۹] برای از بین بردن عوامل شیمیایی سیمانی‌کننده و جدا شدن ذرات رس از یکدیگر مبنای عمل قرار گرفت. ابتدا کربناتهای خاک با استفاده از محلول نرمال استات سدیم (پ. هاش ۵) در دمای ۸۰ درجه سلسیوس در حمام بخار خارج شدند. برای حذف ماده آلی، آب اکسیژنه ۳۰٪ مورد استفاده قرار گرفت. طی این مرحله دی‌اکسید منگنز نیز حذف می‌شود. سپس با استفاده از محلول دی‌تیونات سدیم، اکسیدهای آهن ذرات خاک نیز خارج شد. پس از جداسازی رس (۷۵۰ دور در دقیقه سانتریفیوژ به مدت ۵ دقیقه و سی ثانیه)، نمونه‌ها با منیزیم و پتاسیم اشباع و این نمونه‌ها به ترتیب با گلیسرول و دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس تیمار شده و جداگانه با پراش پرتو ایکس مورد بررسی قرار گرفتند. همچنین برای تشخیص کائولینیت از کلرایت آهن دار، از هر منطقه یک یا دو نمونه رس، با اسید کلریدریک ۱ مولار نیز اشباع و مطالعه شدند. پس از جداسازی بخش رس، یک قطره از تعلیق رس (با توجه به نوع نمونه به نسبت ۱:۵۰۰ یا ۱:۳۰۰) تعدادی از نمونه‌ها را روی شبکه‌های مسی ریخته و پس از آن با لایه ای از « فرم وار » پوشانده و با میکروسکوپ الکترونی عبوری (TEM) مدل « فیلیپس CM10 » مطالعه شدند.

۳-۲. نتایج و بحث

نتایج نشان داد که خاک‌های منطقه در راسته‌های اینسپتی‌سول‌ها و آلفی‌سول‌ها قرار دارند (جدول ۱). شاخص‌ترین افق‌های تحت-الارضی منطقه مطالعه شده، افق‌های کلسیک و جیپسیک بودند. اینسپتی‌سول‌ها، حد واسط بوده و با توجه به شرایط آب و هوایی و مواد مادری در طول زمان به سایر خاک‌ها تبدیل می‌شود. افق جیپسیک که در این منطقه شناسایی شد، در خاکرخ‌های ۱، ۲ و ۴ که در زیر گروه Gypsic Haplustepts طبقه بندی شدند مشاهده شد. این خاکرخ‌ها دارای رژیم رطوبتی یوستیک-آریدیک و مواد مادری با منشاء سازند گچساران می‌باشد. خاکرخ ۳ با وجود قرار گرفتن در شرایط ایجا افق جیپسیک، به دلیل آبیاری غرقابی به مدت طولانی برای کشت ذرت، صیفی جات و گندم فاقد این افق می‌باشد ولی به دلیل کافی نبودن شستشو برای خروج همه



کربنات‌ها، دارای افق کلسیک نسبتاً قوی می‌باشد. همچنین یک افق آرجیلیک ضعیف نیز در این خاکرخ تشکیل شده و با توجه به این افق، در راسته آلفی‌سول‌ها رده‌بندی شده است. افق آرجیلیک مشاهده شده، با توجه به شواهد موجود نمی‌تواند مربوط به اقلیم گذشته باشد. به نظر می‌رسد فرایند تبدیل خاک‌های شور به سدیمی و انتقال رس از افق‌های بالایی به دلیل دیسپرس شدن در اثر وجود سدیم می‌تواند باعث تشکیل افق ناتریک و نهایتاً آرجیلیک در این مناطق شده باشد. این خاک‌های سدیمی مجدداً به دلیل وجود آهک زیاد و در طی فرایند کلسی‌فیکیشن آهکی شده و باعث تجمع رس و آهک در یک افق شده است. ابطحی [۲۰]، با مطالعه یک کانتا در منطقه مروشدت فارس گزارش داد که در مناطقی که سفره آب زیرزمینی بالا است خاکهای سالیذ و در مناطقی که عمق آب زیرزمینی پایین است خاکهای ناتروزالفز تشکیل می‌شود.

پیک قوی رده اول حدود ۱۰/۳ تا ۱۰/۶ آنگستروم و پیک نسبتاً قوی حدود ۶/۴ آنگستروم با کمک مشاهدات میکروسکوپ الکترونی عبوری (TEM) و میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) که با توجه به فیبری بودن پالیگورسکیت به راحتی قابل تشخیص می‌باشد، وجود این کانی را در تعداد زیادی از خاکرخ‌های مطالعه شده تأیید می‌کند. در منطقه مطالعه شده در همه خاکرخ‌هایی که پالیگورسکیت در آنها مشاهده شد در سنگ مادر آنها نیز این کانی وجود داشته ولی بسته به شرایط محیطی مقدار آن کمتر یا بیشتر شده است. بیشترین مقدار کانی پالیگورسکیت در خاک‌های منطقه لیشر مشاهده شد. خاکرخ‌های مطالعه شده این منطقه دارای افق جیپسیک بوده و با توجه به بارندگی کم منطقه، پالیگورسکیت موجود در این خاک‌ها از تغییرات در طول زمان حفظ شده است. منشا تشکیل پالیگورسکیت این منطقه می‌تواند علاوه بر مواد مادری، تشکیل آن در شرایط گچی و شوری گذشته بوده که به دلیل تشکیل افق جیپسیک، این کانی در طول زمان بدون تغییر باقی مانده است. نتایج XRD (شکل ۲) و تصاویر گرفته شده با میکروسکوپ الکترونی عبوری (TEM) (شکل ۳)، وجود این کانی فیبری را در افق‌های جیپسیک و کلسیک خاک‌های مطالعه شده منطقه تأیید می‌کند. ندیمی و فرپور [۲۱]، با بررسی خاک‌های منطقه ماهان کرمان منشا پالیگورسکیت موجود در خاک‌ها را نتیجه افزایش منیزیم به کلسیم بعد از تشکیل بلورهای گچی می‌دانند. همچنین این کانی روند مثبتی با کریستال‌های کلسیت نشان داد که منشا پدوژنیک آن را تأیید می‌کند. حجتی و خادمی [۲۲]، بیان می‌کنند که حضور پالیگورسکیت در رسوب‌های دوران سوم این مطلب را تأیید می‌کند که یکی از منابع اصلی حضور پالیگورسکیت در خاک‌های ایران مرکزی و سایر نقاط مشابه ایران، مواد مادری می‌باشد. زیرا شرایط تشکیل این کانی در دوران سوم فراهم بوده و شرایط خشکی بعد از آن باعث پایداری این کانی در خاک‌ها شده است. هاشمی و همکاران [۲۳] با مطالعه خاک‌های گچی استان فارس پالیگورسکیت، کلریت، ایلیت و اسمکتایت را کانی‌های عمده خاک‌های مطالعه شده اعلام کردند. در بیشتر خاکرخ‌ها، روند کاهشی این کانی با افزایش اسمکتایت همراه بود. همچنین در سطح خاک‌ها نیز معمولاً مقدار پالیگورسکیت کمتر از عمق خاک‌ها بود که تبدیل آن به اسمکتایت در سطح و همچنین پایداری پالیگورسکیت در افق‌های کلسیک می‌تواند علت آن را توجیه کند. خاکرخ‌های این منطقه بر روی یک پلاتو قرار دارند و بنابراین با توجه به مشاهده مقدار زیاد پالیگورسکیت مشاهده شده در سنگ مادر آنها، منشا این کانی در این منطقه مواد مادری می‌باشد. فرپور و ایران‌نژاد [۲۴]، با بررسی خاک‌های منطقه علی‌عباس کرمان گزارش دادند که در افق‌های سطحی خاک‌های مورد مطالعه به دلیل رطوبت بیشتر و شرایط آب و هوایی، کانی پالیگورسکیت تبدیل به اسمکتایت شده است ولی در افق‌های گچی، آهکی و شور پایینی خاک‌ها، کانی پالیگورسکیت که در زمان‌های گذشته به دلیل فعالیت زیاد سیلیس و نسبت بالای منیزیم به کلسیم و شرایط مساعد pH خاک تشکیل شده است پایدار مانده‌اند. شاکری و ابطحی [۹] در رابطه با منشاء و پراکنش کانی‌های رسی در خاکهای با اقلیم متفاوت در استان کهگیلویه و بویراحمد چنین اظهار



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

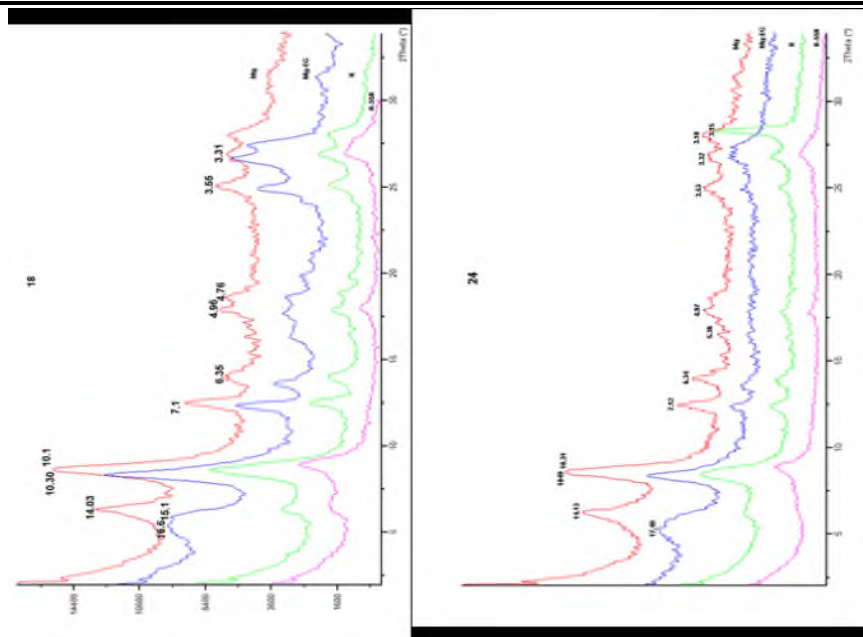
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



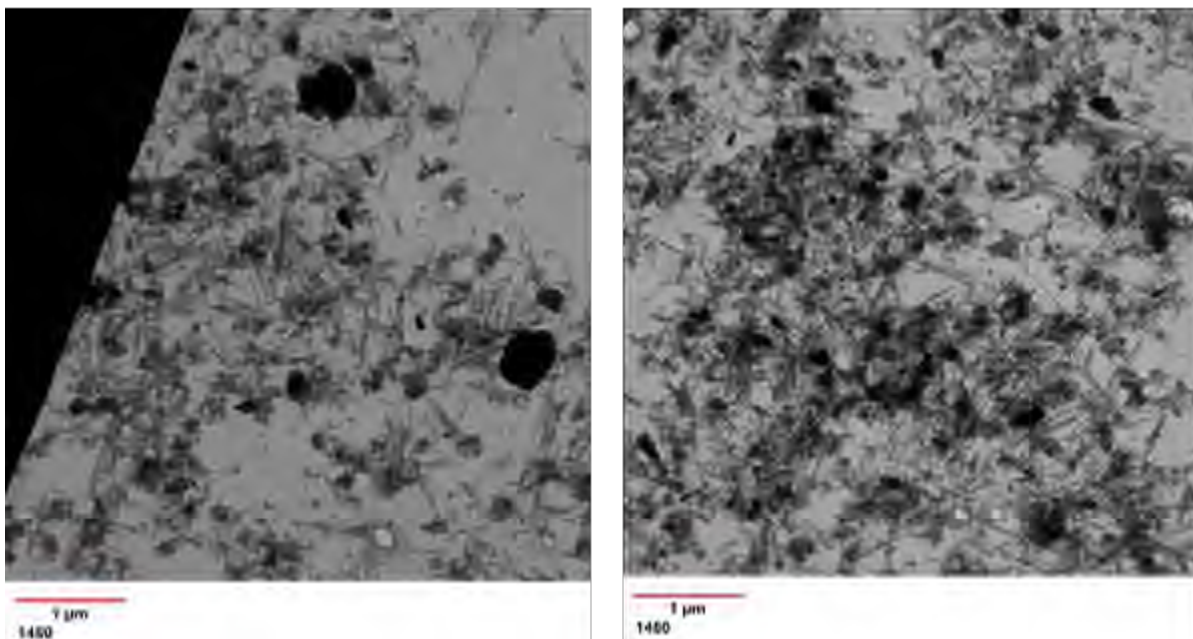
می‌دارند که رطوبت قابل استفاده خاک، بیشترین تأثیر را در پراکنش کانی‌های رسی بخصوص اسمکتیت و پالیگورسکیت در خاک-های مورد مطالعه داشته است. منشاء ارثی عامل اصلی وجود کانی‌های کلریت، ایلیت و کائولینیت در خاک می‌باشد. کانی اسمکتیت بیشتر در اثر تبدیل سایر کانی‌ها مثل میکا و پالیگورسکیت در خاک بوجود آمده است. پالیگورسکیت جلگه‌های مرتفع مناطق بسیار خشک منشاء ارثی داشته ولی در نواحی دیگر، سفره آب زیر زمینی شور و کم عمق و گچ زیاد باعث تشکیل مجدد آن از محلول خاک شده است.

جدول ۱- موقعیت و طبقه بندی خاک‌های منطقه طبق سیستم جامع طبقه بندی وزارت کشاورزی آمریکا (USDA) و فائو (WRB)

USDA (2014)	WRB (2014)	طول و عرض جغرافیایی	منطقه نمونه برداری	شماره خاک
Fine-loamy, gypsic, hyperthermic, Gypsic Haplustepts	Hypergyptic Aridic Haplic Gypsisols	۳۰° ۲۴' ۱۶/۴" N ۵۰° ۳۵' ۴۰/۸" E	لیشر گجساران	۱
Fine-loamy, carbonatic, hyperthermic, Gypsic Haplustepts	Aridic Haplogypsidic Haplogypsisols	۳۰° ۲۴' ۱۴/۸" N ۵۰° ۳۶' ۰۶/۷" E	لیشر گجساران	۲
Fine-loamy, carbonatic, hyperthermic, Calcicic Haplustalfs	Humic Aridic Calcicic Luvisols	۳۰° ۲۷' ۱۵/۶" N ۵۰° ۳۰' ۵۹/۵" E	لیشر گجساران	۳
Fine-loamy, carbonatic, hyperthermic, Gypsic Haplustepts	Loamic Hypogypsic Haplic Haplogypsisols	۳۰° ۲۵' ۵۰/۱" N ۵۰° ۳۴' ۳۱/۸" E	لیشر گجساران	۴



شکل ۲- دیفرکتوگرام های پرتو پراش ایکس منطقه، پیک‌های قوی رده های اول و دوم پالیگورسکیت مشاهده می‌شود.



شکل ۳- ریزنگاشت‌های میکروسکوپ الکترونی عبوری (TEM) در افق‌های جیپسیک منطقه. پالیگورسکیت قابل مشاهده است.

۳. نتیجه‌گیری

در منطقه مطالعه شده در همه خاکرخ‌هایی که پالیگورسکیت در آنها مشاهده شد در سنگ مادر آنها نیز این کانی وجود داشته ولی بسته به شرایط محیطی مقدار آن کمتر یا بیشتر شده است. منشا تشکیل پالیگورسکیت این منطقه می‌تواند علاوه بر مواد مادری، تشکیل آن در شرایط گچی و شوری گذشته بوده که به دلیل تشکیل افق جیپسیک، این کانی در طول زمان بدون تغییر باقی مانده است. همچنین این کانی روند مثبتی با کریستال‌های کلسیت نشان داد که منشا پدوژنیک آن را تایید می‌کند.

منابع

- [1] Singer, A. (1989). Palygorskite and sepiolite group minerals. *Minerals in soil environments*, (mineralsinsoile), 829-872.
- [2] Bouza, P. J., Simón, M., Aguilar, J., Del Valle, H., & Rostagno, M. (2007). Fibrous-clay mineral formation and soil evolution in Aridisols of northeastern Patagonia, Argentina. *Geoderma*, 139(1), 38-50.
- [3] Neaman, A., & Singer, A. (2000). Kinetics of palygorskite hydrolysis in dilute salt solutions. *Clay Minerals*, 35(2), 433-441.
- [4] Neaman, A., & Singer, A. (2004). The effects of palygorskite on chemical and physico-chemical properties of soils: a review. *Geoderma*, 123(3), 297-303.
- [5] Chen, T., Xu, H., Lu, A., Xu, X., Peng, S., & Yue, S. (2004). Direct evidence of transformation from smectite to palygorskite: TEM investigation. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 47(11), 985-994.



- [6] Hong, H. L., Yu, N., Xiao, P., Zhu, Y. H., Zhang, K. X., & Xiang, S. Y. (2007). Authigenic palygorskite in Miocene sediments in Linxia basin, Gansu, northwestern China. *Clay Minerals*, 42(1), 45-58.
- [7] García-Romero, E., Barrios, M. S., & Revuelta, M. B. (2004). Characteristics of a Mg-palygorskite in Miocene rocks, Madrid basin (Spain). *Clays and Clay Minerals*, 52(4), 484-494.
- [8] Khormali, F., & Abtahi, A. (2003). Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, southern Iran. *Clay minerals*, 38(4), 511-527.
- [9] Shakeri, S., and Abtahi, S.A. (2020) Potassium fixation capacity of some highly calcareous soils as a function of clay minerals and alternately wetting-drying, *Archives of Agronomy and Soil Science*, 66(4), 445-457.
- [10] Bigham, J. M., Jaynes, W. F., & Allen, B. L. (1980). Pedogenic degradation of sepiolite and palygorskite on the Texas High Plains. *Soil Science Society of America Journal*, 44(1), 159-167.
- [11] Golden, D. C., Dixon, J. B., Shadfah, H., & Kippenberger, L. A. (1985). Palygorskite and sepiolite alteration to smectite under alkaline conditions. *Clays and Clay minerals*, 33(1), 44-50.
- [12] Henderson, S. G., & Robertson, R. H. S. (1958). A mineralogical reconnaissance in western Iran. *Resource Use Ltd., Glasgow, UK*.
- [13] Burnett, A. D., Fookes, P. G., & Robertson, R. H. (1972). An engineering soil at Kermanshah, Zagros mountains, Iran. *Clay Miner*, 9, 329-343.
- [14] Birsoy, R. (2002). Formation of sepiolite-palygorskite and related minerals from solution. *Clays and Clay Minerals*, 50(6), 736-745.
- [15] Xie, Q., Chen, T., Zhou, H., Xu, X., Xu, H., Ji, J., ... & Balsam, W. (2013). Mechanism of palygorskite formation in the Red Clay Formation on the Chinese Loess Plateau, northwest China. *Geoderma*, 192, 39-49.
- [16] Dixon, J. B., & Weed, S.B. (1992). *Minerals in soil environments*. 2nd ed. SSSA. Madison, Wisconsin, U.S.A. 1244p.
- [17] Mehra, O. P., & Jackson, M. L. (1958, October). Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In National conference on clays and clays minerals (Vol. 7, pp. 317-327).
- [18] Kittrick, J. A., & Hope, E. W. (1963). A procedure for the particle-size separation of soils for X-Ray diffraction analysis. *Soil Science*, 96(5), 319-325.
- [19] Jackson, M.L. 1975. Soil Chemical Analysis Advanced Course. *Department of Soils, College of Agriculture, University of Wisconsin*, Madison, WI.
- [20] Abtahi, A. (1980). Soil genesis as affected by topography and time in highly calcareous parent materials under semiarid conditions in Iran. *Soil Science Society of America Journal*, 44(2), 329-336.
- [21] Nadimi, M., & Farpoor, M. H. (2013). Genesis and clay mineralogy of soils on different geomorphic surfaces in Mahan-Joupar area, central Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(3), 825-833.
- [22] Hojati, S., Khademi, H., & Cano, A. F. (2010). Palygorskite formation under the influence of saline and alkaline groundwater in central Iranian soils. *Soil science*, 175(6), 303-312.
- [23] Hashemi, S. S., Baghernejad, M., & Najafi Ghiri, M. (2013). Clay Mineralogy of Gypsiferous Soils under Different Soil Moisture Regimes in Fars Province, Iran. *Journal of Agricultural Science and Technology*, 15(5), 1053-1068.
- [24] Farpoor, M. H., & Irannejad, M. (2013). Soil genesis and clay mineralogy on Aliabbas river alluvial fan, Kerman province. *Arabian Journal of Geosciences*, 6(3), 921-928.

زمین آمار



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



مقایسه بین شبیه سازی متوالی گووسی و جدایش فرکتالی عیار – حجم زون های کانسار مس پورفیری مورد مطالعه : کانسار تخت گنبد

سید هادی معنوی گیوی*

دانشجو کارشناسی ارشد مهندسی معدن دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران جنوب

st_h_manavigivi@azad.ac.ir

پیمان افضل

عضو هیئت علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران جنوب

P_Afzal@azad.ac.ir

چکیده

مدل فرکتالی عیار – حجم ابزاری توانمند جهت شناسایی و تفکیک جامعه های مختلف عیاری در یک کانسار بوده و قادر است با شناسایی یک یا چند آستانه، به تفکیک دو یا چند جامعه عیاری و کیفی بخصوص زون های گوناگون کانه زایی بپردازند. در این مطالعه بمنظور تفکیک زونهای مختلف عیاری در زون زمین شناسی هیپوژن کانسار مس تخت گنبد، ابتدا اقدام به شبیه سازی عیار با استفاده از الگوریتم متوالی گووسی شد است. با استفاده از نتایج ۱۰ مرتبه شبیه سازی متوالی گووسی و ترسیم منحنی های فرکتالی عیار-حجم برای کلیه نتایج شبیه سازی و نیز نقشه میانگین شبیه سازی ها، مقادیر آستانه ای مختلفی حاصل گردید و بر اساس آن جوامع عیاری شناسایی شد. با نمایش مدل سه بعدی جوامع عیاری تفسیرهای زمین شناسی بر روی نتایج تفکیک فرکتالی صورت پذیرفت.

کلمات کلیدی: فرکتالی عیار – حجم، شبیه سازی متوالی گووسی، کانسار تخت گنبد، مس پورفیری



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



**Comparison between Gaussian sequential simulation and Carat fractal separation -
Volume of porphyry copper deposit zones studied: Takhte-e-Gonbad deposit**

S.H.Manavi Givi*

Master student of Mining Engineering, Islamic Azad University, South Tehran Branch
st_h_manavigivi@azad.ac.ir

P.Afzal

Faculty member of Islamic Azad University, South Tehran Branch
P_Afzal@azad.ac.ir

Abstract

Carat fractal model - the volume of a powerful tool to identify and differentiate different grade communities in a deposit and is able to identify one or more thresholds, to separate two or more grade communities and quality, especially different mineralization zones. In this study, in order to separate the different grade zones in the geological zone of the hypogene flat bed of the Takhte-e-Gonbad deposit, the grade was first simulated using the Gaussian sequential algorithm. Using the results of 10 consecutive Gaussian simulations and plotting grade-volume fractal curves for all simulation results as well as the average map of the simulations, different threshold values were obtained and based on that, standard communities were identified. By showing the three-dimensional model of standard communities, geological interpretations were made on the results of fractal separation.

Keywords: Carat-volume fractal, SGS, Takhte-e-Gonbad deposit, Porphyry copper



۱. مقدمه

افزایش قیمت جهانی مس و همچنین رشد صنعت فرآوری و استخراج آن، این فلز پایه مورد توجه بسیاری قرار داده است از رویی ذخایر مس پورفیری در جایگاه ویژه ای در بین سایر تیپ های کانساری مس قرار گرفته اند. از سال ۱۹۰۴، ذخایر مس پورفیری مهمترین منبع مس در سراسر جهان بوده است. این نوع کانسار حاوی ذخایر بسیار خوبی از مس، مولیبدن، طلا و قلع است. یکی از راههای شناسایی و اکتشاف کانسارهای پروفیل دار مس، شناسایی دقیق مناطق هیپوژن و سوپرژن است [1]-[3]. روش های متداول برای جداسازی ذخایر پورفیری، اعم از کانی شناسی و سنگ نگاری بوده است، اما از دهه ۱۹۵۰، از روش های آماری و ریاضی مورد توجه بیشتری قرار گرفته است [1], [4], [5].

هدف اصلی تجزیه و تحلیل آماری، به ویژه تحلیل فاکتوری، استخراج "فاکتور" متعدد برای افزایش توانایی تجسم داده های چند متغیره است [6]-[8]. تحلیل عاملی گام به گام یکی از تکنیک های آماری چند متغیره است، که می تواند متغیرها (عناصر) و تعریف اصلی عوامل پاراژنتیکی را در عوامل مختلف کاهش دهد [8].

طی سه دهه گذشته، از آمار زمین شناسی برای توصیف تنوع مکانی و پیش بینی عیاری استفاده شده است. کریجینگ معمولی (OK) مفیدترین روش تخمین آماری است که "بهترین برآوردگر بی طرفانه خطی" نیز نامیده می شود [9], [10]. مهمترین مشخصات منفی برآوردگرهای میانگین متحرک مانند کریجینگ اثر روان سازی و کاهش دامنه تغییرات متغیرهاست. از شبیه سازی زمین آماری برای غلبه بر این مسئله و جلوگیری از اثر روان سازی چنین روشهای تخمینی به طور گسترده استفاده می شود [11].

الگوریتم های شبیه سازی، هم تغییرات مکانی داده های واقعی را در مکان های نمونه برداری در نظر می گیرند و از طرف دیگر، تغییرات تخمین ها را در مکان های نمونه برداری نشده [12]. این به این معنی است که شبیه سازی تصادفی بازتولید آمار نمونه (هیستوگرام و نیمه واریوگرام) و داده های نمونه را در محل اصلی خود انجام می دهد. بنابراین، یک نقشه شبیه سازی تصادفی توزیع فضایی یک ویژگی را واقعی تر از یک نقشه مختلط نشان می دهد [13].

الگوریتم های شبیه سازی تصادفی زیادی ارائه شده اند و در میان آنها شبیه سازی متوالی گاوسی (SGS) به طور گسترده ای مورد استفاده قرار می گیرد، زیرا در بازسازی عملکرد توزیع تجمعی مشروط سریع و ساده است [14]-[15]-[18].

در بیشتر الگوریتم های درون یابی مانند OK، هدف ارائه "بهترین" تخمین محلی متغیرها بدون در نظر گرفتن شرایط مکانی است. هدف کلی از شبیه سازی زمین آماری تولید مجدد واریانس داده های ورودی است، هم به معنای یک متغیره (هیستوگرام) و هم به معنای مکانی (واریوگرام). در نتیجه، شبیه سازی ها بستر مناسبی را برای مطالعه هر مشکلی در رابطه با تغییرپذیری فراهم می کنند [14].

مدل سازی فراکتال / مالتی فراکتال، که در اصل توسط Mandelbrot (۱۹۸۳) ایجاد شد، به طور گسترده ای برای جداسازی فرایندهای مختلف زمین شناسی / کانی سازی استفاده شده است. تنوع فرایندهای ژئوشیمیایی و کانی سازی را می توان بر اساس تفاوت در ابعاد فراکتال بدست آمده از تجزیه و تحلیل داده های ژئوشیمیایی مربوط توضیح داد [19]-[23]. با این حال، شناخت خوب از کنترل های محیطی زمین شناختی در مورد معدنی سازی (به عنوان مثال، مناطق دگرسان سازی) در شناسایی و طبقه بندی جمعیت های ژئوشیمیایی بر اساس مدل های فراکتال / چند فراکتالی مهم است [19], [23]-[30]. ابعاد فراکتال در فرایندهای زمین شناسی و معدنی سازی با تغییرات در خصوصیات فیزیکی مانند نوع سنگ، فاز سیال، مناطق تغییر، تراکم یا



جهت گیری رگ ، و ویژگی ساختاری یا کانی شناسی غالب مطابقت دارد (به عنوان مثال ، Afzal و همکاران ، ۲۰۱۱ ؛ سیم و همکاران ، ۱۹۹۹) در سالهای اخیر ، از مدل فراکتال / چند فراکتالی برای ترسیم مناطق معدنی در انواع مختلف کانسارها مانند تعداد - اندازه (Mandelbrot ، N - S: ۱۹۸۳) ، اندازه درجه (S - G: Agterberg ، ۱۹۹۵) ، غلظت - حجم (C - V: افضل و دیگران ، ۲۰۱۱) ، طیف قدرت - حجم (P - V: افضل و همکاران ، ۲۰۱۲) و تعداد غلظت (C - N: حسن پور و افضل ، ۲۰۱۳) .
فرآیندهای مختلف ژئوشیمیایی را می توان براساس تغییرات در ابعاد فراکتال حاصل از تجزیه و تحلیل داده های ژئوشیمیایی مربوط تعریف کرد. ابعاد فراکتال در فرآیندهای زمین شناسی و ژئوشیمیایی با تفاوت در خصوصیات فیزیکی مانند سنگ شناسی ، تراکم یا جهت گیری رگ ، فاز سیال ، پدیده های تغییر و ویژگی ساختاری یا کانی شناسی غالب مطابقت دارد [19] ، [23]. مدل های متداول مبتنی بر مطالعات زمین شناسی و تجزیه و تحلیل هسته های گمانه ها با هدف تعیین مناطق معدنی ، کارایی بالایی در ذخایر سنگ معدن به ویژه در کانسارهای پورفیری ندارند. مدل فراکتال / مالتی فراکتال قدرت متمایزی برای تمایز جمعیت های طبیعی مانند گریدهای مختلف سنگ معدن دارد [23].
در این مقاله ، از شبیه سازی متوالی گاوسی (SGS) و مدل فراکتال C-V برای ترسیم مناطق مختلف دگرسانی (پتاسیک ، فیلیک و پروپلیتیک) بر اساس مقادیر مس در منطقه هیپوژن کانسار پورفیری مس تخت گنبد ، ایران مرکزی استفاده می کنیم.

۲. روش تحقیق

برخلاف روش های آمار کلاسیک روش های زمین آماری ضمن در نظر گرفتن موقعیت مکانی نقاط و ارتباط بین آن ها از کارایی بیشتری برای تجزیه و تحلیل توزیع عناصر برخوردار می باشند. این روش ها قادر به مدل سازی مناسب زمانی و مکانی جهت توصیف متغیر ناحیه ای ، با در نظر گرفتن مؤلفه های تغییر پذیری ساختاری و تصادفی هستند. اساس این روش ها تخمین مقدار نامعلوم متغیر مکانی Z به عنوان عدد تصادفی با یک توزیع احتمالاتی مشخص در نقطه ای دلخواه از منطقه مورد مطالعه است . در زمین آمار ، تجزیه و تحلیل ساختار تغییرات مکانی متغیرها با استفاده از تغییر نما صورت می گیرد. تغییر نما ، تغییرات فاصله ای یا ساختار تغییر پذیری یک متغیر خاص را نشان داده و از ابزارهای اساسی زمین آمار جهت بررسی تغییرات مکانی است. محاسبه تغییر نما به صورت معادله ۱ خواهد بود [31].

$$\gamma_i(h) = \frac{1}{N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [z(x_i) - z(x_i + h)]^2$$

معادله ۱: شکل کلی معادل تغییر نما (واریوگرام)

$\gamma_i(h)$: سمی واریوگرام

$N(h)$: تعداد زوج نمونه هایی که به فاصله h از هم جدا میشوند.

$Z(x_i)$: نقطه Z در موقعیت X

$Z(x_i + h)$: موقعیت نقطه Z در فاصله h



آنالیز همبستگی مکانی بر اساس ساختار تغییر نماها که وجود وابستگی مکانی را در بین متغیرها تعیین می‌کنند، صورت می‌گیرد. تغییر نماها برای تعیین درجه همبستگی و دامنه وابستگی مکانی مورد استفاده قرار می‌گیرند. هر تغییر نما (واریوگرام) می‌تواند با سه پارامتر اثر قطعه‌ای، سقف و دامنه توصیف شود [32].

آمار توصیفی داده‌ها به منظور بررسی چگونگی توزیع آن‌ها و دستیابی به خلاصه‌ای از اطلاعات آماری داده‌ها مورد نظر صورت گرفت. توزیع فراوانی داده‌ها به لحاظ تأثیری که روی تخمین به روش‌های زمین‌آماری دارد، دارایی اهمیت زیادی است. به منظور انجام تحلیل‌های زمین‌آماری بایستی نمونه‌ها از توزیع نرمال تبعیت کنند.

۱. شبیه‌سازی متوالی گوسی (SGS)

شبیه‌سازی زمینی آماری در سال ۱۹۷۰ توسط ژورنل مطرح شد و از آن پس در صنایع مختلفی چون معدن، محیط‌زیست، نفت و گاز به‌طور گسترده‌ای به منظور ارزیابی ریسک و عدم قطعیت مورد استفاده قرار گرفت. از میان روش‌ها، روش شبیه‌سازی گوسی متوالی به‌عنوان یکی از روش‌های معمول و انعطاف‌پذیری است که امروزه در بسیاری از شبیه‌سازی‌هایی که بر روی پارامترهایی چون عیار، تخلخل، تراوایی و... صورت می‌گیرد، فراوان استفاده می‌شود. در اینجا برای محاسبه تخمین عیار کانسار از الگوریتم متوالی گوسی (SGS) استفاده شده است. این الگوریتم نیاز به داده‌های استاندارد نرمال جهت انجام شبیه‌سازی دارد. برای هر گره که در آن عمل شبیه‌سازی صورت می‌گیرد SGS یک هیستوگرام محلی تولید می‌کند که از آن یک مقدار (عدد) به‌طور تصادفی به‌عنوان مقدار شبیه‌سازی شده بیرون کشیده می‌شود. مراحل اصلی شبیه‌سازی متوالی گوسی به‌قرار زیر است: [33]

- رسم هیستوگرام داده‌های اولیه و تبدیل این داده‌ها به استاندارد نرمال (میانگین صفر و انحراف از معیار یک)
- رسم واریوگرام با استفاده از داده‌های نرمال استاندارد شده
- انتخاب یک مسیر (شبکه) تصادفی برای شبیه‌سازی

تخمین داده‌ها بر روی شبکه انداخته شده با استفاده از یکی از روش‌های کریجینگ و رسم هیستوگرام با داشتن میانگین و واریانس تخمین در هر نقطه

- انتخاب یک عدد به‌طور تصادفی از هیستوگرام رسم شده
- شرطی کردن داده‌ها
- تکرار مراحل قبل تا اینکه کلیه شبکه دارای عدد شود
- برای انجام شبیه‌سازی دیگر، کلیه مراحل قبل دوباره تکرار می‌گردند
- تبدیل معکوس داده‌ها به حالت قبل
- اعتبار سنجی نتایج

شاید بزرگترین مشکل برای استفاده از روش SGS، انتخاب شعاع جستجو است. انتخاب شعاع همسایگی کوچک منجر به شرطی سازی ضعیف داده‌ها می‌گردد [14]. اما در عین حال باید به این مهم توجه داشت که این روش پرکاربردترین روش شبیه سازی عیار است و همچنین به‌طور وسیعی در بخش نفت مورد استفاده قرار گرفته و نتایج قابل قبولی ارائه داده است.



۳. زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

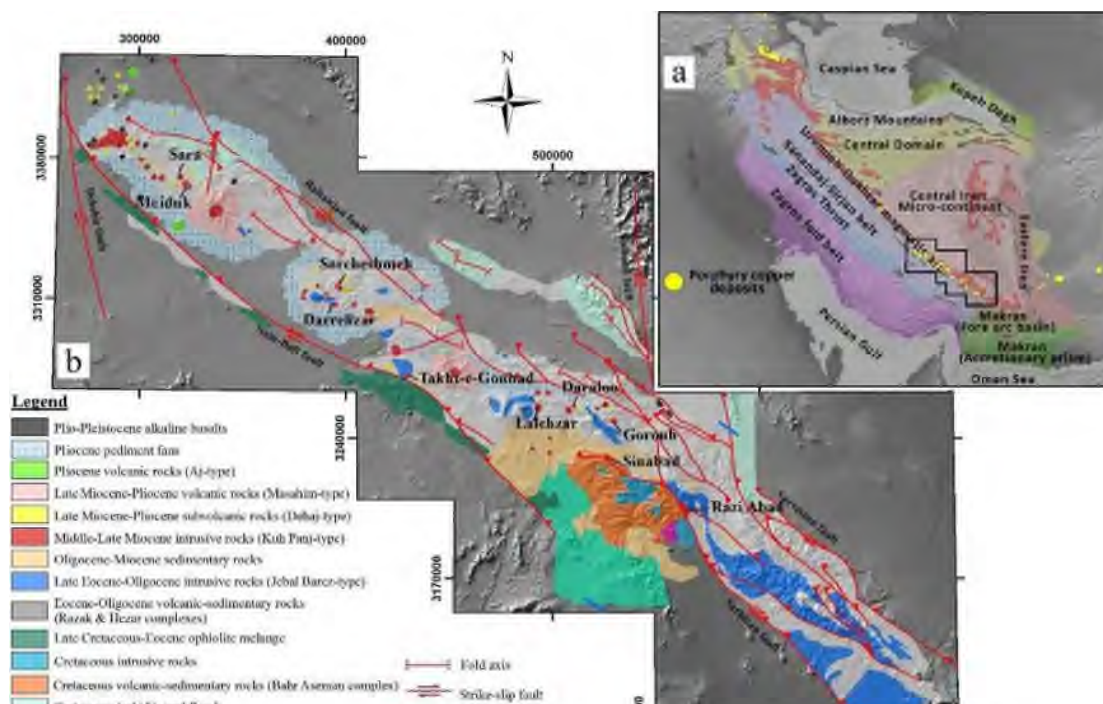
کانسار مس تخت گنبد، در بخش جنوبی قوس ماگمایی سنوزوئیک ارومیه-دختر (UDMA) ایران واقع شده است (شکل ۱). بقایای حفاری‌ها و کارخانه‌های ذوب سنگ نشان می‌دهد قدمت استخراج مس در تخت گنبد به دوران‌های قدیمی باز می‌گردد. در زمان‌های اخیر، وقوع اکسیدهای مس گسترده، تحت سلطه مالاکیت، در منطقه تخت، اولین بار توسط بازین و همکاران ۱۹۶۸ مورد مطالعه قرار گرفت. قسمت‌های اکسیده کانسار مورد بررسی مطالعات ژئوفیزیک از قبیل IP / RS قرار گرفت [34]. کارهای دقیق‌تر در منطقه و اطراف در اوایل دهه ۱۹۷۰ انجام شد که از طریق آن چندین کانسار مس نقشه برداری و حفاری شد، از جمله تخت گنبد، چهار گنبد، تخت بانه و بولبولی [35].

نقشه برداری زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۵۰۰۰ و حفاری پیمایشی (۶ گمانه، در مجموع ۱۴۹۲ متر) در تخت کارگران را به معرفی کانسار به عنوان اشباع سنگ معدن مس در سنگ‌های پیروکلاستیک ائوسن دگرگونی [35].

کانسار تخت اخیراً تحت اکتشاف دقیق قرار گرفته است، از جمله نقشه برداری زمین‌شناسی در مقیاس ۱:۱۰۰۰، بررسی‌های ژئوفیزیکی، ترانشه، حفاری‌ها، و همچنین تجزیه و تحلیل سیستماتیک هسته‌های حفاری برای عناصر خاص (گزارش داخلی شرکت معدن تخت گنبد سیرجان، ۲۰۱۱) به نظر می‌رسد کانی‌سازی در تخت با دو نفوذ کم عمق پورفیری که به داخل سنگ‌های پیروکلاستیک قدیمی‌تر نفوذ می‌کنند، همراه باشد. کانی‌سازی به صورت رگ، رگچه و انتشار در سنگ‌های پیروکلاستیک حرارتی دگرگون شده و پوسته پوسته شده و همچنین در نفوذهای پورفیریک و سنگ‌های پلاکلاستیک با تغییر در سیتیت رخ می‌دهد. هیچ تغییر معمولی پتاساسیکی در مواجهه با سطح و هسته‌های مته شناسایی نشده است [36].

وقوع مواد معدنی سازی عمدتاً در سنگ‌های پیکلاکلاستیک میزبان، و ماهیت و توزیع مجموعه‌های دگرگونی باعث می‌شود که نهشته تخت با دیگر سیستم‌های پورفیری شناخته شده در UDMA، از جمله سرچشمه (Waterman and Hamilton)، ۱۹۷۵) و Sungun در سطح جهانی متفاوت باشد. کالگری، ۱۹۹۷)، و همچنین میدوک (علیرضایی و دیگران، ۲۰۱۳) و دارالو (علیمحمدی و همکاران، ۲۰۱۴) (شکل ۱ ب).

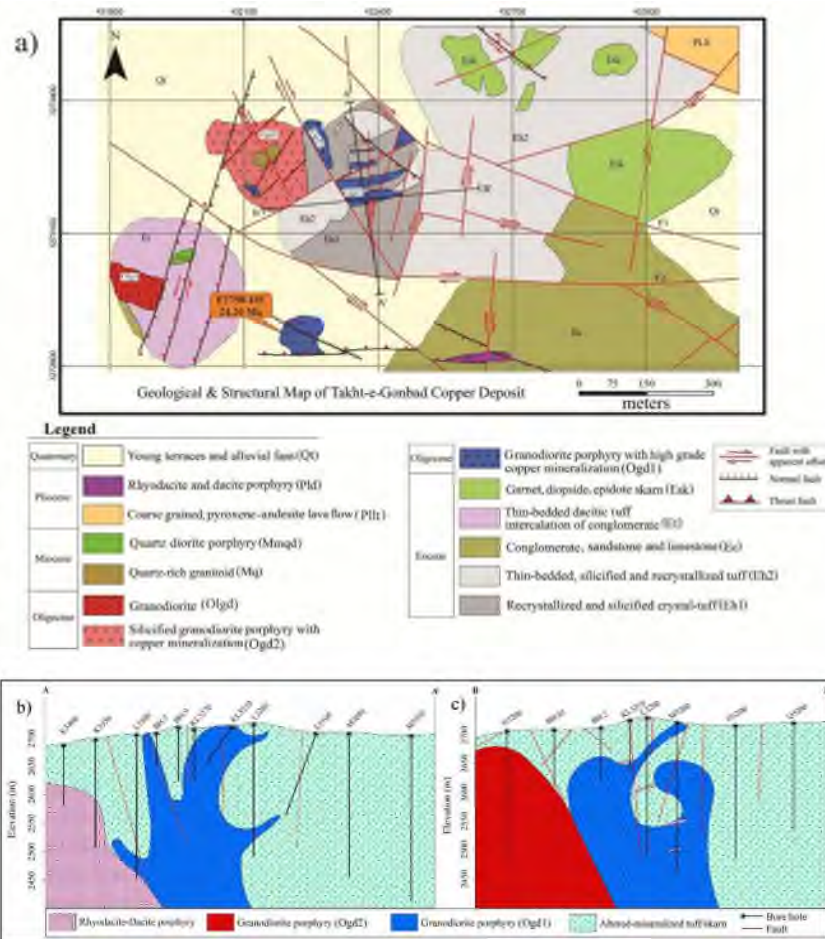
بر اساس نقشه زمین‌شناسی کانسار تخت گنبد، سنگ‌های آتشفشانی آتشفشانی ائوسن و رسوبات نئوژن مانند واحدهای کربنات سنگ‌های اصلی این کانسار هستند (شکل ۱). مناطق دگرسانی فیلیک، آرژیلیک، پروپلیتیک، سیلیسیک و کربنات منجر به نفوذ گرانودیوریت میوسن به سنگ‌های آتشفشانی آتشفشانی ائوسن شد. دگرگونی فیلیک نوع اصلی دگرگونی است و با ناحیه هیپوژن در کانسار تخت گنبد همراه است. منطقه اطراف این کانسار از نظر ساختاری فعال است و بیشتر گسل‌های رخ داده در این کانسار تحت تأثیر گسل NainBaft قرار می‌گیرند (حسینی، ۲۰۱۲: شکل ۱ و ۲).



شکل ۷ (a) نقشه اسکیس ایران (بعد از استاکلین، ۱۹۸۶) که محل قرارگیری قوس ماگمایی ارومیه-دختر (UDMA) و امتداد جنوبی آن، مجموعه ماگمایی سنوزوئیک کرمان یا به سادگی کمر بند کرمان را نشان می‌دهد، (b) نقشه زمین‌شناسی ساده KB، به‌مراه مکانهای کانسار تخت گنبد و چندین کانسار شناخته شده مس پورفیری دیگر در (نقشه اصلی از Dimitrijevic، ۱۹۷۳).

کانی‌شناسی و دگرسانی

استخراج معادن در KCMA در بورسهای کوارتز، رگها و گسترش دامها در هر دو موجود میزبان و اطراف سنگهای آتشفشانی و منسوخ‌های قدیمی (به عنوان مثال، Shai ei و همکاران، ۲۰۰۹؛ اسدی و دیگران، ۲۰۱۴). در کانسار تخت گنبد، مناطق اکسید، هیپوزن و ابر زن نابالغ ایجاد شده است. منطقه غنی شده با ابر زن عمدتاً توسط کالکوسیت و کولولیت متمایز می‌شود. ضخامت این منطقه از ۱۰ تا ۵۰ متر متغیر است. سنگ معدن هیپوزن در تخت گنبد شامل پیریت، کالکوپیریت و مگنتیت مینور و مولیبدنیت است. سنگ معدن هیپوزن با درجه اقتصادی حدود ۱۵۰ متر زیر سنگ اکسید ردیابی شده است (حسینی، ۲۰۱۲: جدول ۱). یکی از ویژگی‌های مهم منطقه رسوب، سیستم شکستگی N-S است که به صورت دایک‌های بایر دیررس و لوله‌های برشیا ظاهر می‌شود. دگرگونی هیدروترمال در تخت گنبد توسط یک مجموعه گسترده فیلتیک و مناطق نامنظم از مجموعه‌های پروپلیتیک و کلسی سیلیکات متمایز شد. کانی‌سازی مس در کانسار عمدتاً با منطقه تغییر فیلیلی مرتبط است. حداکثر درجه Cu بالاتر از ۵٪ است، با این وجود، بر اساس ورود و تجزیه و تحلیل هسته‌های حفاری، نادر است.



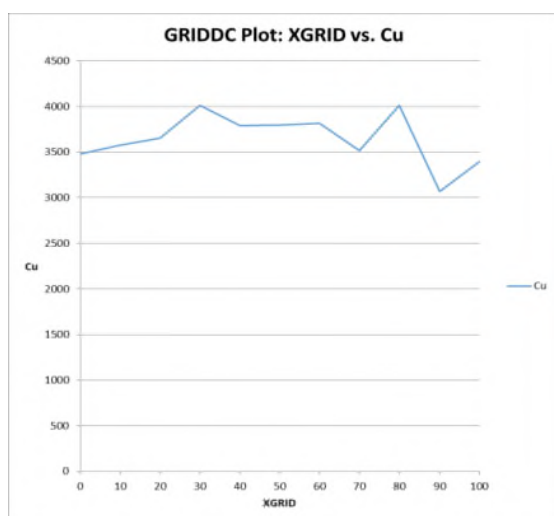
شکل ۸ (a) نقشه زمین‌شناسی کانسار تخت گنبد (اصلاح شده پس از شرکت کاویان مادان آریا مشاور ، (۲۰۱۱)؛ به ترتیب مقاطع عرضی A-A0 و B-B0

جدول ۱ مشخصات پتروگرافی، کانی‌شناسی و تغییرات پورفیری تخت گنبد

دگرسانی	کانی ماده معدنی	نوع سنگ میزبان
فیلیک (اصلی) کلسیم سیلیکات پروپلیتیک	اصلی: کالکوپیریت	اصلی: گرانودیوریت
آرگیلیک (سوپر ژن)	فرعی: بورنیت ، پیریت	فرعی: کوارتز مونزونیت تونالیت



در این مطالعه داده ۳۴ گمانه حاوی داده های مختصات گمانه ها ، شیب و جهت آن ها ، لیتولوژی، دگرسانی و کانی شناسی آنها استفاده شد. مدل سازی گمانه به وسیله نرم افزار Studio RM نگارش ۱,۵,۶۲,۰ مورد مطالعه قرار گرفته است. داده های مس کامپوزیت گردیده و همچنین به دلیل شبکه گمانه ها را دیکلاسرینگ انجام گردید(نمودار ۱). از آنجا که لزوم نرمال بودن داده ها شرط لازم جهت مطالعات زمین آماری است در ابتدا نرمال سازی توزیع داده های اولیه انجام شده است. برای مشخص شدن نحوه توزیع داده ها از هیستوگرام، پارامترهای چولگی و کشیدگی در نرم افزار Studio RM استفاده شده و داده ها به وسیله نرم مال ساز Nscore نرم مال گردیده و هیستوگرام آن مطابق نمودار شماره ۲ b رسم گردیده است.



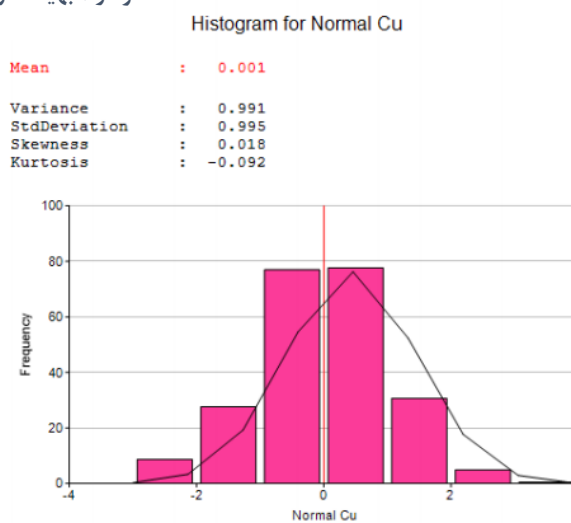
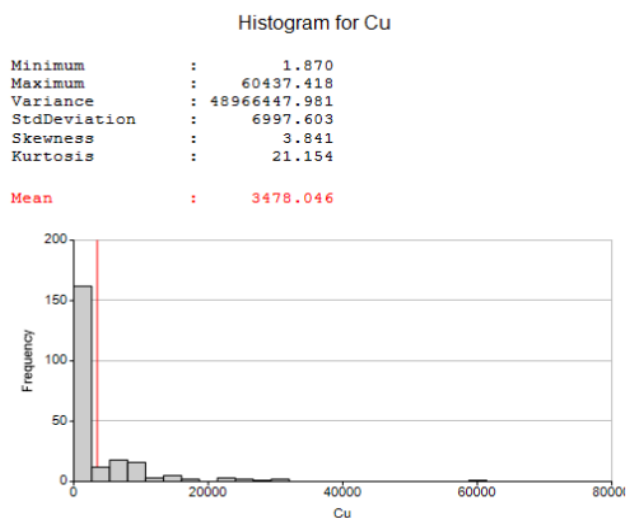
شبکه با حداقل درجه متوسط Cu بهینه است.

Unweighted Cu mean grade:
3478.0458

Optimum decluster weighted Cu
mean grade: 3069.2023

**Optimum grid size: X: 90
Y: 90 Z: 90**

نمودار ۱ بهیبه سازی گمانه ها دیکلاسر



نمودار ۲: (a) هیستوگرام داد های خام ، (b) هیستوگرام داده های نرمال شده



جدول 2 مشخصات آماری داده های خام و نرمال شده مس

Statistics		
	Cu	Cu Normal
Mean	۳۴۷۸	۰
Variance	۴۸۹۶۶۴۴۷	۰.۹۹۱
StdDeviation	۶۹۹۷.۶	۰.۹۹۵
Skewness	۳.۸۴۱	۰.۰۱۸
Kurtosis	۲۱.۱۵۴	-۰.۰۹۲
Minimum	۱.۸۷	-۴
Maximum	۶۰۴۳۷.۴	۴

۴-۱. واریوگرام و بیضوی ناهمسانگردی

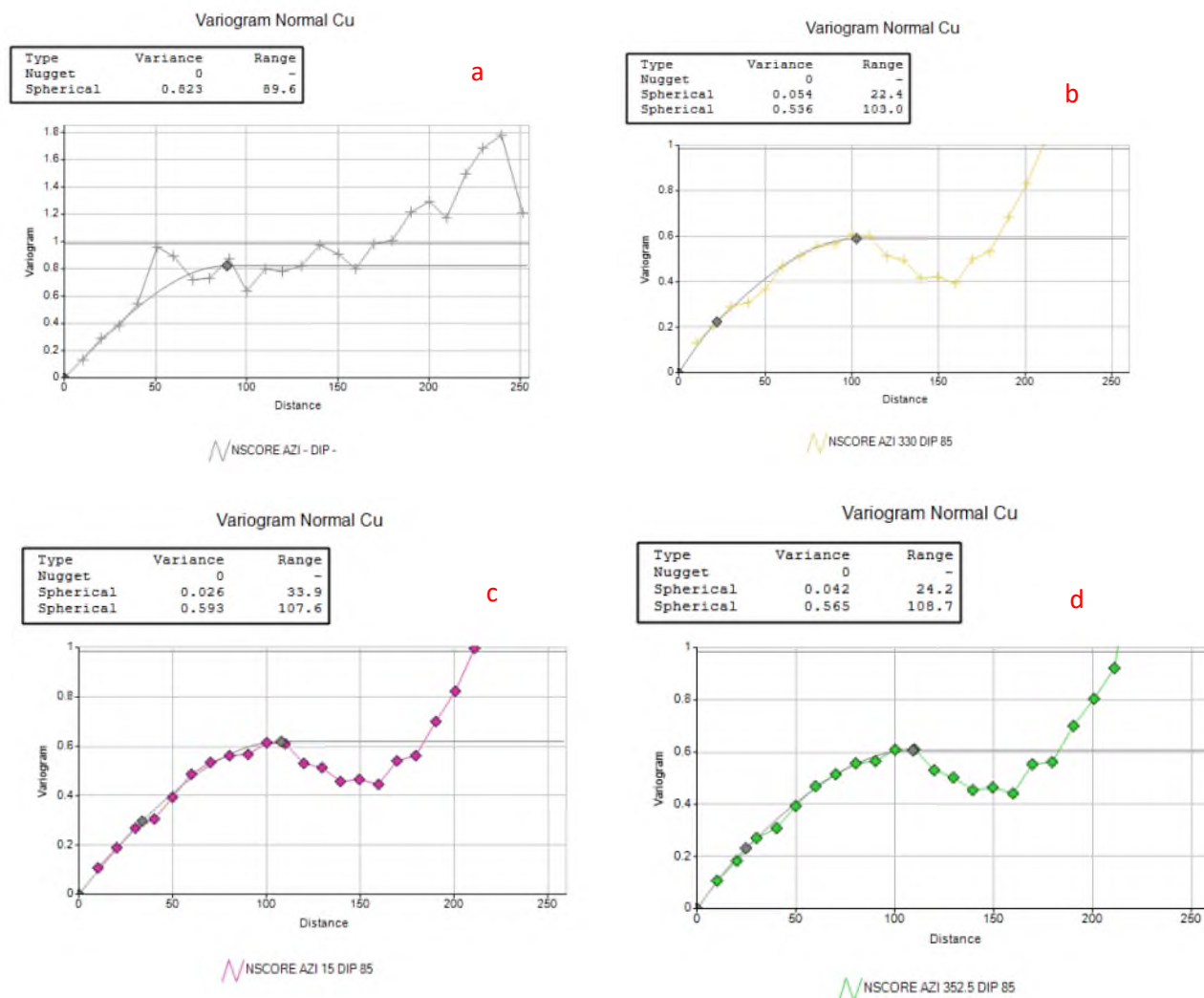
جهت انجام تخمین مناسب و نیز تعیین پارامتر های مورد نیاز برای شبیه سازی لازم است تا مطالعات واریوگرافی صحیح انجام گیرد. جهت تعیین ساختار منطقه واریوگرام غیر جهتی منطقه رسم می شود. شکل واریوگرام غیر جهتی داده ها را نشان می دهد همان طور که مشاهده می شود یک مدل کروی با مشخصات جدول به این واریوگرام برارزش می شود.

جدول 3 شعاع های بیضوی ناهمسانگردی

Element	Direction					
	Axis I		Axis II		Axis III	
	AZI	DIP	AZI	DIP	AZI	DIP
Cu(total)	۳۳۰	۸۵	۱۵	۸۵	۳۵۳.۵	۸۵

Variogram	Nugget effect	Spherical(۱)		Spherical(۲)	
		Range	Cill	Range	Cill
Cu(total)	Main	۰	۲۲.۴	۰.۰۵۴	۰.۵۳۶
	Second	۰	۳۳.۹	۰.۰۲۶	۰.۵۹۳
	Third	۰	۲۴.۲	۰.۰۴۲	۰.۵۶۵

پس از به دست آوردن امتداد های تغییر پذیری و شیب آن ها، از نرم افزار Studio RM جهت برارزش کردن واریوگرام استفاده شد. همان گونه که وضعیت نقاط روی واریوگرام نشان می دهد، بهترین مدل برای همه جهات مدل کروی است. بنابراین با برارزش مدل کروی، تغییر دادن پارامتر ها و استفاده از روش آزمون متقابل بهترین مدل ممکن برارزش گردید. همچنان که در شکل مشخص است حداکثر شعاع تاثیر ۱۰۸,۷ متر و حداقل آن ۱۰۳ متر است.



شکل ۹ نمودار (a) واریوگرام برآرزش شده غیر جهتی - (b) نمودار واریوگرام برآرزش شده جهت دار ۳۳۰

(c) نمودار واریوگرام برآرزش شده جهت دار ۱۵ - (d) نمودار واریوگرام برآرزش شده جهت دار ۳۵۲.۵

۲-۴. شبیه سازی متوالی گووسی

با توجه به نرمال سازی داده های مس، شبیه سازی متوالی گووسی در ۱۰ مرتبه به وسیله نرم افزار Studio Rm انجام و مشخصات آماری ده حالت شبیه سازی شده در جدول ۴ آورده شده است. همچنین جدولی نظیر داده های نرمال و غیر نرمال در مراحل شبیه سازی استخراج گردیده است.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

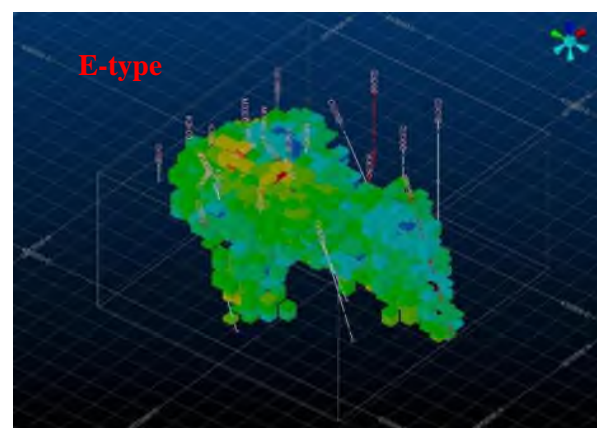
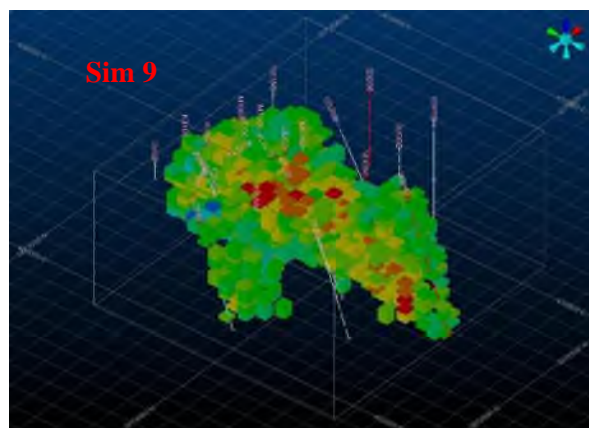
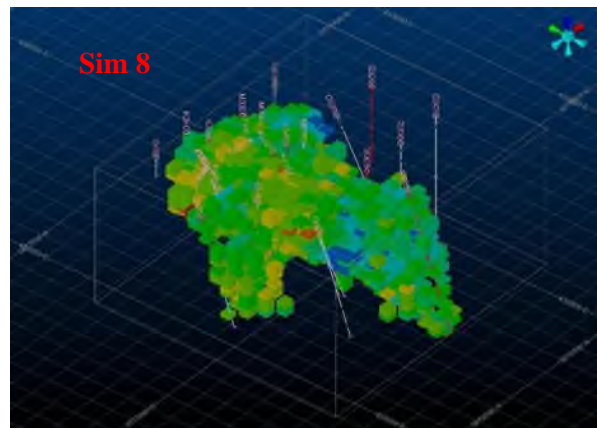
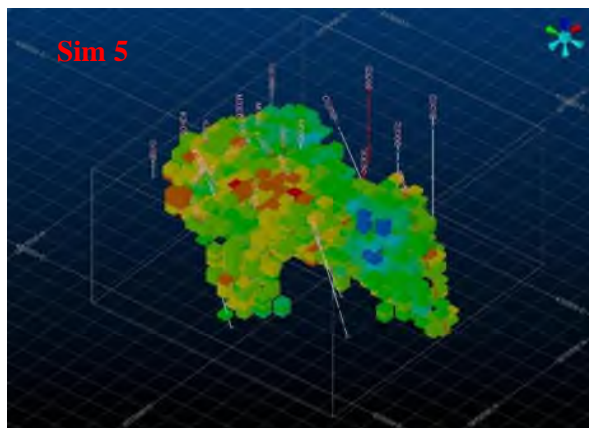
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



جدول 4 مشخصات آماری ۱۰ مرتبه شبیه سازی متوالی گوسی

DATA	NSAMPLES	MINIMUM	MAXIMUM	MEAN	VARIANCE	STANDDEV
Samples	۱۱۹	۰.۰۰۶	۳.۰۹۸	۰.۷۹۶	۰.۳۶۱	۰.۶۰۱
SIM1	۲۲۰۳	-۲.۱۰۶	۳.۸۷۲	۰.۷۷۹	۰.۷۶۸	۰.۸۷۶
SIM2	۲۲۰۳	-۲.۳۴۲	۳.۸۰۲	۰.۶۸۰	۰.۸۱۲	۰.۹۰۱
SIM3	۲۲۰۳	-۲.۴۷۴	۴.۵۲۷	۰.۹۲۷	۱.۱۱۲	۱.۰۵۵
SIM4	۲۲۰۳	-۲.۴۹۱	۳.۹۹۹	۰.۶۹۷	۱.۱۲۲	۱.۰۵۹
SIM5	۲۲۰۳	-۳.۴۵۰	۴.۴۶۱	۰.۶۱۲	۱.۱۰۱	۱.۰۴۹
SIM6	۲۲۰۳	-۳.۱۳۳	۳.۸۶۱	۰.۵۵۲	۱.۱۱۱	۱.۰۵۴
SIM7	۲۲۰۳	-۲.۶۸۳	۴.۱۸۸	۰.۶۲۶	۱.۱۹۷	۱.۰۹۴
SIM8	۲۲۰۳	-۲.۳۴۷	۴.۷۹۰	۰.۹۰۱	۰.۹۴۹	۰.۹۷۴
SIM9	۲۲۰۳	-۲.۴۵۴	۴.۲۸۶	۰.۸۹۸	۰.۸۹۹	۰.۹۴۸
SIM10	۲۲۰۳	-۲.۴۴۹	۳.۴۱۰	۰.۵۴۵	۰.۹۰۸	۰.۹۵۳
SIM_all	۲۲۰۳۰	-۳.۴۵۰	۴.۷۹۰	۰.۷۲۲	۰.۹۹۸	۰.۹۹۶



نکند ۱۰ مدل های بلوکی شبیه سازی در حالت ۵، ۸ و ۹ و همچنین E-type

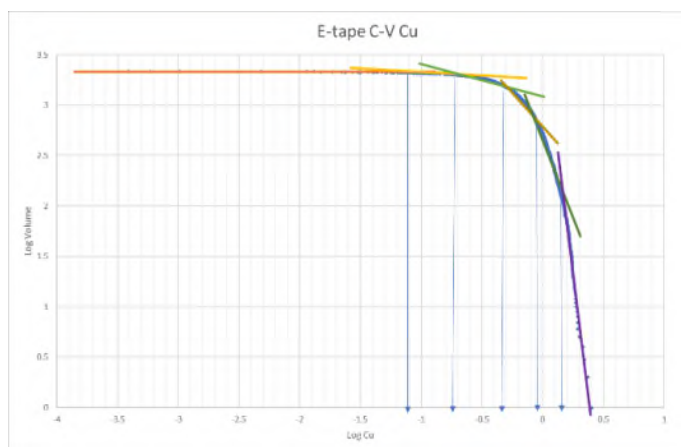
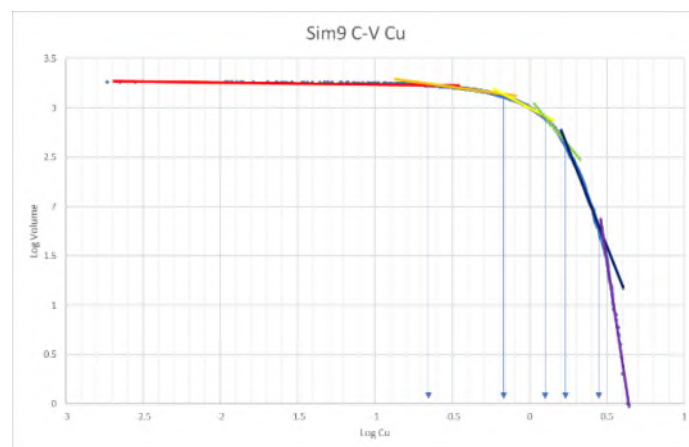
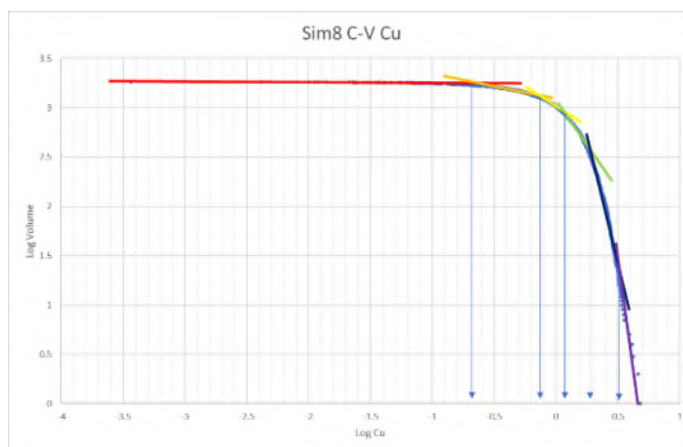
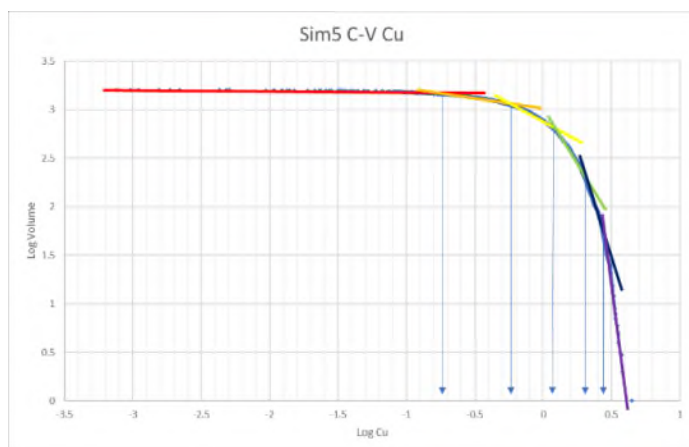


بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



۳-۴. جدایش زون‌ها با استفاده از نمودار فرکتال

پس از ترسیم منحنی‌های عیار-حجم برای نتایج ۱۰ مرتبه شبیه‌سازی، منحنی‌های تعدادی از شبیه‌سازی‌ها (شماره‌های ۵، ۸ و ۹) دارای ۶ شکست و در نتیجه دارای ۵ ریز جامعه و ۳ جامعه اصلی می‌باشند. همچنین جدول شماره حد آستانه تمامی جوامع از شبیه‌سازی‌ها را می‌توان مشاهده نمود.



شکل ۱۱ نمودارهای Log - Log حجم - عیار مس و تفکیک زون در شبیه‌سازی مرتبه ۵ و ۸



جدول 5 مشخصات تفکیک زون‌ها مس در شبیه‌سازی‌های متوالی گوسی

	First (%)	Second (%)	Third (%)	Fourth (%)	Fifth (%)
Etype	-1.10	-0.75	-0.35	-0.05	0.15
Sim 1	-1.00	-0.35	-0.05	0.15	-0.35
Sim 2	-0.90	-0.30	0.00	0.25	0.45
Sim 3	-0.30	-0.25	0.35	0.50	-
Sim 4	-1.00	-0.15	0.00	0.19	0.30
Sim 5	-0.75	-0.25	0.05	0.30	0.45
Sim 6	-0.90	-0.25	0.15	0.40	-
Sim 7	-0.85	-0.10	0.05	0.15	0.25
Sim 8	-0.70	-0.15	0.05	0.25	0.50
Sim 9	-0.65	-0.15	0.10	0.25	0.45
Sim 10	-0.75	-0.35	-0.05	0.20	0.40

استفاده توام از دو روش شبیه‌سازی زمین‌آماري متوالی گوسی و مولتی‌فرکتالی عیار-حجم توانایی بالایی در جدایش زون‌های عیاری مختلف در سیستم پیچیده یک کانسار مس پورفیری نشان می‌دهد.

۵. منابع

- [1] B. R. Berger, R. A. Ayuso, J. C. Wynn, and R. R. Seal, "Preliminary model of porphyry copper deposits," US Geol. Surv. open-file Rep., vol. 1321, p. 55.
- [2] F. Pirajno, Hydrothermal processes and mineral systems. Springer Science & Business Media TS - RIS M4 - Citavi, 2008.
- [3] L. J. Robb, Introduction to ore-forming processes. Malden, MA; Oxford: Blackwell Science, 2005.
- [4] J. D. Lowell and J. M. Guilbert, "Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits," Econ. Geol., vol. 65, no. 4, pp. 373-408, 1970, doi: 10.2113/gsecongeo.65.4.373 M4 - Citavi.
- [5] D. P. Cox and D. A. Singer, Mineral deposit models, vol. 1693 TS-RIS M4-Citavi. US Government Printing Office Bulletin, 1986.
- [6] H. Treiblmaier and P. Filzmoser, "Exploratory factor analysis revisited: How robust methods support the detection of hidden multivariate data structures in IS research," Inf. Manag., vol. 47, no. 4, pp. 197-207, 2010, doi: 10.1016/j.im.2010.02.002 M4 - Citavi.
- [7] M. Yousefi, A. Kamkar-Rouhani, and E. J. M. Carranza, "Geochemical mineralization probability index (GMPI): A new approach to generate enhanced stream sediment geochemical evidential map for increasing probability of success in mineral potential mapping," J. Geochemical Explor., vol. 115, pp. 24-35, 2012, doi: 10.1016/j.gexplo.2012.02.002 M4 - Citavi.
- [8] M. Yousefi, A. Kamkar-Rouhani, and E. J. M. Carranza, "Application of staged factor analysis and logistic function to create a fuzzy stream sediment geochemical evidence layer for mineral prospectivity mapping," Geochemistry Explor. Environ. Anal., vol. 14, no. 1, pp. 45-58, 2014, doi: 10.1144/geochem2012-144 M4 - Citavi.
- [9] E. Isaaks, The application of Monte Carlo methods to the analysis of spatially correlated data, vol. null. 1990.
- [10] A. G. Journel and E. H. Isaaks, "Conditional Indicator Simulation: Application to a Saskatchewan uranium deposit," J. Int. Assoc. Math. Geol., vol. 16, no. 7, pp. 685-718, Oct. 1984, doi: 10.1007/BF01033030.
- [11] J. Chilès, "P., D., 1999. Geostatistics. Modeling spatial uncertainty." Wiley Series in Probability and



Mathematical Statistics, New-York.

[12] M. Delbari, P. Afrasiab, and W. Loiskandl, "Using sequential Gaussian simulation to assess the field-scale spatial uncertainty of soil water content," *CATENA*, vol. 79, no. 2, pp. 163–169, Nov. 2009, doi: 10.1016/j.catena.2009.08.001.

[13] O. Asghari and N. M. Esfahani, "Erratum to: A new approach for the geological risk evaluation of coal resources through a geostatistical simulation," *Arab. J. Geosci.*, vol. 7, no. 2, pp. 839–839, Feb. 2014, doi: 10.1007/s12517-013-1262-1.

[14] S. H. Manavi Givi and -P Afzal, "Separation of Zn mineralized zones in Mehdiabad deposit (Central Iran) by geostatistical simulation and fractal modeling."

[15] F. Chen, S. Chen, and G. Peng, "Using Sequential Gaussian Simulation to Assess Geochemical Anomaly Areas of Lead Element," 2013, pp. 69–76.

[16] N. J. Geboy, R. A. Olea, M. A. Engle, and J. A. Martín-Fernández, "Using simulated maps to interpret the geochemistry, formation and quality of the Blue Gem coal bed, Kentucky, USA," *Int. J. Coal Geol.*, vol. 112, pp. 26–35, Jun. 2013, doi: 10.1016/j.coal.2012.10.010.

[17] J. G. Manchuk and C. V. Deutsch, "A flexible sequential Gaussian simulation program: USGSIM," *Comput. Geosci.*, vol. 41, pp. 208–216, Apr. 2012, doi: 10.1016/j.cageo.2011.08.013.

[18] S. A. Hosseini, O. Asghari, X. Emery, and M. Maleki, "Forecasting the grade-tonnage curves and their uncertainty at the Mehdiabad deposit-Yazd, central Iran," *Boll. di Geofis. Teor. ed Appl.*, 2017, doi: 10.4430/bgta0206.

[19] P. Afzal, Y. F. Alghalandis, A. Khakzad, P. Moarefvand, and N. R. Omran, "Delineation of mineralization zones in porphyry Cu deposits by fractal concentration–volume modeling," *J. Geochemical Explor.*, vol. 108, no. 3, pp. 220–232, Mar. 2011, doi: 10.1016/j.gexplo.2011.03.005.

[20] P. Afzal, Y. F. Alghalandis, P. Moarefvand, N. R. Omran, and H. A. Haroni, "Application of power-spectrum–volume fractal method for detecting hypogene, supergene enrichment, leached and barren zones in Kahang Cu porphyry deposit, Central Iran," *J. Geochemical Explor.*, vol. 112, pp. 131–138, Jan. 2012, doi: 10.1016/j.gexplo.2011.08.002.

[21] Q. Cheng, F. P. Agterberg, and S. B. Ballantyne, "The separation of geochemical anomalies from background by fractal methods," *J. Geochemical Explor.*, vol. 51, no. 2, pp. 109–130, 1994, doi: 10.1016/0375-6742(94)90013-2.

[22] M. A. Gonçalves, A. Mateus, and V. Oliveira, "Geochemical anomaly separation by multifractal modelling," *J. Geochemical Explor.*, vol. 72, no. 2, pp. 91–114, May 2001, doi: 10.1016/S0375-6742(01)00156-X.

[23] A. B. Yasrebi et al., "Application of a density-volume fractal model for rock characterisation of the Kahang porphyry deposit," *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, vol. 66, pp. 188–193, 2014, doi: 10.1016/j.ijrmms.2013.12.022.

[24] P. Afzal, H. D. Ahari, N. R. Omran, and F. Aliyari, "Delineation of gold mineralized zones using concentration-volume fractal model in Qolqoleh gold deposit, NW Iran," *Ore Geol. Rev.*, vol. 55, no. C, pp. 125–133, 2013, doi: 10.1016/j.oregeorev.2013.05.005.

[25] M. Arias, P. Gumiel, and A. Martín-Izard, "Multifractal analysis of geochemical anomalies: A tool for assessing prospectivity at the SE border of the Ossa Morena Zone, Variscan Massif (Spain)," *J. Geochemical Explor.*, vol. 122, pp. 101–112, 2012, doi: 10.1016/j.gexplo.2012.08.007.

[26] E. J. M. Carranza and M. Sadeghi, "Predictive mapping of prospectivity and quantitative estimation of undiscovered VMS deposits in Skellefte district (Sweden)," *Ore Geol. Rev.*, vol. 38, no. 3, pp. 219–241, Nov. 2010, doi: 10.1016/j.oregeorev.2010.02.003.

[27] Q. Cheng, "Spatial and scaling modelling for geochemical anomaly separation," *J. Geochemical Explor.*, vol. 65, no. 3, pp. 175–194, May 1999, doi: 10.1016/S0375-6742(99)00028-X.

[28] S. T. Delavar, P. Afzal, G. Borg, I. Rasa, M. Lotfi, and N. Rashidnejad Omran, "Delineation of mineralization zones using concentration–volume fractal method in Pb–Zn carbonate hosted deposits," *J. Geochemical Explor.*, vol. 118, pp. 98–110, Jul. 2012, doi: 10.1016/j.gexplo.2012.05.003.

[29] C. Li, T. Ma., and J. Shi, "Application of a fractal method relating concentrations and distances for separation of geochemical anomalies from background," *J. Geochemical Explor.*, vol. 77, no. 2–3, pp. 167–175,



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



2003, doi: 10.1016/S0375-6742(02)00276-5.

[30] B. Sadeghi, P. Moarefvand, P. Afzal, A. B. Yasrebi, and L. D. Saein, "Application of fractal models to outline mineralized zones in the Zaghia iron ore deposit, Central Iran," *J. Geochemical Explor.*, vol. 122, pp. 9–19, Nov. 2012, doi: 10.1016/j.gexplo.2012.04.011.

[31] ع. ح. حسنی پاک, زمین‌آمار. انتشارات دانشگاه تهران, ۱۳۸۹.

[32] ح. پاک, علی, تجزیه و تحلیل داده‌های اکتشافی. دانشگاه تهران, ۱۳۸۰.

[33] F. Soltani, P. Afzal, and O. Asghari, "Delineation of alteration zones based on Sequential Gaussian Simulation and concentration-volume fractal modeling in the hypogene zone of Sungun copper deposit, NW Iran," *J. Geochemical Explor.*, vol. 140, pp. 64–76, 2014, doi: 10.1016/j.gexplo.2014.02.007.

[34] M. Babaei, M. Abedi, G. H. Norouzi, and S. Kazem Alilou, "Geostatistical Modeling of Electrical Resistivity Tomography for Imaging Porphyry Cu Mineralization in Takht-e-Gonbad Deposit, Iran," *J. Min. Environ.*, vol. 11, no. 1, pp. 143–159, 2020, doi: 10.22044/jme.2019.8709.1756.

[35] R. Nedimovic, "Exploration for ore deposits in Kerman region," *Geol. Surv. Iran Rep.* 53, p. 247.

[36] P. Afzal, N. Madani, S. Shahbeik, and A. B. Yasrebi, "Multi-Gaussian kriging: A practice to enhance delineation of mineralized zones by Concentration-Volume fractal model in Dardevey iron ore deposit, SE Iran," *J. Geochemical Explor.*, vol. 158, pp. 10–21, 2015, doi: 10.1016/j.gexplo.2015.06.011.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



داده کاوی در آنالیز رسوبات آبراهه ای نقشه یک صد هزارم کیوی به منظور شناسایی مناطق پرتانسیل، استان اردبیل

عادل شیرازی*

دانشجوی دکتری تخصصی، مهندسی معدن گرایش اکتشاف مواد معدنی، دانشگاه صنعتی شاهرود

Adel.Shirazy@shahroodut.ac.ir

منصور ضیائی

دانشیار دانشگاه صنعتی شاهرود، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

Mziaii@shahroodut.ac.ir

اردشیر هزارخانی

استاد دانشگاه صنعتی امیرکبیر، دانشکده مهندسی معدن، گروه آموزشی اکتشاف معدن

Ardehez@aut.ac.ir

چکیده

منطقه مورد مطالعه موسوم به کیوی واقع در استان اردبیل، یکی از مناطق با پتانسیل عناصر فلزی است. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیوی برداشت نمونه رسوبات آبراهه ای توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام گرفته است. یکی از اهداف عمده مطالعات ژئوشیمیایی، تحلیل و پردازش داده‌ها و دستیابی به بی‌هنجاری‌های عناصر و روابط بین آنها با استفاده از تحلیل‌های مختلف از جمله آنالیز مولفه‌های اصلی و بررسی‌های آماری تک و چند متغیره برای پتانسیل یابی کانی‌زایی است. در این پژوهش پس از پایش داده‌ها و مرتب سازی آنها، ابتدا بررسی‌های اولیه و سپس روش PCA و همچنین بررسی نمودار درختی صورت پذیرفت. در روش آنالیز مولفه‌های اصلی مشاهده گردید که مولفه اول لیتولوژی منطقه را تشکیل داده و مولفه دوم می‌تواند نشانگر کانی‌زایی باشد. برای بررسی‌های دقیق‌تر نمودار درختی برای عناصر با روش‌هایی چون مجذور فاصله اقلیدسی رسم و عناصر کانی ساز منطقه به تیتانیوم و روی کاهش یافت. با استفاده از آنالیز تمایز خطی نیز ارتباط بین داده‌ها تایید شد و این عناصر برای مطالعات بیشتر در این منطقه معرفی شدند و تجمع آنها در نقشه زمینشناسی به صورت هم پوشان ترسیم گردید.

کلمات کلیدی: ژئوشیمی، زمین آمار، رسوبات آبراهه ای، داده کاوی، پتانسیل یابی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Data Mining in Stream Sediment Analysis 1:100000 Kiwis Map to Determine Metallic Potential

Adel Shirazy*

PhD Candidate, Shahroud University of Technology,
Adel.Shirazy@shahroodut.ac.ir

Mansour Ziaii

Associate Professor, Shahroud University of Technology
Mziaii@shahroodut.ac.ir

Ardeshir Hazarkhani

Professor, Amirkabir University of Technology
Ardehez@aut.ac.ir

Abstract

The study area called Kiwi located in Ardabil province is one of the areas with the potential of metal elements. In the 1: 100,000 kiwi map, a sample of stream sediments has been collected by the Geological Survey of Iran. One of the main goals of geochemical studies is to analyze and process data and achieve anomalies of elements and the relationships between them using various analyzes including principal component analysis and univariate statistical studies for mineralization potential. In this study, after monitoring the data and sorting them, first the initial studies and then the PCA method as well as the tree diagram were performed. In the principal component analysis method, it was observed that the first component constitutes the lithology of the region and the second component can indicate mineralization. For more detailed studies, the tree diagram for the elements was reduced to titanium and zinc by methods such as the square of the Euclidean distance and the mineralizing elements of the region. Using linear differentiation analysis, the relationship between the data was confirmed and these elements were introduced for further studies in this area and their accumulation was mapped in a geological map.

Keywords: Geochemistry, geostatistics, stream sediments, data mining, potential identification.



۱- مقدمه

نقشه یک صد هزارم ژئوشیمیایی کیوی از نقشه های استان اردبیل است که در شمال غربی چهارگوش زمین شناسی بندر انزلی قرار دارد. از منطقه کیوی تعداد ۷۱۴ نمونه رسوبات آبراهه ای جمع آوری و به روش ICP-MS تجزیه شده. تعیین عناصر مرتبط با کانی سازی و تشخیص الگوی کانی سازی یکی از مباحث مهم اکتشاف کانسار ها است. در این تحقیق به منظور تعیین عناصر مرتبط با کانی سازی ابتدا تحلیل های اولیه آمار کلاسیک انجام گرفته و سپس برای شناخت الگو و چگونگی همراهی عناصر مورد توجه با یکدیگر از روش تحلیل مولفه های اصلی [۴-۱] بر روی داده های ژئوشیمیایی انجام میگردد. روش PCA یکی از روش های مشهور در آنالیز چند متغیره است و ابزاری مفید جهت ترکیب چند متغیر وابسته در یک متغیر و کاهش بعد مجموعه داده ها در مولفه های اصلی غیر وابسته بر اساس کواریانس و همبستگی [۷-۵] متغیر ها است که یک همبستگی درونی را نشان میدهد. نمودار درختی [۱۲-۸] نیز با محاسبات مختلفی چون فاصله اقلیدسی میتواند تشابه عناصر را به صورت گروه بندی نشان داده و ابزاری برای اثبات عنصر مورد توجه باشد. از دیرباز این روش ها بسیار مورد توجه بوده و در مطالعات بسیاری استفاده شده اند.

۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه کیوی شامل سه واحد رسوبی، آذرین و دگرگونی میباشد. [۱۳] قدیمی ترین واحد رسوبی موجود سنگهای قبل از کرتاسه میباشد و جدیدترین آن مربوط به کواترنر و عهد حاضر است. (شکل ۱)

۲-۱- زمین‌شناسی عمومی منطقه

در مسیر جاده سنگ آباد به میانه رخنمونهایی از سنگهای دگرگونی با ترکیب فلدسپات، کلدیریت، میکاشیست، فیلیت دیده می شود. رخنمونهای آهکهای کرتاسه فقط در نواحی جنوب خاوری منطقه مورد مطالعه دیده میشود که گسترش آنها به سوی خاور بیشتر است. این واحد بصورت آهک سیلیسی توده ای تا ضخیم لایه است و گاهی میان لایه های آهک شیلی، شیلهای آهکی و شیلهای پیریت دار داخل آن دیده می شود. رنگ آن خاکستری و گاهی گلی پرنگ است. [۱۳]

در منطقه بصورت واحدهای رسوبی و آذرین است که قسمت اعظم منطقه را پوشانده است. پس از ولکانیسم گسترده ائوسن و احتمالاً با یک وقفه زمانی که میتواند معادل فازپیرنن باشد، فعالیت لیگوسن با پدیده های آتشفشانی بصورت خروج گدازه های ریولیتی و آندزیتی شروع شده و با رسوبگذاری کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن ادامه می‌یابد.

سنگهای آذرین رخنمون شده در این منطقه شامل سنگهایی با ترکیب داسیتی، میانه و بازیک است. سنگهای اسیدی و میانه فقط در جنوب باختری منطقه دیده می شود. در حالیکه سنگهای گابرویی در بخشهای خاوری و شمال این منطقه رخنمون دارد. با توجه به اینکه تمام توده های نفوذی منطقه، سنگهای آتشفشانی ائوسن را قطع کرده اند، احتمالاً خروج آنها می تواند در ارتباط با فاز کوهزایی پیرنن (ائوسن- اولیگوسن) باشد.

سنگهای گرانیتی در جنوب باختری روستای کمبنا و در حاشیه رودخانه قزل اوزن دیده می شود. رنگ اصلی سنگ گلی روشن و دارای فلدسپات و کوارتز، در متن میباشد. بافت سنگ میکروگرانولار و گرافیک بوده، کانیهای تشکیل دهنده آن، فلدسپات آلکالن، پلاژیوکلاز، کوارتز و مسکویت است. این توده نفوذی کوچک در داخل سنگهای آتشفشانی ائوسن تزیق شده و اثرات دگرسانی روی این سنگها بجا گذاشته است. بنابراین می توان گفت که این سنگها جوانتر از سنگهای ائوسن می‌باشد. [۱۳]



در کنار رخنمون گرانیت دو بیرونزدگی کوچک نیز از یک توده نفوذی با ترکیب کوارتز موزونیت دیده می‌شود. بافت سنگ گرانولار است، کانیهای آن پلاژیوکلاز، فلدسپات آلکالن، کوارتز، آمفیبول، کلریت، اپیدوت و سربیسیت میباشد.

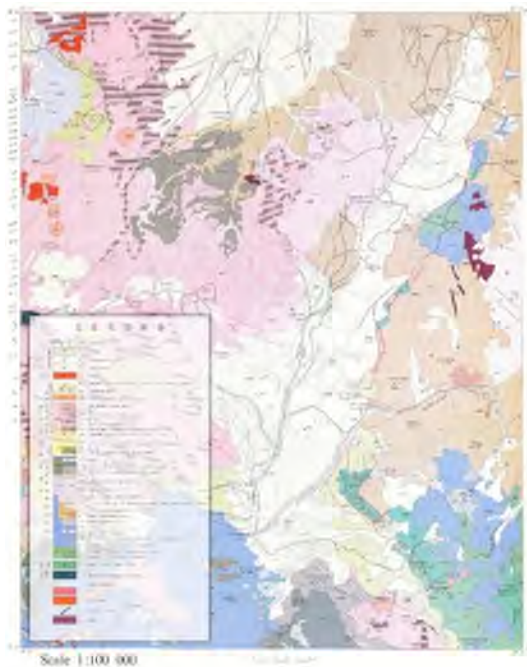
در جنوب روستای النگش در داخل آندزیت‌های پورفیری و مگاپورفیری ائوسن، دایکهای متعدد و ضخیمی دیده می‌شود که دارای راستای شمال خاوری - جنوب باختری هستند.

این دایکها اغلب در ستیغ کوهها مشاهده میگردند. بافت این سنگها میکروگرانولار بوده و دارای کانیهای پلاژیوکلاز در حد لابرادوریت، کلینوپیروکسن از نوع اوژیت، الیوین تجزیه شده و کانیهای کدر میباشد. حداکثر پهناي این دایکها ۳۰ متر بوده و طول آنها گاهی بیش از ۲۰۰۰ متر می‌رسد.

رخمونهایی از سنگهای گابرویی و الیوین گابرو در باختر روستای النگش و جنوب روستای سیاه پوش دیده میشود. این گابروها نیز سنگهای آتشفشانی ائوسن را قطع کرده اند. بافت این سنگها میکروگرانولار است. کانیهای تشکیل دهنده سنگ شامل پلاژیوکلاز، اوژیت، الیوین تجزیه شده به کلریت، سرپانتین و ایدنگسیت، آپاتیت و کانیهای فلزی است. این سنگها نیز جوانتر از سنگهای آتشفشانی ائوسن هستند. [۱۳]

۲-۲- زمین‌شناسی اقتصادی منطقه

اندیسه‌های فراوانی از کانیهای فلزی و غیرفلزی در منطقه به چشم می‌خورد. برخی از مواد معدنی مثل مس، زغال سنگ، تراورتن، سنگ ساختمانی و آهک، شن و ماسه یا قبلاً استخراج شده اند و یا در حال حاضر نیز مورد بهره برداری قرار دارند.



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ کیوی، اردبیل [۹]



آهک اسپارایتی کرتاسه بالا دارای رنگ مناسب برای استفاده در سنگ نما هستند ولی اغلب بعلت عملکرد گسلها خرد شده می‌باشند. در داخل سنگهای آتشفشانی ائوسن آثاری از کانی‌سازی مس بصورت پراکنده و رگه ای دیده می‌شود. مس در این منطقه بسیار مورد اهمیت است. از بازالت‌های تحتانی ائوسن نیز به عنوان سنگ ساختمانی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در جنوب خاوری روستای سنجیدله و در داخل بخش ولکانوسدیمتر ائوسن، آثاری از زغال سنگ نامرغوب وجود دارد که با توجه به ذخیره کم و نامرغوب بودن آن نمی‌تواند به عنوان یک اندیس خوب در نظر گرفته شود. در داخل سنگهای آتشفشانی نئوژن، سنگهایی با بافت پرلیتی و سیاه رنگ دیده می‌شود که از نظر ترکیب شیمیایی مشابه پرلیت است و جهت استفاده صنعتی نیاز به مطالعات بیشتری دارد. مارنهای قرمز نیز بویژه در مناطق شمال خاوری روستای فاراب جهت تهیه آجر ساختمانی مناسب می‌باشد. زیرا مقدار گچ و نمک خیلی پایینی دارد و درصد کانیهای رسی آن بالاست. [۱۳ و ۱۴] در منطقه مورد مطالعه چشمه های آهک ساز نسبتاً زیادی فعال بوده و تراورتن های متنوعی را بوجود آورده‌اند که بعضی از آنها با توجه به رنگ و ضخامت مناسب می‌تواند مورد بهره برداری قرار گیرد. همچنین بستر رودخانه های موجود مثل کیوی چای و سنگورچای می‌تواند محل مناسبی برای استخراج شن و ماسه باشد.

۳- روش شناسی

۳-۱- روش آنالیز تمایز

ارزیابی پارامترهای مرتبط با کانی‌سازی و تفکیک آنها از پارامترهای مرتبط با فرآیندهای پتروژنز (سنگ‌ساز) یکی از اهداف مطالعات اکتشافی است. آنالیز تمایز یا تفریقی یکی از ابزارهای این نوع تحلیل‌ها محسوب می‌شود. لازمه این تحلیل، شناسایی پارامترهای اصلی کانی‌سازی و اطلاع از حدود زمینه و آنومالی آن است. همچنین این روش نوعی تجزیه و تحلیل آماری برای سنجش میزان ارتباط یک نمونه مجهول به یکی از جوامع شناخته شده می‌باشد. به طور مثال با این روش می‌توان گوسن‌های حاصل از هوازدگی سنگ‌های مافیک که از نظر کانی‌زایی عقیم هستند را از گوسن‌های در ارتباط با مناطق سولفوری که از نظر کانی‌زایی بارور هستند و یا ژاسپروئیدهای عقیم نسبت به کانی‌سازی طلا از ژاسپروئیدهای مرتبط با کانی‌زایی طلا در کانسارهای طلای تیپ کارلین را تشخیص داد. این آنالیز روی داده‌های نرمال، نتایج بسیار بهتری می‌دهد، یعنی فرض اساسی که قبل از به کارگیری داده‌ها باید بررسی شود، نرمال‌سازی چند متغیره داده‌های ورودی است.

LDA ارتباط نزدیکی با تحلیل واریانس و تحلیل رگرسیون دارد که سعی دارند یک متغیر مستقل را به عنوان ترکیبی خطی از ویژگی‌های دیگر بیان کنند. این متغیر مستقل در LDA به شکل برچسب یک کلاس است. همچنین LDA ارتباطی تانگ با تحلیل مؤلفه‌های اصلی PCA دارد. چرا که هر دو متد به دنبال ترکیبی خطی از متغیرهایی هستند که به بهترین نحو داده‌ها را توصیف می‌کنند LDA، همچنین سعی در مدلسازی تفاوت بین کلاس‌های مختلف داده‌ها دارد. از LDA زمانی استفاده می‌شود که اندازه‌های مشاهدات، مقادیر پیوسته باشند [۱۱]

۳-۲- روش تحلیل مولفه های اصلی

تحلیل مولفه‌های اصلی تبدیلی در فضای برداری است، که بیشتر برای کاهش ابعاد مجموعه داده‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. تحلیل مولفه‌های اصلی در سال ۱۹۰۱ توسط کارل پیرسون ارائه شد. این تحلیل شامل تجزیه مقدرهای ویژه ماتریس کواریانس



می‌باشد. تحلیل مولفه‌های اصلی در تعریف ریاضی یک تبدیل خطی متعامد است که داده را به دستگاه مختصات جدید می‌برد به طوری که بزرگترین واریانس داده بر روی اولین محور مختصات، دومین بزرگترین واریانس بر روی دومین محور مختصات قرار می‌گیرد و همین طور برای بقیه. تحلیل مولفه‌های اصلی می‌تواند برای کاهش ابعاد داده مورد استفاده قرار بگیرد، به این ترتیب مولفه‌هایی از مجموعه داده را که بیشترین تاثیر در واریانس را دارند حفظ می‌کند. در این روش میتوان سنگسازی (که معمولا در مولفه اول و دوم مشاهده میشود) و کانی سازی را جدا کرد و حتی اثر لیتولوژی منطقه را حذف کرد. [۱۵]

۳-۳- روش خوشه بندی درختی

در داده کاوی و آمار، خوشه بندی سلسله‌مراتبی یک روش خوشه‌بندی می‌باشد که هدف آن ساخت یک سلسله مراتب از خوشه‌ها می‌باشد. روش‌های خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی به دو دسته تقسیم می‌شوند:

- **تجمعی:** رویکرد این دسته «پایین به بالا» می‌باشد: با شروع از پایین، در هر مرحله دو خوشه با یکدیگر تجمیع شده و یک خوشه جدید تشکیل می‌دهند. خوشه‌های جدید در سطح‌های بالاتر قرار گرفته و این روند تکرار می‌شود.
- **تجزیه‌ای:** رویکرد این دسته «بالا به پایین» می‌باشد: با شروع از بالا، در هر مرحله یک خوشه به خوشه‌های کوچکتری تجزیه می‌شود که در سطح پایین‌تر قرار می‌گیرند.

هر سطح از سلسله‌مراتب یک دسته‌بندی از داده‌ها را نمایش می‌دهد که می‌توان به آن به شکل یک درخت نگاه کرد. هر کدام از برگ‌های درخت نشان دهنده یک مشاهده اولیه می‌باشند و ریشه درخت مجموعه‌ی تمام مشاهدات است. نتایج یک خوشه‌بندی سلسله‌مراتبی عموماً به شکل یک دندروگرام نمایش داده می‌شوند. [۱۶-۱۸]

۴- بحث و بررسی

۴-۱- تحلیل اولیه تک متغییره

پس از آنالیز داده‌ها به صورت تک متغییره که در جدول ۱ آورده شده است و با توجه به رسم هیستوگرام و نمودار احتمال تمامی داده‌ها توسط نرم افزار ژنوایز که در ادامه آورده میشود عناصر مهم در این بررسی انتخاب گردید. [۱۹]

داده‌ها به فرمت نرم افزار SPSS تهیه شده و جدول آماری از داده‌ها بدست آمده که در جدول قبل آورده شد. و اولویت آنومال بودن عناصر نیز در ستون آخر آورده شد.

در صورتی که کانی سازی یا آلودگی در منطقه وجود داشته باشد میانگین روی میانه قرار نمی‌گیرد و میانه به چپ یا راست میانگین منحرف می‌شود و تقارن در هیستوگرام وجود ندارد و در نمودار احتمال نیز داده‌ها روی یک خط مستقیم قرار می‌گیرند. در نتیجه عناصر بااهمیت با توجه به بالا بودن نسبت به زمینه و چولگی و کشیدگی و همچنین عدم تقارن در هیستوگرام و خطی نبودن در نمودار احتمال از دیگر عناصر جدا می‌شوند. [۲۰-۲۱] با توجه به جدول ۱ که نشان دهنده بررسی تک متغیره عناصر می‌باشد و حد زمینه هر عنصر؛ تعداد ۸ عنصر که دارای اهمیت می‌باشند انتخاب گردید (زرد قرمز). و رنگ زرد عناصر مشکوک به



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



آنومال بودن هستند. برای دو عنصر مهم شناسایی شده نیز نمودار احتمال و هیستوگرام به صورت غیر لوگاریتمی و لوگاریتمی (شکل های ۲ و ۳) نیز در ذیل رسم گردید.

جدول ۱: پارامترهای آماری داده ها

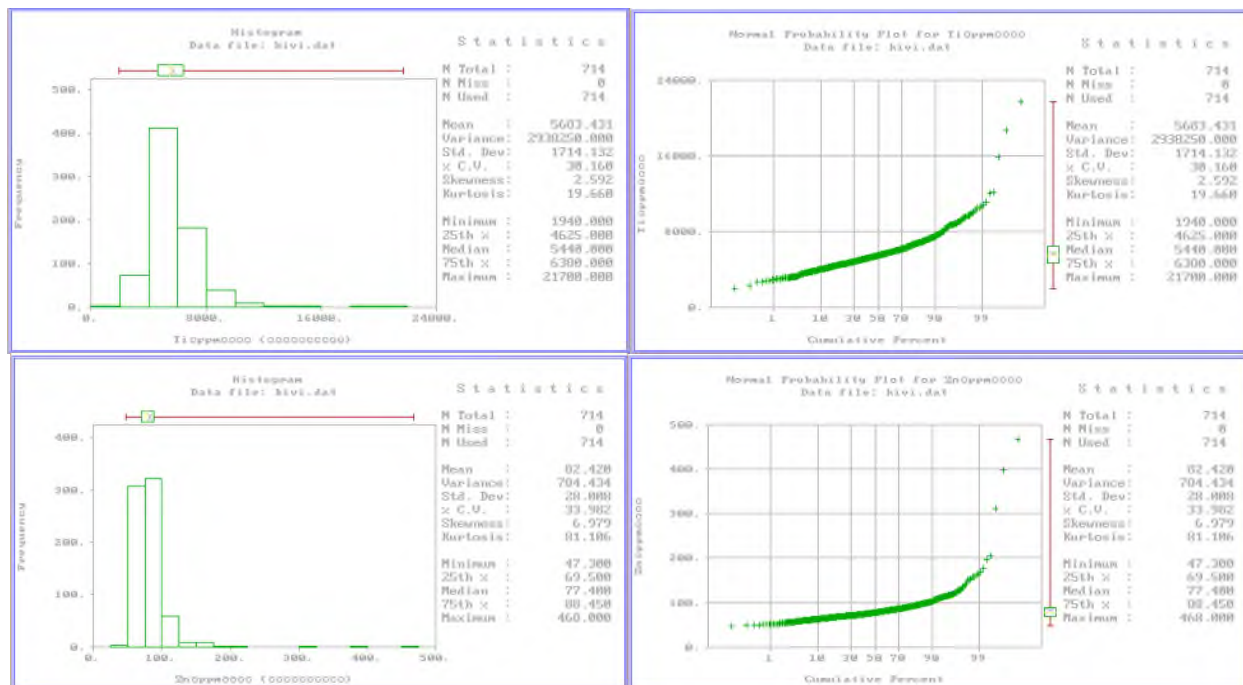
عناصر	میانگین	میانه	مد	کمینه	بیشینه	واریانس	چولگی	تیزی	انحراف استاندارد	ضریب تغییرات	حد زمينه	اولویت آنومال
Ag (ppm)	۰	۰.۱۵	۰.۱۳	۰.۰۳	۴.۸۰	۰.۰۷۹	۱۰.۸۴۴	۱۴۷.۱۹۹	۰.۲۸۰۳۲۸۰	۱۴۰.۱۶۳۹۷۶۱	۰.۱	۷
As (ppm)	۱۵	۱۰.۸۵	۴.۹۰	۰.۵۰	۱۷۵.۰۰	۲۵۰.۷۷۶	۴.۳۵۴	۲۶.۹۲۳	۱۵.۸۳۵۹۱۰۹	۱۰۲.۸۳۰۵۹۰۴	۱۲۵۰	۸
Au (ppm)	۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۳.۳۴۴	۱۸.۹۰۹	۰.۰۰۱۷۶۶۸	۷۸.۸۷۳۳۷۸۷	-	
Ba (ppm)	۶۵۷	۶۶۱.۰۰	۶۲۸.۰۰۰۰ ^a	۱۶۹.۰۰	۱۴۸۰.۰۰	۴۲۵۱۹.۱۰۹	۰.۱۹۵	-۰.۰۵	۲۰۶.۲۰۱۶۲۱۴	۳۱.۴۰۹۲۳۴۰	۱۰۰ to ۳۰۰	
Be (ppm)	۲	۱.۹۰	۲.۰۰	۱.۰۰	۱۴.۰۰	۱.۴۹۲	۳.۹۷۰	۲۱.۸۳۸	۱.۲۲۱۴۲۷۰	۵۵.۵۱۹۴۱۰۳	۶	
Co (ppm)	۱۸	۱۶.۶۵	۱۷.۰۰	۳.۵۰	۶۲.۲۰	۵۳.۴۶۷	۱.۲۰۳	۲.۵۴۵	۷.۳۱۲۱۳۳۹	۴۰.۶۲۲۹۶۶۰	۱۲۵۰	
Cr (ppm)	۷۳	۴۸.۰۰	۴۰.۰۰	۱۱.۰۰	۱۱۰۰.۰۰	۷۱۵۵.۶۹۱	۵.۱۸۲	۴۱.۸۳۷	۸۴.۵۹۱۳۱۷۱	۱۱۶.۵۱۶۹۶۵۸	۵ to ۱۰۰	۲
Cu (ppm)	۸۰	۷۰.۰۰	۱۱۲.۰۰	۱۳.۰۰	۲۲۲.۰۰	۱۷۵۶.۸۷۴	۰.۹۳۹	۰.۳۲۳	۴۱.۹۱۵۰۸۳۳	۵۲.۳۹۳۸۵۴۱	۲ to ۱۰۰	۵
Mn (ppm)	۹۸۹	۹۵۶.۰۰	۱۰۰۰.۰۰	۴۴۹.۰۰	۳۱۶۰.۰۰	۵۲۹۹۷.۲۹۸	۲.۲۶۶	۱۳.۰۲۹	۲۳۰.۲۱۱۴۱۹۶	۲۳.۲۷۷۱۹۱۱	۸۵۰	۳
Mb (ppm)	۲	۱.۹۰	۱.۵۰	۰.۱۰	۳.۸۶۰	۳.۴۷۷	۱۰.۷۶۶	۲۰.۲۶۹۳	۱.۸۶۴۵۴۵۷	۸۳.۹۸۸۵۴۶۶	۲	۶
Ni (ppm)	۳۵	۲۷.۰۰	۲۱.۰۰	۹.۰۰	۲۱۰.۰۰	۷۵۱.۷۷۲	۳.۱۹۸	۱۱.۸۱۲	۲۷.۴۱۸۴۶۲۰	۷۹.۴۷۳۸۰۳۰	۵ to ۵۰۰	
Pb (ppm)	۱۶	۱۵.۴۰	۱۵.۱۰	۵.۹۰	۵۶.۲۰	۲۰.۴۵۹	۲.۳۶۵	۱۴.۵۳۷	۴.۵۲۳۱۸۴۹	۲۸.۶۲۷۷۵۲۶	۲ to ۲۰۰	
Sb (ppm)	۲	۱.۳۰	۰.۸۰	۰.۲۰	۲۵.۳۰	۵.۶۸۴	۳.۶۶۶	۱۹.۹۹۲	۲.۳۸۴۱۳۴۱	۱۱۳.۵۳۰۱۹۴۱	۵	
Se (ppm)	۱	۰.۷۰	۰.۷۰	۰.۲۰	۱.۸۰	۰.۰۶۸	۰.۴۱۳	۰.۳۰۰	۰.۲۶۱۴۸۱۳	۲۸.۴۵۳۱۳۵۷	-	
Sn (ppm)	۲	۱.۵۰	۱.۴۰	۰.۸۰	۸.۲۰	۰.۵۵۴	۲.۹۹۱	۱۲.۸۲۷	۰.۷۴۴۲۵۸۰	۴۱.۳۴۷۶۶۹۱	۱۰	
Sr (ppm)	۵۰۱	۴۹۰.۵۰	۴۶۴.۰۰	۷۰.۰۰	۱۰۳۰.۰۰	۲۸۰۶۷.۹۱۷	۰.۱۶۷	۰.۰۶۱	۱۶۷.۵۳۴۸۲۱۹	۳۳.۴۴۰۰۸۴۲	۵۰ to ۱۰۰۰	۴
Ti (ppm)	۵۶۸۳	۵۴۴۰.۰۰	۵۵۸۰.۰۰	۱۹۴۰.۰۰	۲۱۷۰۰.۰۰	۲۹۳۸۲۴۹.۷۸۰	۲.۵۹۷	۱۶.۷۸۶	۱۷۱۴.۱۳۲۳۶۹۴	۳۰.۱۶۲۴۵۵۹	۵۰۰	۱
W (ppm)	۳	۲.۲۰	۲.۱۰	۰.۸۰	۹.۶۰	۱.۵۹۴	۲.۲۰۴	۶.۵۸۶	۱.۲۶۲۳۶۶۹	۴۸.۵۵۲۵۷۴۰	-	
Zn (ppm)	۸۳	۷۷.۴۰	۷۱.۰۰	۴۷.۳۰	۴۶۸.۰۰	۷۸۴.۴۳۴	۶.۹۹۴	۷۸.۶۶۴	۲۸.۰۰۷۷۵۰۸	۳۳.۹۴۸۷۸۸۸	۱۰ to ۳۰۰	

۴-۲- بررسی ضرایب همبستگی و خوشه بندی درختی

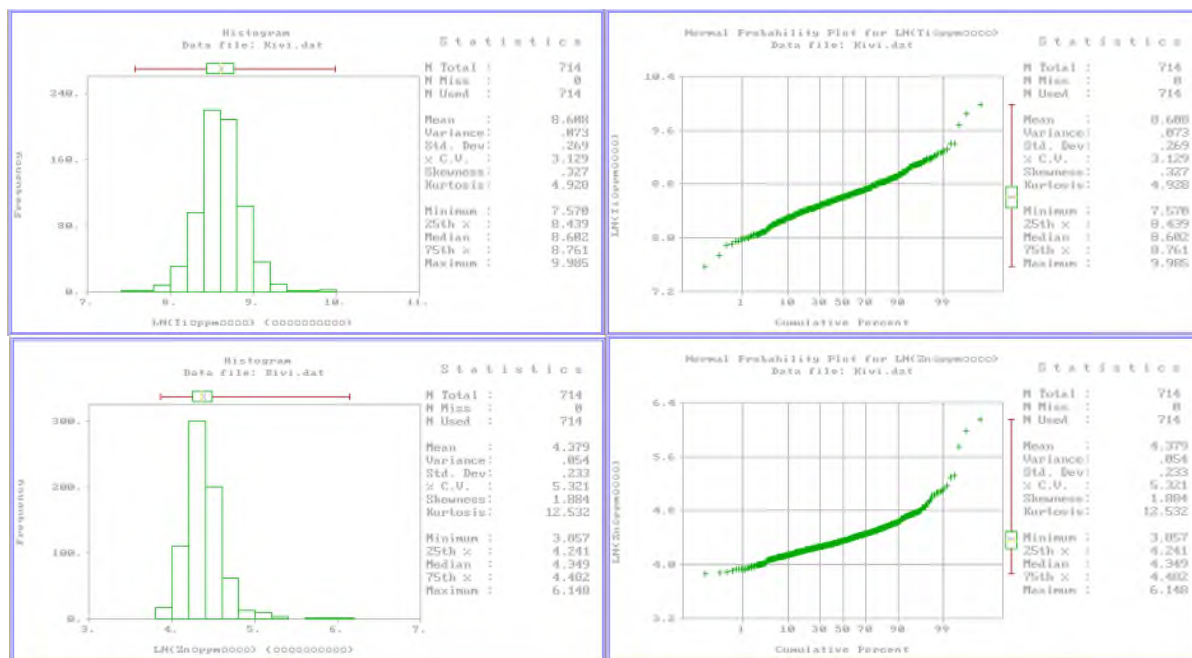
در مطالعات تک متغیره و بررسی‌های آماری مربوط به آن‌ها، عدم وابستگی متغیرها ملاک اصلی است؛ اما عملاً چنین چیزی را



نمی‌توان در طبیعت مشاهده نمود؛ چرا که عوامل مختلفی از قبیل عوامل ژنتیکی و غیره می‌توانند در ارتباط و وابستگی متغیرها به یکدیگر موثر باشند. بنابراین مقدار این وابستگی را میتوان به صورت یک عدد بیان کرد. ضریب همبستگی [۲۲] و ارتباط ژئوشیمیایی بین عناصر عبارت است از سنجشی از شدت وابستگی دو متغیر اندازه‌گیری شده در مجموعه‌ای از داده‌های منفرد وضعیت توزیع و پراکندگی عناصر مختلف در واحدهای سنگی یک کناسار و بررسی ارتباط و وابستگی این عناصر با یکدیگر، از مهم‌ترین موارد در بررسی‌های ژئوشیمیایی است، زیرا با استفاده از آن می‌توان تا حدودی به محیط و فرآیندهای مؤثر در تشکیل کناسار پی برد. در این بخش از تحقیق، به منظور تعیین ارتباط بین عناصر در سنگ‌های کانه‌زا، ضرایب همبستگی در ماتریس همبستگی این عناصر محاسبه گردید (جدول ۲) همبستگی‌های بالا که توسط رنگ نارنجی نشان داده شده نشان دهنده همبستگی شدید عنصر تیتانیوم و روی که عناصر کانی‌ساز منطقه است را نشان و سایر همبستگی‌ها مربوط به لیتولوژی منطقه، عناصر و هاله‌ها است.



شکل ۲: نمودارهای احتمال و هیستوگرام به صورت غیر لوگاریتمی برای تیتانیوم و روی

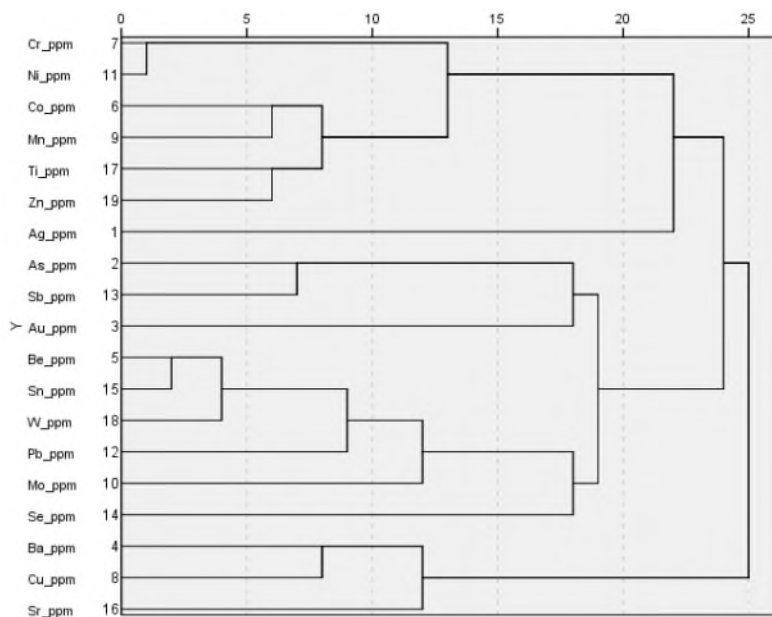


شکل ۳: نمودارهای احتمال و هیستوگرام به صورت لوگاریتمی برای تیتانیوم و روی

بر اساس این همبستگی‌ها میتوان خوشه بندی هایی را با استفاده از مجذور فاصله اقلیدسی پس از استاندارد سازی داده‌ها بین ۰ تا ۱ انجام داد که شکل ۴ این خوشه بندی را نشان میدهد. شکل ۴ میتواند به وضوح کانی سازی تیتانیوم و روی را در یک گروه نشان دهد.

جدول ۲: ضرایب همبستگی عناصر مورد بررسی

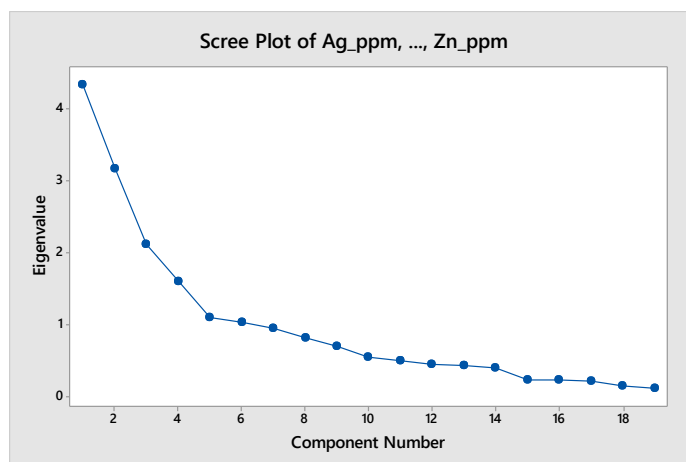
	Ag	As	Au	Ba	Be	Co	Cr	Cu	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Se	Sn	Sr	Ti	W	Zn
Ag	1.000																		
As	0.128**	1.000																	
Au	.020	0.090*	1.000																
Ba	0.085*	0.277**	-0.091*	1.000															
Be	0.128**	0.182**	0.100**	0.210**	1.000														
Co	-0.190**	-0.128**	-.035	-0.271**	-0.646**	1.000													
Cr	-0.089*	-.064	-.073	-0.327**	-0.563**	0.678**	1.000												
Cu	0.171**	.048	.019	0.516**	-.004	.063	-0.150**	1.000											
Mn	-0.112**	-.061	.015	-0.092*	-0.097**	0.526**	0.387**	-.045	1.000										
Mo	0.295**	0.241**	.021	0.081*	0.523**	-0.381**	-0.194**	.001	-.046	1.000									
Ni	-0.083*	-0.138**	-.013	-0.442**	-0.463**	0.581**	0.822**	-0.261**	0.319**	-0.248**	1.000								
Pb	0.248**	0.307**	0.080*	0.345**	0.689**	-0.518**	-0.359**	.011	-0.082*	0.506**	-0.308**	1.000							
Sb	0.217**	0.655**	.070	.015	.058	-0.159**	.068	-0.232**	-0.110**	0.283**	.018	0.180**	1.000						
Se	0.294**	-0.077*	.028	-0.256**	.033	.007	0.097**	-0.161**	0.100**	0.213**	0.133**	.034	.048	1.000					
Sn	0.256**	0.226**	.068	.003	0.640**	-0.375**	-0.169**	-0.188**	.010	0.555**	-0.181**	0.632**	0.190**	0.190**	1.000				
Sr	-0.146**	-0.242**	-0.088*	0.403**	-0.236**	0.253**	.055	0.429**	0.102**	-0.184**	.039	-0.192**	-0.370**	-0.106**	-0.336**	1.000			
Ti	-.072	.007	-.072	-.033	-0.259**	0.567**	0.528**	-.013	0.524**	-.028	0.307**	-0.153**	.051	-.045	.039	0.154**	1.000		
W	0.183**	0.409**	0.109**	0.189**	0.697**	-0.569**	-0.382**	-0.105**	-0.176**	0.526**	-0.350**	0.631**	0.361**	0.078*	0.638**	-0.263**	-0.229**	1.000	
Zn	.065	-0.076*	.042	-0.252**	-.050	0.420**	0.411**	-.053	0.534**	.058	0.318**	.064	-.033	0.186**	0.207**	-.033	0.618**	-0.161**	1.000



شکل ۴: نمودار شاخه ای عناصر موجود در منطقه

۴-۳- بررسی آنالیز مولفه های اصلی

این روش که برای کاهش ابعاد در نظر گرفته میشود انجام گرفت و با توجه به شکل ۵ میتوان دید که تعداد ۶ مولفه میتواند تغییرات مناسبی را نشان دهد و ماتریس جدول ۳ مقادیر هر مولفه را برای هر عنصر به صورت چرخش یافته واریمکس را نشان میدهد. مقادیر با رنگ قرمز عناصر بارز شده در آن مولفه است که کاملاً واضح است که مولفه یک لیتولوژی منطقه و مولفه دوم کانی سازی را شرح میدهد.



شکل ۵: نمودار سنگ ریزه ای برای تشخیص مولفه های بهینه

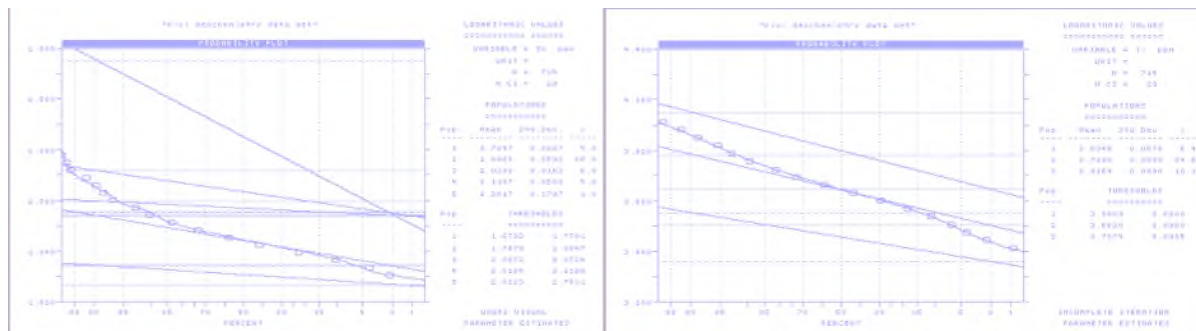


جدول ۳: مقادیر هر مولفه برای هر عنصر و انتخاب مولفه کانی ساز

	PC					
	۱	۲	۳	۴	۵	۶
Ag_ppm	.۰۱۱	-.۰۶۱	.۱۳۴	.۱۷۴	.۰۹۷	.۸۲۷
As_ppm	.۰۸۴	-.۰۰۶	.۰۸۴	-.۰۱۴	.۸۲۵	-.۰۲۹
Au_ppm	-.۱۳۲	.۱۱۹	-.۲۹۴	-.۳۹۵	.۳۵۳	.۲۱۱
Ba_ppm	-.۰۰۷	-.۰۸۱	.۸۳۸	-.۱۸۲	.۱۴۴	-.۱۵۶
Be_ppm	.۸۰۳	-.۱۱۰	-.۳۰۱	-.۱۷۸	-.۱۴۷	.۰۱۱
Co_ppm	-.۴۸۵	.۳۳۸	-.۱۱۸	.۴۲۶	-.۱۰۱	-.۰۰۷
Cr_ppm	-.۱۷۷	.۳۰۶	-.۱۷۰	.۷۸۴	.۰۳۱	.۰۶۴
Cu_ppm	-.۱۴۰	-.۰۳۸	.۷۵۰	-.۱۱۳	-.۰۶۳	.۱۱۲
Mn_ppm	-.۰۱۳	.۸۵۱	-.۰۲۶	.۰۷۷	-.۰۹۴	-.۰۱۲
Mb_ppm	.۶۶۲	.۰۰۴	.۰۹۷	.۱۵۱	.۰۸۵	.۰۹۵
Ni_ppm	-.۱۸۲	.۱۷۸	-.۲۴۲	.۸۲۷	-.۰۴۳	.۰۸۸
Pb_ppm	.۶۸۸	.۱۶۱	.۲۴۴	-.۱۶۹	.۳۷۴	.۰۰۵
Sb_ppm	.۱۴۷	-.۰۰۳	-.۰۹۱	-.۰۱۷	.۸۴۲	-.۰۱۰
Se_ppm	.۱۷۰	.۰۹۵	-.۳۰۲	-.۱۲۸	-.۱۵۳	.۵۹۸
Sn_ppm	.۸۱۲	.۱۳۸	-.۲۶۱	-.۱۶۱	-.۰۴۷	.۰۵۴
Sr_ppm	-.۴۱۴	.۲۲۸	.۵۵۷	-.۰۵۰	-.۲۷۷	-.۰۹۵
Ti_ppm	-.۰۴۵	.۸۰۵	.۰۷۸	.۲۰۶	.۰۱۷	-.۰۲۳
V_ppm	.۷۶۶	-.۰۸۲	-.۲۰۰	-.۲۰۳	.۲۲۴	-.۰۰۴
Zn_ppm	.۲۲۱	.۸۲۶	-.۰۶۷	-.۰۰۳	.۱۵۲	.۰۷۱

۴-۴- بررسی حدود ژئوشیمیایی

با توجه به قدرت مناسب نرم افزار پروپلات برای تشخیص و تفکیک جوامع و همچنین بهینه کردن حدود جوامع از این نرم افزار جهت انتخاب جوامع برای هر عنصر و تعیین حدود استانه استفاده شد. شکل های ۶ و ۷ خروجی تصویری تعیین جوامع است و همچنین جدول ۴ نشان دهنده حدود هر جامعه است.



شکل ۷: جداسازی جوامع در عنصر روی.

شکل ۶: جداسازی جوامع در عنصر تیتانیوم.



جدول ۴: حدود مقادیر آنومال برای عناصر تیتانیوم و روی

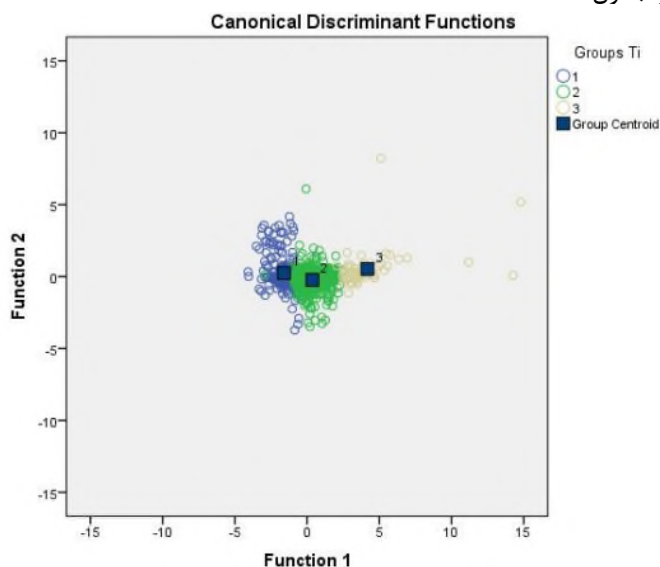
پس زمینه	جامعه ۱	جامعه ۲	عنصر
۵۰۰۰	۷۸۰۰	بالتر از ۷۸۰۰	Ti
۱۰۰	۱۲۰	بالتر از ۱۲۰	Zn

۴-۵- آنالیز تمایز

این روش تجزیه و تحلیل آماری وسیله‌ای است برای سنجش میزان بستگی و ارتباط یک نمونه با یکی از دو جامعه مشخص و معلوم. در این روش لازم است دو جامعه مورد نظر از قبل معلوم باشند و یا حداقل تعریف شده باشند. در این مورد مثال‌های زیادی وجود دارد مانند تشخیص گوسن‌های بارور و عقیم.

۴-۵-۱- تیتانیوم

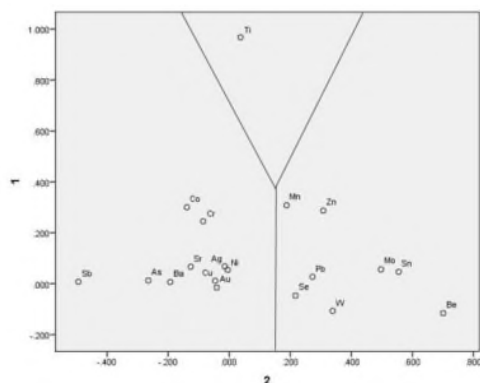
با توجه به آستانه‌های موجود برای تیتانیوم که ۳ گروه بوده است تفکیک جوامع در شکل ۸، تفکیک تمایزی در شکل ۹ و میزان اعتبار آن در جدول ۵ و امتیاز در جدول ۶ آمده است.



شکل ۸: تفکیک جوامع با کلاسه‌های تیتانیوم

جدول ۵: اعتبار آنالیز تمایز در کلاسه بندی

Groups Ti		Predicted Group Membership			Total	
		۱.۰	۲.۰	۳.۰		
Original	Count	۱.۰	۲۳۷	۱۴	۰	۲۵۱
		۲.۰	۳۳	۳۶۹	۱	۴۰۲
		۳.۰	۰	۱	۵۹	۶۰
	%	۱.۰	۹۴.۴	۵.۶	۰.۰	۱۰۰.۰
		۲.۰	۸.۲	۹۱.۶	.۲	۱۰۰.۰
		۳.۰	۰.۰	۱.۷	۹۸.۳	۱۰۰.۰



شکل ۹: ترسیم امتیاز عناصر

جدول ۶: امتیاز هر عنصر در آنالیز تمایز با استفاده از کلاسه های تیتانیوم

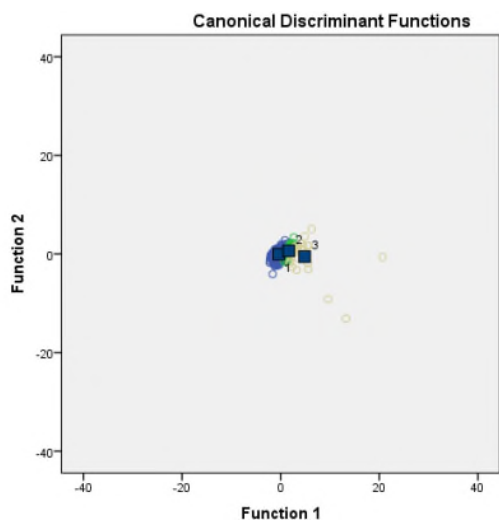
	Function 1	Function 2
Ti_ppm	.۹۶۸*	.۰۳۷
Mn_ppm	.۳۰۸*	.۱۸۸
Co_ppm	.۳۰۰*	-.۱۳۹
Cr_ppm	.۲۴۵*	-.۰۸۵
Ag_ppm	.۰۶۸*	-.۰۱۵
Ni_ppm	.۰۵۴*	-.۰۰۵
Be_ppm	-.۱۱۶	.۷۰۱*
Sn_ppm	.۰۴۶	.۵۵۵*
Mo_ppm	.۰۵۶	.۴۹۷*
Sb_ppm	.۰۰۷	-.۴۹۴*
W_ppm	-.۱۰۷	.۳۳۹*
Zn_ppm	.۲۸۷	.۳۰۸*
Pb_ppm	.۰۲۷	.۲۷۳*
As_ppm	.۰۱۳	-.۲۶۵*
Se_ppm	-.۰۴۷	.۲۱۷*
Ba_ppm	.۰۰۶	-.۱۹۳*
Sr_ppm	.۰۶۷	-.۱۲۶*
Cu_ppm	.۰۱۱	-.۰۴۶*
Au_ppm	-.۰۱۵	-.۰۴۱*

۴-۵-۲- روی

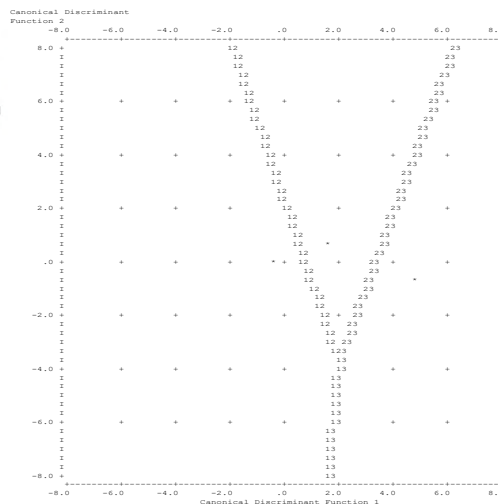
با توجه به آستانه های موجود برای روی که ۳ گروه بوده است تفکیک تمایزی در شکل ۱۰ آمده که تفکیک جوامع در شکل ۱۱ و جدایش تمایزی با ذکر عناصر در شکل ۱۲ و میزان اعتبار آن در جدول ۷ و امتیاز آن در جدول ۸ آمده است.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
 ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
 The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
 10-11 November, 2020



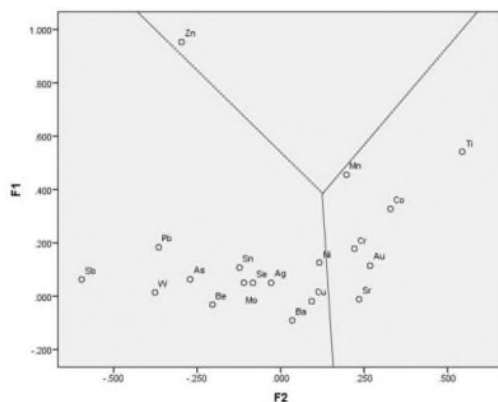
شکل ۱۱: تفکیک جوامع با کلاسه های روی



شکل ۱۰: تفکیک بر اساس ۳ جامعه

جدول ۷: اعتبار آنالیز تمایز در کلاسه بندی

Groups Zn	Original Count	Predicted Group Membership			Total
		۱.۰	۲.۰	۳.۰	
۱.۰	۵۷۴	۵۳	۰	۶۲۷	
۲.۰	۳	۵۷	۰	۶۰	
۳.۰	۰	۱۱	۱۶	۲۷	
%	۱.۰	۹۱.۵	۸.۵	۱۰۰.۰	
	۲.۰	۵.۰	۹۵.۰	۱۰۰.۰	
	۳.۰	۰.۰	۴۰.۷	۵۹.۳	



شکل ۱۲: ترسیم امتیازات عنصر روی در آنالیز تمایز

این جدول نشان میدهد که جدایش با اعتبار خوبی صورت گرفته برای مثال در دسته ۱ ۹۱,۵٪ در دسته خود و تنها ۸,۵ درصد در دسته دو به اشتباه قرار گرفته است و دسته هیچ داده ای به اشتباه در آن دسته بندی نشده. در مورد گروه دوم میتوان



دید که با ۹۵٪ صحت دسته بندی و تنها ۵ درصد خطا و حداکثر خطا برای گروه سوم است که با ۵۹,۳٪ صحت دسته بندی انجام شده که بیشترین خطا مربوط به اختلاط اعداد گروه ۲ و ۳ در آنالیز تمایز است. این دسته بندی از نظر صحت کلی با توجه به صحت بالا در گروه های ۱ و ۲ میتوان مناسب دانست و از آن جهت تحلیل گروه بندی استفاده نمود.

جدول ۸: امتیاز هر عنصر در آنالیز تمایز با استفاده از کلاسه های روی

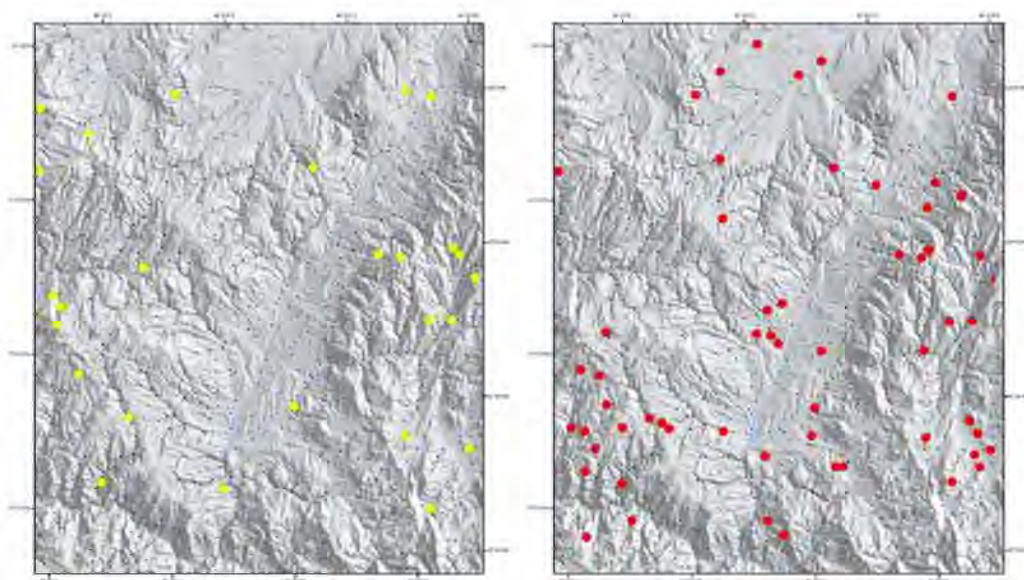
	Function	
	۱	۲
Zn_ppm	.۹۵۳*	-.۲۹۷
Mn_ppm	.۴۵۵*	.۱۹۷
Ni_ppm	.۱۲۶*	.۱۱۶
Ba_ppm	-.۰۹۱*	.۰۳۵
Ag_ppm	.۰۵۰*	-.۰۲۹
Sb_ppm	.۰۶۳	-.۵۹۶*
Ti_ppm	.۵۴۲	.۵۴۴*
W_ppm	.۰۱۴	-.۳۷۶*
Pb_ppm	.۱۸۳	-.۳۶۵*
Co_ppm	.۳۲۷	.۳۲۹*
As_ppm	.۰۶۳	-.۲۷۱*
Au_ppm	.۱۱۴	.۲۶۸*
Sr_ppm	-.۰۱۱	.۲۳۵*
Cr_ppm	.۱۷۸	.۲۲۱*
Be_ppm	-.۰۳۲	-.۲۰۴*
Sn_ppm	.۱۰۷	-.۱۲۳*
Mo_ppm	.۰۵۰	-.۱۱۰*
Cu_ppm	-.۰۱۹	.۰۹۳*
Se_ppm	.۰۵۰	-.۰۸۳*

۴-۶- ترسیم نقشه نمونه های آنومال

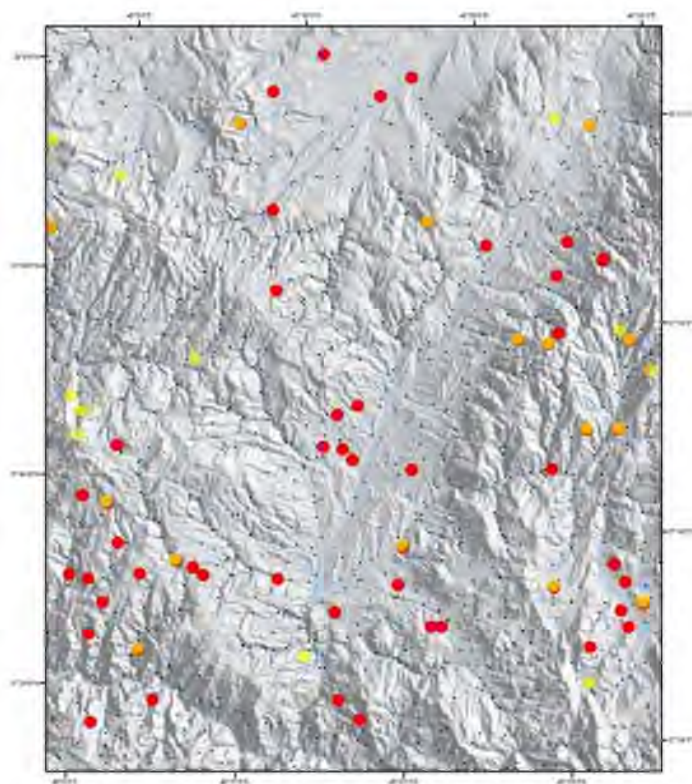
با توجه به نتایج حاصله میتوان نقشه نمونه های آنومال به صورت ذیل نمایش داده شود. (شکل ۱۳ و ۱۴) و با توجه به بررسی و شناسایی عناصر تیتانیوم و روی در یک گروه میتوان مولفه اصلی جدا شده شامل این دو عنصر را بر روی نقشه زمین شناسی ترسیم نمود و پس از آن همپوشانی تیتانیوم و روی را از روی نقشه تشخیص داده و محل پر پتانسیل را شناسایی نمود. طبق نقشه شکل ۱۵ میتوان گفت که منطقه دارای اهمیت در شرق نقشه یک صد هزارم زمینشناسی کیوی است.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۱۳: نمونه های آنومال مشاهده شده تیتانیوم (راست) و روی (چپ)



شکل ۱۴: نقاط زرد (روی) و قرمز (تیتانیوم) آنومال به صورت توام



شکل ۱۵: ترسیم مولفه دوم روش pca بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه

۵- نتیجه‌گیری

منطقه مورد مطالعه موسوم به کیوی واقع در استان اردبیل، یکی از مناطق با پتانسیل عناصر فلزی است. در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کیوی برداشت نمونه رسوبات آبراهه ای توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام گرفته است. بر روی تعداد ۷۱۴ نمونه آبراهه‌ای برداشت شده، در ابتدا آمار کلاسیک و رسم هیستوگرام و نمودار احتمال صورت پذیرفت. پس از تشخیص دو عنصر تیتانیوم و روی به عنوان عناصر مشکوک در منطقه، بر روی داده‌های این دو عنصر آنالیز مولفه‌های اصلی و همچنین برآورد همبستگی و در نمودار درختی اعمال شد. جوامع آنومال شامل پس زمینه، آنومالی ممکن آنومالی قطعی تحت ۳ جامعه برای هر دو عنصر جدا گردید. سپس با استفاده از حدود تعیین شده و روش آنالیز تمایز که روشی بسیار مناسب برای تشخیص هم گروهی عناصر است کلیه داده‌ها بررسی شد و رابطه بین عناصر تیتان و سایر عناصر و همچنین روی و سایر عناصر به طور دقیق آشکار و بررسی گردید و نتایج قبل تثبیت شد. در آخر نیز با توجه به جامعه نمونه‌های آنومال قطعی، نقشه تیتانیوم و روی به صورت گسسه بر روی نقشه آبراهه‌ها برای تشخیص نمونه‌های آنالیز برای بررسی‌های بیشتر ارائه گردید. با مشاهده نتایج این روش‌ها و همچنین بروز همبستگی قوی دو عنصر تیتانیوم و روی، مولفه‌ای که هر دو عنصر نمود بارز در آن داشته مشخص و بر روی نقشه یک صد هزارم زمین‌شناسی منطقه تصویر گردید. در پایان دیده شد که در شرق منطقه علائم بسیار مثبتی جهت اکتشاف این دو عنصر استراتژیک وجود دارد و پیشنهاد میشود که بررسی‌ها تفصیلی بر آن محدوده اعمال شود.

منابع

- [1] Wold, S., Esbensen, K., & Geladi, P. (1987). Principal component analysis. *Chemometrics and intelligent laboratory systems*, 2(1-3), 37-52.
- [2] Zou, H., Hastie, T., & Tibshirani, R. (2006). Sparse principal component analysis. *Journal of computational and graphical*



statistics, 15(2), 265-286.

[3] Schölkopf, B., Smola, A., & Müller, K. R. (1997, October). Kernel principal component analysis. In International conference on artificial neural networks (pp. 583-588). Springer, Berlin, Heidelberg.

[4] Tipping, M. E., & Bishop, C. M. (1999). Probabilistic principal component analysis. *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Statistical Methodology)*, 61(3), 611-622.

[5] Benesty, J., Chen, J., Huang, Y., & Cohen, I. (2009). Pearson correlation coefficient. In *Noise reduction in speech processing* (pp. 1-4). Springer, Berlin, Heidelberg.

[6] Lawrence, I., & Lin, K. (1989). A concordance correlation coefficient to evaluate reproducibility. *Biometrics*, 255-268.

[7] Mukaka, M. M. (2012). A guide to appropriate use of correlation coefficient in medical research. *Malawi medical journal*, 24(3), 69-71.

[8] Phipps, J. B. (1971). Dendrogram topology. *Systematic zoology*, 20(3), 306-308.

[9] Podani, J., & Schmera, D. (2006). On dendrogram-based measures of functional diversity. *Oikos*, 115(1), 179-185.

[10] Lee, H., Kang, H., Chung, M. K., Kim, B. N., & Lee, D. S. (2012). Persistent brain network homology from the perspective of dendrogram. *IEEE transactions on medical imaging*, 31(12), 2267-2277.

[11] Mouchet, M., Guilhaumon, F., Villéger, S., Mason, N. W., Tomasini, J. A., & Mouillot, D. (2008). Towards a consensus for calculating dendrogram-based functional diversity indices. *Oikos*, 117(5), 794-800.

[12] Chen, J., MacEachren, A. M., & Peuquet, D. J. (2009). Constructing overview+ detail dendrogram-matrix views. *IEEE transactions on visualization and computer graphics*, 15(6), 889-896.

[13] Shirazi, Adel, Ziaii, Mansour, Hazarkhani, Ardeshir. (1398). Investigation of the geochemical behavior of copper element by K-means method and its prediction by artificial neural network in Kivi region, Ardabil province. *Journal of Mining Engineering*, 14 (45), 96-112. doi: 10.22034 / ijme.2020.37388

[14] Shirazi, A., Hezarkhani, A., Shirazy, A., & Shahrood, I. R. A. N. (2018). Exploration Geochemistry Data-Application for Cu Anomaly Separation Based On Classical and Modern Statistical Methods in South Khorasan, Iran. *International Journal of Science and Engineering Applications*, 7, 39-44.

[15] Shirazi, A., Shirazy, A., Saki, S., & Hezarkhani, A. (2018). Introducing a software for innovative neuro-fuzzy clustering method named NFCMR. *Global Journal of Computer Sciences: Theory and Research*, 8(2), 62-69.

[16] Shirazi, A., Hezarkhani, A., Shirazy, A., & Shahrood, I. R. A. N. (2018). Remote Sensing Studies for Mapping of Iron Oxide Regions, South of Kerman, IRAN. *International Journal of Science and Engineering Applications*, 7(4), 45-51.

[17] Alahgholi, S., Shirazy, A., & Shirazi, A. (2018). Geostatistical Studies and Anomalous Elements Detection, Bardaskan Area, Iran. *Open Journal of Geology*, 8(7), 697-710.

[18] Shirazi, A., Shirazy, A., & Karami, J. (2018). Remote Sensing to Identify Copper Alterations and Promising Regions, Sarbishe, South Khorasan, Iran. *International Journal of Geology and Earth Sciences*, 4(2), 36-52.

[19] Shirazi, A., Shirazy, A., Saki, S., & Hezarkhani, A. (2018). Geostatistics Studies and Geochemical Modeling Based on Core Data, Sheytoor Iron Deposit, Iran. *Journal of Geological Resource and Engineering*, 6, 124-133.

[20] Khakmardan, S., Shirazi, A., Shirazy, A., & Hosseingholi, H. (2018). Copper Oxide Ore Leaching Ability and Cementation Behavior, Mesgaran Deposit in IRAN. *Open Journal of Geology*, 8(09), 841.

[21] Shirazy, A., Shirazi, A., Ferdossi, M. H., & Ziaii, M. (2019). Geochemical and Geostatistical Studies for Estimating Gold Grade in Tarq Prospect Area by K-Means Clustering Method. *Open Journal of Geology*, 9(6), 306-326.

[22] Yoo, J. C., & Han, T. H. (2009). Fast normalized cross-correlation. *Circuits, systems and signal processing*, 28(6), 819.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



مقایسه الگوریتم‌های آماری و طیفی جهت نقشه‌برداری دگرسانی‌های گرمابی مرتبط با کانی‌زایی با استفاده از سنجنده ASTER در منطقه آتشفشان تفتان

فاطمه آتش پنجه‌خادمی*

دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان

fatemehkhademi92@yahoo.com

مهدی هنرمند

دانشیار، گروه اکولوژی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان

mehonarmand167@gmail.com

رضا حسن زاده

استادیار، گروه اکولوژی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان

hassanzadeh22@yahoo.com

هادی شهریار

استادیار، گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ولی عصر (عج) رفسنجان

shahriarihi@gmail.com

چکیده

منطقه تفتان در جنوب شرقی ایران از نظر زمین‌شناختی در ارتباط با کمربند ماگمایی شمال مکران می‌باشد. زون‌های دگرسانی یک فاکتور مهم در اکتشاف کانسارهایی مانند مس و طلا می‌باشند که در این منطقه پتانسیل نشان می‌دهند. این تحقیق با هدف مقایسه روش‌های پردازش آماری و طیفی برای آشکارسازی دگرسانی‌ها با داده‌های سنجنده ASTER به انجام رسید. طیف استخراج شده از تصویر برای روش‌های پردازش طیفی نقشه بردار زاویه طیفی (SAM) و فیلترگذاری تطبیقی آمیختگی تنظیم شده (MTMF) استفاده گردید. روش آماری آنالیز مولفه اصلی (PCA) نیز مورد استفاده قرار گرفت. برای مقایسه بهتر نتایج از ترکیبات رنگی کاذب و روش نسبت‌گیری باندی استفاده شد. نتایج نشان داد روش‌های طیفی با اتکا به جذب و بازتاب کانی‌های شاخص دقیق‌تر از روش‌های آماری برای بارزسازی دگرسانی‌ها عمل می‌کنند.

کلمات کلیدی: سنجنده ASTER، دگرسانی، تفتان، پردازش طیفی، SAM، MTMF، PCA



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Comparison of statistical and spectral algorithms for mapping hydrothermal alterations related to mineralization using Aster sensor in Taftan volcano area

Fatemeh Atash Panjeh Khademi*

M.Sc. student, Graduate University of Advanced Technology

fatemehkhademi92@yahoo.com

Mehdi Honarmand

Associated professor, Department of Ecology, Institute of Science and High Technology and Environmental Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman

mehonarmand167@gmail.com

Reza Hassan Zadeh

Assistant professor, Department of Ecology, Institute of Science and High Technology and Environmental Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman

hassanzadeh22@yahoo.com

Hadi Shahriari

Assistant professor, Department of mining engineering, Vli-e-Asr University of Rafsanjan, Rafsanjan,

shahriarihi@gmail.com

Abstract

Taftan region in the southeast of Iran is geologically associated to the magmatic belt north of Makran. Alteration zones are an important factor in the exploration of mineral deposits such as copper and gold that display potential in this region. This research was performed with the objective of comparing statistical and spectral processing methods for enhancing alterations using ASTER sensor data. The spectra extracted from the image were used for spectral processing methods of spectral angle mapping and mixture tuned matched filtering. The statistical method of principal component analysis was also used. For better comparison of the results, false color composites and band ratio method were applied. The results showed that spectral methods relying on the absorption and reflection of index minerals are more accurate than statistical methods for enhancing alterations.

Keyword: ASTER sensor, alteration, Taftan, spectral processing, SAM, MTMF, PCA

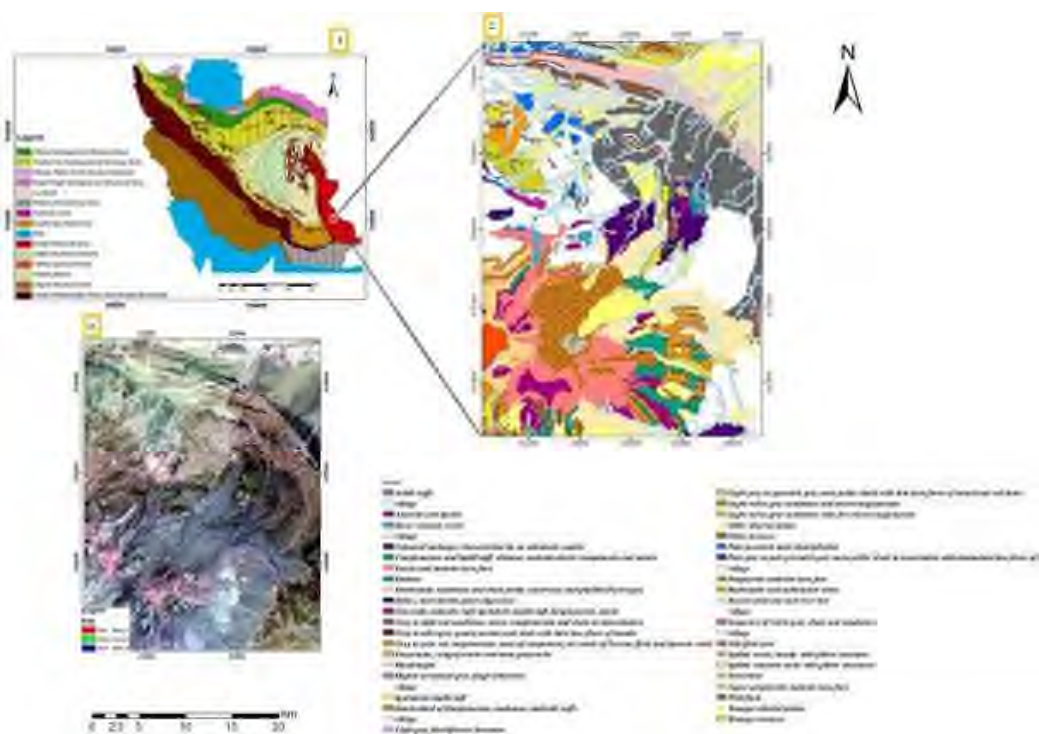


۱. مقدمه

در سالیان اخیر با توجه به پیشرفت علم سنجش از دور، ارتقای سنجنده‌ها و تکنیک‌های پردازش تصویر، اطلاعات مفیدی در مورد کانی‌شناسی، دگرسانی، سنگ‌شناسی و غیره فراهم می‌نماید [۱]. علم سنجش از دور برای اهداف زمین‌شناسی و شناسایی کانسارها مورد استفاده قرار می‌گیرد [۲]. استفاده از داده‌های ماهواره‌ای می‌تواند کمک بسیاری جهت نقشه‌برداری دگرسانی‌های مرتبط با اکتشاف کانسارهای طلا، مس و نقره انجام دهد. در چند سال گذشته، با پیشرفت در افزایش سرعت و ظرفیت پردازش‌های کامپیوتری، تولید نرم‌افزارهای چندمنظوره و طرح‌های متعدد در سنجش از دور سبب ایجاد روش‌های تازه‌ای در پردازش تصاویر ماهواره‌ای شده است. تقسیم بندی‌های متعددی برای روش‌های پردازش تصویر براساس پارامترهای ماهیت روش (آماري و طيفي)، نوع داده مورد استفاده (چندطيفي و ابر طيفي) و يا مرتبط با پيکسل (پيکسل مخلوط و زير پيکسلي) ارائه شده است [۳]. تقسیم‌بندی روش براساس ماهیت آن‌ها به دو دسته آماری و طیفی می‌باشد. در روش‌های آماری بدون استفاده از طیف مرجع تصاویر پردازش می‌شوند و کاربر با توجه به ویژگی‌های تصویر، عوارض مختلف را از تصویر استخراج می‌کند. از روش‌های آماری می‌توان به ترکیب رنگی، نسبت باندی و تحلیل مولفه‌ی اصلی اشاره کرد [۴]. در روش‌های طیفی به طیف مرجع نیاز است که این طیف از تصویر یا کتابخانه‌ی طیفی استخراج می‌شود. هدف از این تحقیق شناسایی دگرسانی‌های گرمابی مرتبط با کانی-زایی در منطقه تفتان با استفاده از تصاویر سنجنده ASTER و مقایسه الگوریتم‌های آماری و طیفی می‌باشد.

۱-۱. زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در ۱۰۰ کیلومتری جنوب‌شرقی شهر زاهدان و ۵۵ کیلومتری شمال خاش قرار دارد. تفتان از نظر تقسیم‌بندی ساختمانی در زون جوش‌خورده سیستان قرار گرفته است و در قاعده آن مجموعه سنگ‌های افیولیتی، فیلیش و سنگ‌های آتشفشانی (بیشتر کرتاسه تا ائوسن) قرار دارند. مطالعات سنگ‌شناسی نشان داده که تفتان، آتشفشانی کلسیمی-قلیایی است و ماگمای آن در نتیجه نیروهای فشارشی و در خلال رخداد تکتونیکی نئوژن حاصل شده است. منطقه مکران با طول حدود ۱۰۰۰ کیلومتر و در روند تقریباً شرقی-غربی از جنوب شرق ایران تا جنوب پاکستان ادامه دارد. این منطقه یکی از مناطق فرورانشی فعال کره زمین در حال حاضر است. این محدوده جز زون نهبندان-خاش (کوه‌های خاور ایران) است. آتشفشان تفتان یک آتشفشان چینه‌ای است که از پایین به بالا شامل سنگ‌های آذرآواری و گدازه‌های داسیتی در زیر، توف و ایگنمبریت در وسط و گدازه‌های آندزیتی در بالاست که در بین آن‌ها آذرآواری‌ها و گدازه‌های داسیتی از همه بیشتر است [۵]. در قسمت شمالی کوه تفتان قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته به طور عمده از آمیزه‌های رنگین، فیلیش‌های ائوسن، واحدهای آندزیتی-داسیتی، شیل و ماسه سنگ تشکیل شده است [۶]. واحدهای سنگی مشاهده شده در قسمت شمالی عمدتاً شامل سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی هستند و بیشتر به صورت استوک و دایک قابل مشاهده می‌باشند [۷]. منطقه‌ی مورد مطالعه در بخش جنوب‌غربی و غرب نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ تفتان قرار گرفته است. شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. طبق این نقشه قدیمی‌ترین واحدهای رخنمون یافته شیل‌های مربوط به کرتاسه بالایی است و در این محدوده بیشتر توف‌های آندزیتی، داسیت، جریان‌های گدازه‌ای آندزیتی مربوط به سنوزوئیک به چشم می‌خورد.



شکل ۱: ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران، ۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، ۳: تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه

۲. مواد و روش‌ها

به منظور انجام این پژوهش از داده‌های LIB سنجنده ASTER ماهواره ترا استفاده و برای افزایش قدرت تفکیک از باند ۱۵ متر نندست ۸ استفاده و برای از بین بردن اثرات جوی تصحیح (FLAASH) به کار برده شد. در ادامه از روش‌های آماری ترکیب رنگی (RGB)، نسبت باندی^۱ (BR) و آنالیز مولفه اصلی^۲ (PCA) و از روش‌های طیفی نقشه‌بردار زاویه طیفی^۳ (SAM) و فیلترگذاری تطبیقی آمیختگی تنظیم شده^۴ (MTMF) استفاده شده است.

۱-۲. ترکیب رنگی: این روش برای دریافت اطلاعات بیش از یک باند جهت تشخیص و تفکیک بهتر عارضه در تصاویر چند باندی به کار میرود. استفاده از این شیوه در تهیه تصاویر رنگی مرکب متداول است که در آن سه باند متفاوت به سه رنگ قرمز، سبز و آبی اختصاص داده می‌شود تا به صورت تصاویر رنگی قابل مشاهده باشند. در این روش میتوان به غیر از استفاده از چند باند طیفی

¹ Band ratio

² Principal Component Analysis (PCA)

³ Spectral Angle Mapper (SAM)

⁴ Mixture Tuned Matched Filtering (MTMF)



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



در یک تصویر رنگی، نتایج روش‌های پردازشی را نیز در یک تصویر رنگی نشان داد [۸]. در این تحقیق از ترکیب رنگی ۴، ۶، ۱ برای بارزسازی دگرسانی‌ها و جهت تفکیک رنگی بهتر بر روی تصویر حاصل از ترکیب رنگی از روش کَشش ناهمبسته استفاده شده است.

۲-۲. نسبت بان‌دی (BR): تصاویر نسبت بان‌دی از تقسیم ارزش رقومی پیکسل‌ها در یک بان‌د طیفی بر مقادیر آن در بان‌دهای دیگر حاصل می‌شوند. در این روش با شناخت خصوصیات طیفی جذبی-انعکاسی کانی هدف، بان‌دهای مناسب دارای بیشترین انعکاس به بان‌د جذب تقسیم می‌شوند. در تصویر حاصل مناطق با ارزش رقومی بیشتر می‌تواند بیانگر مناطق دارای کانی هدف باشد. مزیت اصلی تصاویر نسبت بان‌دی آن است در این تصاویر خصوصیات رنگی یا طیفی تصویر بدون توجه به شرایط نوردهی ناشی از توپوگرافی منطقه منتقل می‌شود [۹]. برای بارزسازی دگرسانی آرژیلیک از نسبت بان‌دی B4/B5، دگرسانی فلیک B7/B6 و برای بارزسازی دگرسانی پروپیلیتیک از نسبت بان‌دی B9/B8 استفاده شد.

۲-۳. آنالیز مؤلفه اصلی (PCA): یک تکنیک آماری چند متغیره است که می‌تواند برای از بین بردن اثرات ناخواسته و کاهش داده‌های اولیه استفاده شود. تبدیل تعدادی از بان‌دهای همبسته به تعداد کمتری از بان‌د ناهمبسته، مؤلفه اصلی نامیده می‌شود [۱۰]. روش تحلیل مؤلفه اصلی به دو صورت تحلیل مؤلفه استاندارد (استفاده از تمام بان‌دها) و تحلیل مؤلفه انتخابی یا روش کروستا وجود دارد که در این حالت از بان‌دهای مناسب با کمترین همبستگی استفاده می‌شود. برای شناسایی دگرسانی فلیک از بان‌دهای ۵، ۶ و ۷ ASTER استفاده شد این محدوده برای شناسایی کانی‌های مسکوویت و ایلیت که شاخص این دگرسانی هستند مناسب است. برای شناسایی دگرسانی آرژیلیک از بان‌دهای ۴، ۵ و ۶ ASTER بان‌دهای محدوده‌ی شناسایی کانی‌های کائولینیت و آلونیت استفاده شد و از بان‌دهای ۷، ۸ و ۹ ASTER نیز برای شناسایی زون پروپیلیتیک استفاده گردید. جدول ۳-۲ نتایج حاصل از تحلیل مؤلفه انتخابی روی بان‌دهای ASTER نشان می‌دهد طبق این جدول و بر اساس میزان بارگذاری و علامت هر بردار ویژه در هر مؤلفه می‌توان مشخص کرد پیکسل موردنظر دارای چه اطلاعات و تن است. در تحلیل مؤلفه‌ی اصلی مؤلفه‌ی اول دارای بیشترین همبستگی بین بان‌دها است. پس معیار ما برای شناسایی، مؤلفه‌ی دوم و سوم است. برای هر سه دگرسانی با توجه به بان‌دهای انتخابی مؤلفه‌ی سوم بهترین مؤلفه از نظر میزان بارگذاری و علامت مخالف برای بان‌دهای جذب و بازتاب است. با توجه به منفی بودن علامت بردار ویژه برای بان‌دهای ۶، ۵ و ۸ در مؤلفه‌ی سوم برای دگرسانی‌های فلیک، رسی و پروپیلیتیک این دگرسانی‌ها به صورت پیکسل روشن در تصویر نمایش داده می‌شوند.

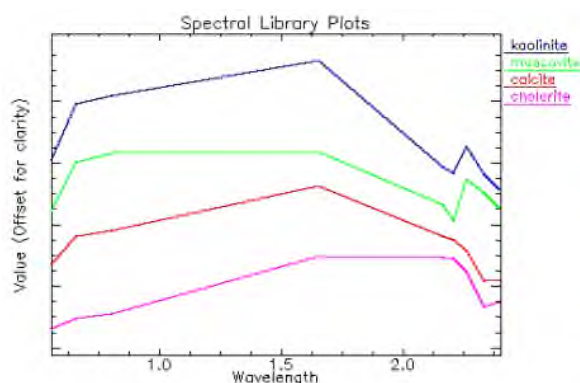
جدول ۱- ماتریس تحلیل مؤلفه‌های اصلی جهت یافته برای فرورسوخ موج نزدیک و کوتاه استر

Input band	Pc1	Pc2	Pc3	کانی‌های دگرسانی Alteration zone
ASTER band5	-۰/۵۰۷۰۶۹	۰/۷۶۸۸۲۹-	۰/۳۸۹۵۹۳	مسکوویت/ ایلیت
ASTER band6	-۰/۵۶۷۵۹۳	-۰/۰۴۲۳۰۲	-۰/۸۲۲۲۲۲	Phyllic zone
ASTER band7	-۰/۶۴۸۶۲۸	۰/۶۳۸۰۵۳	۰/۴۱۴۹۳۳	کائولینیت/ آلونیت



ASTER band4				Argillic zone
ASTER band5	۰.۶۹۷۲۴۳	۰.۷۱۲۴۱۶	۰.۷۹۴۶۵	اپیدوت/کلریت Propylitic zone
ASTER band6	۰.۴۸۳۲۵۲	-۰.۳۸۵۲۷۰	-۰.۷۸۶۱۵۲	
ASTER band7	۰.۵۲۹۴۵۲	-۰.۵۸۶۵۴۱	۰.۶۱۲۹۰۴	
ASTER band8				
ASTER band9	-۰/۶۱۱۲۱۷	-۰/۷۷۴۳۳۶	۰/۱۶۳۷۵۸	
	-۰/۶۰۳۱۸۹	۰/۳۲۱۷۸۳	-۰/۷۲۹۸۰۷	
	-۰/۵۱۲۴۲۱	۰/۵۴۴۸۴۸	۰/۶۶۳۷۵۱	

۲-۴. نقشه‌بردار زاویه طیفی (SAM): این روش براساس میزان تشابه طیف مرجع با طیف تصویر عمل نقشه برداری اهداف تعیین شده با طیف مشخص را انجام می‌دهد. این فرایند از راه محاسبه زاویه طیفی بین طیف مرجع و طیف تصویر انجام می‌شود و خروجی آن بین صفر و یک است. هر قدر زاویه طیفی مرجع و تصویر کمتر باشد تشابه آنها بیشتر و طیف هدف به طیف مرجع نزدیک تر است [۱۱]. در این پژوهش از نمودارهای طیفی کانی‌های دگرسانی شاخص استخراج شده از طیف تصویر استفاده شده است (شکل ۲). برای شناسایی دگرسانی فیلیک از طیف نمونه‌ای کانی مسکوویت استفاده شد جهت شناسایی مناطق دگرسانی آرژیلیک از طیف نمونه‌ای کانی کائولنیت و از طیف نمونه‌ای حاوی کانی‌های کلریت (و مشابه آن کانی کلسیت) جهت شناسایی دگرسانی پروپیلیتیک استفاده گردیده است.



شکل ۲) طیف مرجع کانی مسکوویت (دگرسانی فیلیک)، کانی کائولن (دگرسانی آرژیلیک) و کانی کلریت و کلسیت (دگرسانی پروپیلیتیک) برگرفته از طیف تصویر

۲-۵ فیلترگذاری تطبیقی آمیختگی تنظیم شده (MTMF)

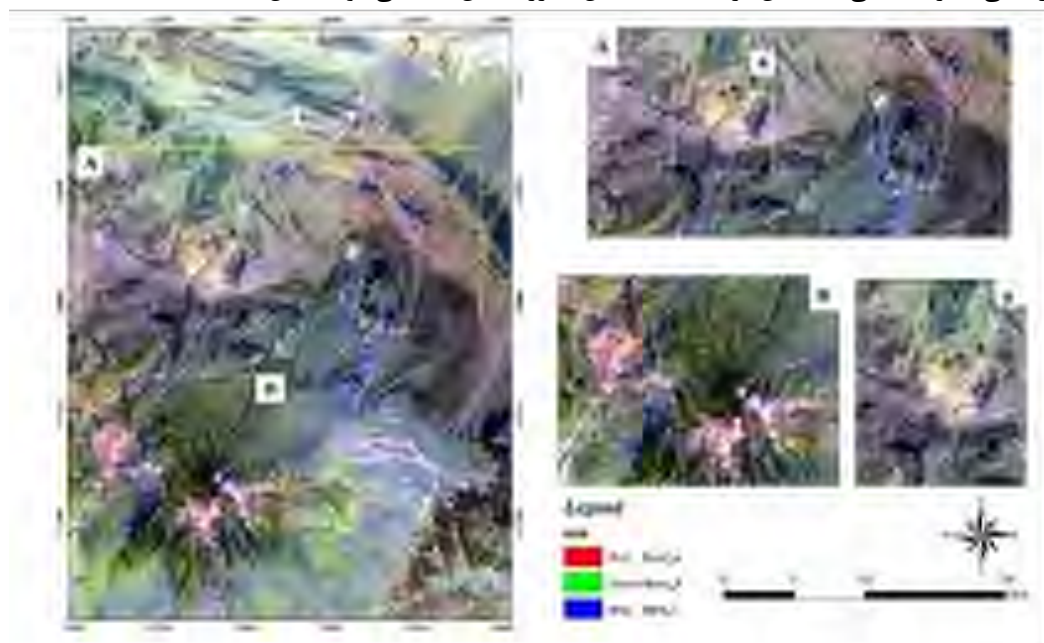
روش MTMF یک روش طبقه‌بندی زیرپیکسلی است که فراوانی هر کدام از اعضای انتهایی معرفی شده را جداگانه محاسبه می‌کند [۱۲]. نتایج حاصل از این روش به صورت دو مجموعه از تصاویر خاکستری شامل تصویر مقادیر فیلترگذاری تطبیقی و



تصاویر عدم امکان ارائه می‌شوند. تصویر حاصل از فیلترگذار تطبیقی ارزش‌های عددی بین ۰ و ۱ را فراهم می‌کند که در آن ارزش‌های بالا حاوی کسری از مولفه هدف و ارزش پایین نشان‌دهنده پس زمینه است [۱۳]. این روش ابزاری سریع جهت شناسایی از طریق انطباق با طیف کانی‌های هدف تصویر یا کتابخانه طیفی است و به داشتن اطلاعات طیفی از کانی‌های هدف درون یک تصویر نیازی ندارد [۱۴]. در این مطالعه برای نقشه‌برداری از زون‌های دگرسانی، از روش MTMF بر روی تصاویر و تبدیل کمترین کسر نوفه (MNF^1) استفاده شده است. اعضای انتهایی با استفاده از شاخص خلوص پیکسل^۲ در محیط چندبعدی استخراج شده‌اند. طیف‌های به دست آمده از روش شاخص خلوص پیکسل متعلق به چهار دسته کانی مسکوویت-ایلیت (معرف دگرسانی فیلیک)، کائولینیت-آلونیت (معرف دگرسانی آرژیلیک) و نیز دو کانی کلریت و کلسیت (معرف دگرسانی پروپیلیتیک) بودند.

۲-۳. نتایج و بحث روی نتایج

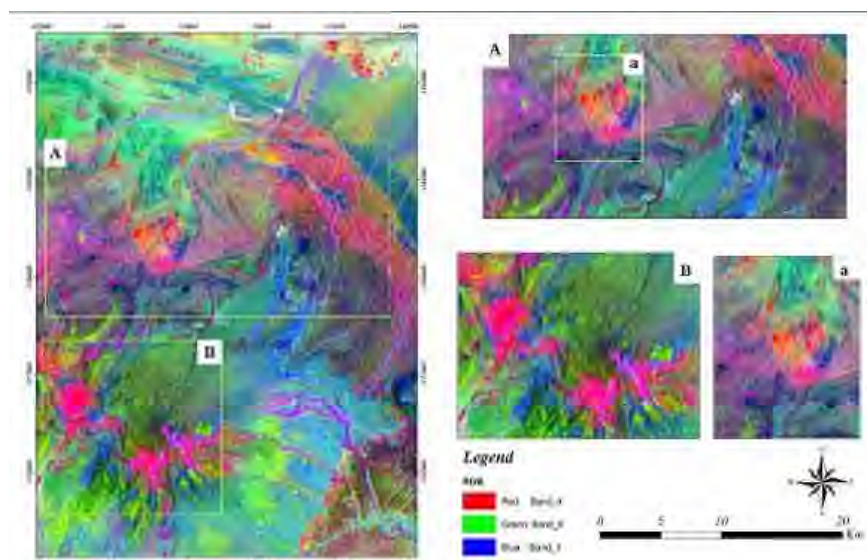
جهت شناسایی دگرسانی‌ها از ترکیب رنگی ۱ ۶ ۴ استفاده شد زیرا ویژگی‌های جذب AL-OH منطبق بر باند ۶ استر، Fe-OH و Mg-OH منطبق بر باند ۸ استر و در باند ۱ بازتاب آن‌ها می‌باشد که در آن دگرسانی‌های رسی به رنگ صورتی و دگرسانی پروپیلیتیک به رنگ سبز نمایان شده‌اند (شکل ۳). جهت تفکیک رنگی بهتر بر روی تصویر حاصل از این ترکیب رنگی از روش کسش ناهمبسته استفاده شده است. مطابق آن مناطق دگرسانی رسی و سرسیتی با رنگ ارغوانی و قرمز و مناطقی که در آن دگرسانی سرسیتی همراه با کانی‌های آهن‌دار هستند متمایل به زرد نشان داده می‌شود (شکل ۴).



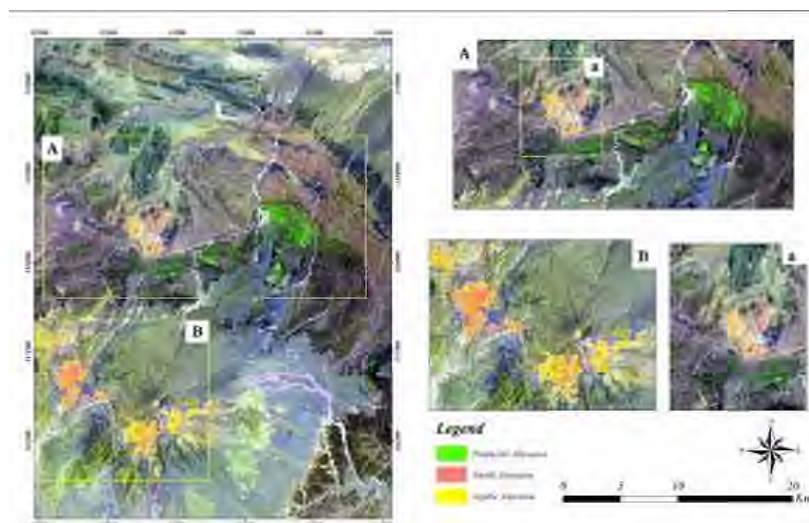
شکل ۳) تصویر ترکیب رنگی ۱ ۶ ۴ که در آن مناطق دگرسانی آرژیلیک و فیلیک صورتی و دگرسانی پروپیلیتیک به رنگ سبز تیره بارزسازی شده است.

¹ Minimum Noise Fraction

² Pixel Purity Index



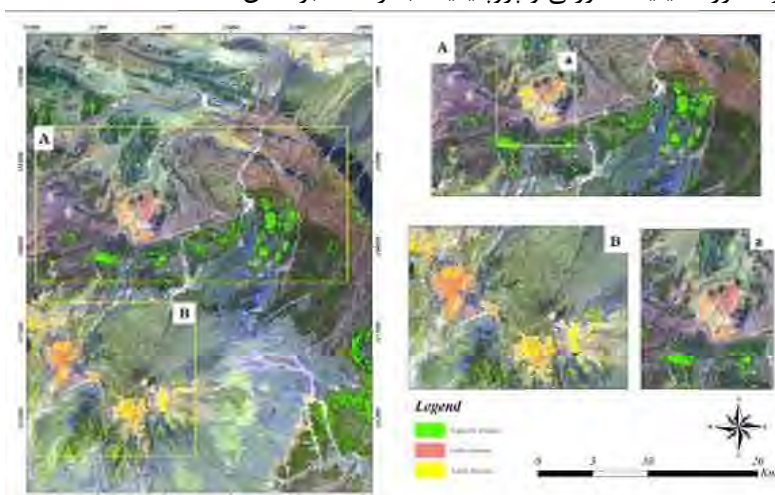
شکل ۴- تصویر حاصل از اعمال روش کشش ناهمبسته بر تصویر ترکیب رنگی ۴۶۱ که در آن مناطق حاوی دگرسانی رسی و سرسیتی به رنگ ارغوانی و قرمز، مناطقی که دگرسانی سرسیتی همراه با کانی‌های آهن دار است متمایل به رنگ زرد بارزسازی شده‌اند. برای بارزسازی دگرسانی آرژبلیک از نسبت باندهی B4/B5، دگرسانی فیلیک B7/B6 و برای بارزسازی دگرسانی پروپیلیتیک از نسبت باندهی B9/B8 و برای نمایش واحدها در کنار یکدیگر، از روش برش چگالی استفاده شد. نتایج حاصل از نسبت باندهی در شکل ۵ آورده شده است. در این شکل دگرسانی آرژبلیک به رنگ زرد، فیلیک صورتی و پروپیلیتیک به رنگ سبز نمایان شد.



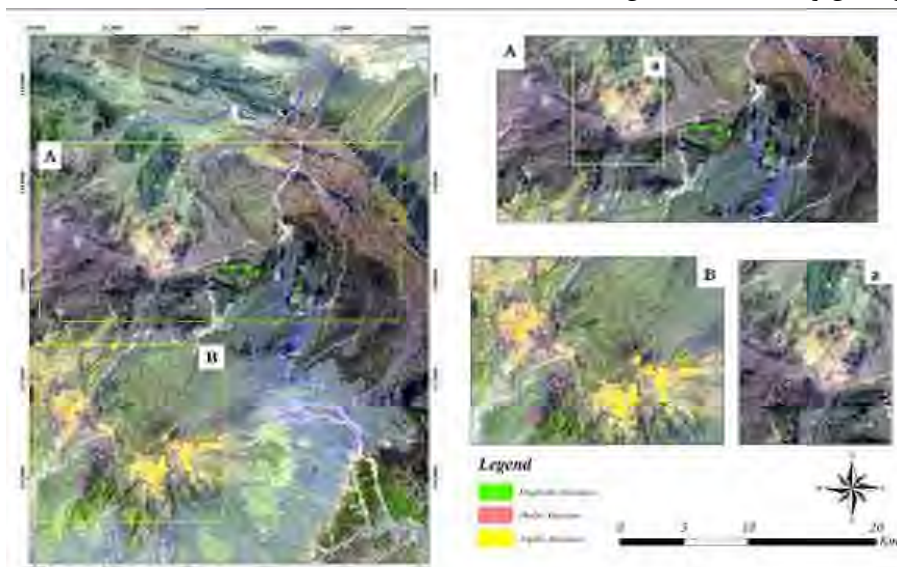
شکل ۵- نتایج حاصل از نسبت باندهی که در آن دگرسانی فیلیک به رنگ صورتی، آرژبلیک به رنگ زرد و پروپیلیتیک به رنگ سبز نشان داده شده است.



در روش آنالیز مولفه‌ی اصلی به منظور شناسایی دگرسانی آرژلیک از سه باند ۴۵۶ استر (شناسایی کانی‌های کائولینیت و آلونیت)، برای شناسایی دگرسانی فیلیک از باندهای ۵۶۷ (شناسایی کانی‌های مسکویت و ایلیت) و برای شناسایی دگرسانی پروپلیتیک از باندهای ۷۸۹ (حضور کانی‌های کلریت و اپیدوت) استفاده شده است. در شکل ۶ تصویر حاصل از نتایج آنالیز مولفه‌ی اصلی که در آن دگرسانی آرژلیک به رنگ زرد، فیلیک صورتی و پروپلیتیک به رنگ سبز نشان داده شده است.



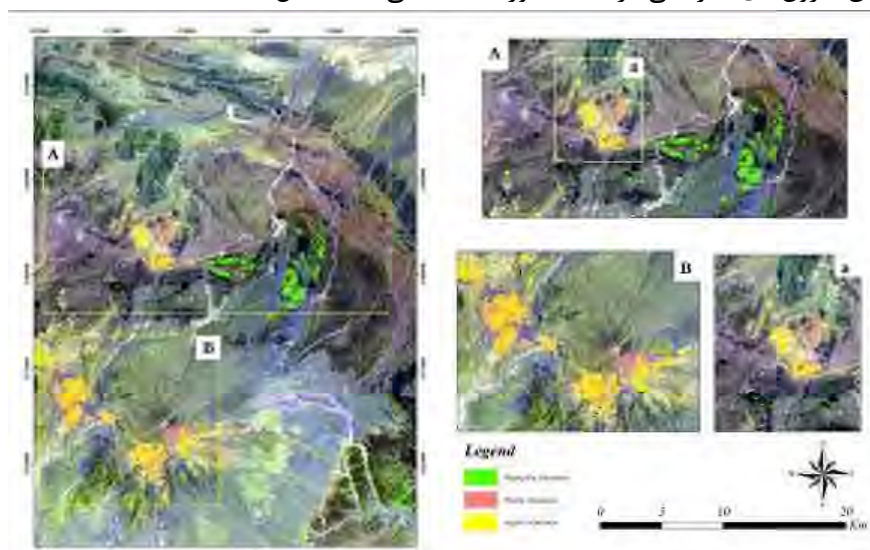
شکل ۶- نتایج حاصل از آنالیز مولفه‌ی اصلی که در آن دگرسانی فیلیک به رنگ صورتی، آرژلیک به رنگ زرد و پروپلیتیک به رنگ سبز نمایش داده شده‌اند. از روش نقشه‌بردار زاویه طیفی برای بارسازی دگرسانی‌های منطقه استفاده شد. برای انجام این روش از طیف‌های استخراج شده از تصویر استفاده شده است. در شکل ۷ نتایج حاصل از این روش آورده شده است. طبق تصویر بیشترین دگرسانی فیلیک و آرژلیک در دهانه آتش فشان تفتان و منطقه سیاه جنگل مشاهده شد.



شکل ۷- نتایج حاصل از نقشه بردار زاویه طیفی که در آن دگرسانی آرژلیک به رنگ زرد، فیلیک صورتی و پروپلیتیک به رنگ سبز نشان داده شده‌اند.



در روش MTMF از طیف‌های استخراج شده از تصویر برای شناسایی دگرسانی‌ها استفاده شد. نتایج حاصل از این روش نشان داد نواحی بارز شده منطبق با زون‌های دگرسانی در منطقه مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۸).



شکل ۸- نتایج حاصل از روش MTMF که در آن دگرسانی آرژیلیک به رنگ زرد، فیلیک به رنگ صورتی و پروپیلیتیک به رنگ سبز نشان داده شده است.

۳. نتیجه‌گیری

با استفاده از روش‌های پردازشی مختلف مناطق دگرسانی مشخص شدند. بر اساس مطالعات صحرائی، نتایج حاصل از روش‌های طیفی منطقه مورد مطالعه دقیق‌تر از روش‌های آماری بوده است. در روش‌های طیفی نیز در روش SAM فراوانی مناطق دگرسانی فیلیک و آرژیلیک کمتر است و نتایج حاصل از روش MTMF مناطق دارای دگرسانی را بهتر از روش SAM بارز کرده است. نتایج نشان داد روش MTMF یکی از روش‌هایی است که برای شناسایی دقیق دگرسانی‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. این دگرسانی‌ها انطباق خوبی با کانی‌زایی گرمایی و رگه‌های حاوی مواد فلزی مس و عناصر همراه دارد. همچنین آنومالی‌های طلای شناخته شده در منطقه از جمله سیاه‌جنگل انطباق خوبی با این مناطق دارند.

منابع

- [1] Abdelsalam, M.G., Stern, R. J. and Berhane, W.G., 2000. Mapping gossans in arid regions with Landsat TM and SIR-C images, the Beddaho Alteration Zone in northern Eritrea: *Journal of African Earth Sciences*, v. 30(4), p. 903–916.
- [2] Gad, S. and Kusky, T., 2006. Lithological mapping in the Eastern Desert of Egypt, the Barramiya area, using Landsat thematic mapper (TM): *Journal of African Earth Sciences*, v. 44, p.196–202.
- [3] S. Asadzadeh and C. R. de Souza Filho, A review on spectral processing methods for geological remote sensing, *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.*, 2016, vol. 47, pp. 69–90.

[۴] حسینجانی‌زاده م، ارزیابی ارتباط دگرسانی و کانه‌زایی با استفاده از تحلیل طیفی و پردازش داده‌های ماهواره‌ای چند طیفی و ابرطیفی، بخش میانی کمر بند دهج ساردوئیه، کرمان. پایان‌نامه دکتري در رشته ی زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، ۱۳۹۲.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



- [۵] آقابات‌ی علی، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۶] عزیزی هانه، گرمه خ، دگرسانی گرمابی و کانی‌زایی طلا در منطقه سرکه‌نو واقع در جنوب زاهدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه سیستان و بلوچستان، ۱۳۹۰.
- [۷] مختاری، زهرا، بومری، محمد، باقری، ساسان، ۱۳۹۳، بررسی کانی‌زایی طلا و مس‌پوروفیری با استفاده از شواهد پتروگرافی و دگرسانی در منطقه سیاه‌جنگل، شمال کوه تفتان جنوب شرق ایران، ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، شهریور ماه ۱۳۹۳.
- [8] R. P. Gupta, Remote sensing geology. Springer, 2017, p 330.
- [9] M. M. Abdeen, A. K. Thurmond, M. G. Abdelsalam, and R. J. Stern, Application of ASTER band-ratio images for geological mapping in arid regions: the neoproterozoic Allaqi Suture, Egypt, in Proceedings of GSA 2001 Annual Meeting. Boston, 2001.
- [۱۰] صفرزاده، محدثه، نقشه برداری دگرسانی‌های گرمابی و اکسید آهن شمال شهرستان بم با پردازش تصاویر سنجنده‌ی استر، همایش ملی زمین‌شناسی اقتصادی ۱۳۹۷.
- [11] F. A. Kruse et al., The spectral image processing system (SIPS)—interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data, Remote Sens. Environ., 1993. vol. 44, no. 2–3, pp. 145–163.
- [12] S. Asadzadeh and C. R. de Souza Filho, A review on spectral processing methods for geological remote sensing, Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf., 2016, vol. 47, pp. 69–90.
- [13] Zadeh M. H., Tangestani M. H, Roldan F. V., and Yusta. I, 2014, Sub-pixel mineral mapping of a porphyry copper belt using EO-1 Hyperion data, Adv. Sp. Res., vol. 53, no. 3, pp. 440–451.
- [14] Hosseinjani M, Tangestani M, 2011, Mapping alteration minerals using subpixel unmixing of ASTER data in the Sarduiyeh area SE Kerman, Iran, International Journal of Digital Earth, 487-504.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



جداسازی آنومالی های ژئوشیمیایی جهت اکتشاف مس و عناصر همراه بر اساس مدلسازی فرکتالی عیار- تعداد در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه رود، آذربایجان شرقی

مرجان جبلی*

دکتر، باشگاه پژوهشگران جوان و نخبگان، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران *

Jebeli_marjan@yahoo.com*

پیمان افضل

دانشیار بخش مهندسی نفت و معدن، واحد تهران جنوب، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

۳. عضو هیات مدیره انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران، ایران

P_afzal@azad.ac.ir

سید رضا مهرنیا

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

srmehrnia@yahoo.com

چکیده

جداسازی آنومالی های ژئوشیمیایی نقش مهمی در اکتشافات مواد معدنی دارد. هدف از این پژوهش، جداسازی عنصر مس، مولیبدن، سرب و روی در برگه سیه رود با استفاده از روش فرکتالی عیار-تعداد بر روی رسوبات آبراهه‌ای در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه رود، استان آذربایجان شرقی می‌باشد. آنومالی این عناصر با روش فرکتالی عیار-تعداد ترسیم و طبقه بندی شد که نتایج حاصل از آن شامل پنج جامعه آماری برای عنصر مس می‌باشد. بر این اساس آنومالی های بسیار شدید عناصر مشخص شدند که برای عنصر مس (ppm) ۱۷۷، عنصر مولیبدن (ppm) ۴۱، عنصر سرب (ppm) ۹۵ و آنومالی شدید عنصر روی (ppm) ۷۹۴ مشخص گردید. بررسی های انجام شده و انطباق آنومالی این عناصر با سنگ شناسی منطقه نشان داد که آنومالی این عناصر در بخش‌های غرب، شرق و جنوب شرق برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه رود در عمدتاً در واحدهای گرانیت، میکرودیوریت، آندزیت، آهک و ماسه سنگ قرار گرفته است.

کلید واژه‌ها: آنومالی های ژئوشیمیایی، مدلسازی عیار-تعداد، رسوبات آبراهه‌ای، سیه رود.



بیست و سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبانماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Separation of geochemical anomalies in prospecting of copper and related elements using the Concentration- Number fractal model in the Siyah Rud 1:100,000 sheet, NW Iran

Marjan Jebeli*

Ph.D. Young Researchers and Elite Club, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran
Jebeli_marjan@yahoo.com

-

, Peyman Afzal

Associate professor, Department of Petroleum and Mining Engineering, South Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Member of the Board of Director of the Iranian Geological Society, Thran, Iran
P_afzal@azad.ac.ir

Seyed Reza Mehrnia

Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran
srmehrnia@yahoo.com

Abstract

The separation of geochemical anomalies has an important role in mineral exploration. The aim of this research is separation of Cu, Mo, Pb and Zn anomalies from the background using the Concentration- Number (C- N) fractal modeling based on stream sediments in the Siyah Rud 1:100000 sheet, East Azarbaeijan. Results obtained by the represent that Cu was situated in a Statistical community 5 was modelled and classified by the C-N fractal modeling for determination of the Elements anomalies. There are three classes for geochemical anomalies. High major anomaly for Cu 177(ppm), Mo 41 (ppm), Pb 95(ppm) and major anomaly for Zn 794 (ppm). The anomalies of these elements were correlated with lithogeochemical data and show are located in the Western, Eastern and SE part of the Siyah Rud 1:100000 sheet within granite, microdiorite, andesite limestone and sandstone unit.

Keywords: Concentration-number (C-N) Fractal modeling, Stream sediments, Siyah Rud.



مقدمه

در گذشته از روش‌های آمار کلاسیک جهت رسیدن به این هدف استفاده شده است که بر مبنای کمیت‌های میانگین و انحراف معیار بوده است. در حال حاضر برای جداسازی و تشخیص مناطق آنومال روش‌های آماری مختلفی شکل گرفته است که یکی از این روش‌ها روش هندسه فرکتال می‌باشد. مهم‌ترین بحث در تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی تعیین حد زمینه برای هر عنصر در منطقه مورد مطالعه و جدا کردن زمینه از آنومالی‌های عنصر مربوطه است [10], [8], [7]. با توجه به عدم توانایی روش‌های آمار کلاسیک، از هندسه فرکتال به صورت وسیعی در اکتشافات ژئوشیمیایی [5], [2] استفاده می‌گردد. مدل‌های فرکتالی را به عنوان روشی مهم در بررسی وضعیت فرایندهای طبیعی از جمله زمین‌شناختی مطرح شد [11]. روش‌های فرکتالی به دلایل شکل‌هندسی آنومالی‌ها و همچنین توزیع فضایی داده‌ها و استفاده از تمامی داده‌ها در روند محاسبات دارای کاربرد فراوانی در مطالعات سطحی زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی است. به طور کلی داده‌های ژئوشیمیایی رفتار مولتی فرکتالی را از خود نشان می‌دهند که بیان‌کننده تغییرات زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی، آلتراسیون، کانی‌سازی و در پی آن مراحل غنی‌شدگی یک عنصر است. در نهایت با تطابق نتایج آنومالی‌ها با داده‌ها و نقشه زمین‌شناسی صحت این مدل‌سازی مورد تأیید قرار می‌گیرد. خودتشابهی، یعنی اجزای تشکیل‌دهنده یک جسم، به شکل خود آن هستند، ولی در مقیاسی بسیار کوچک‌تر [2]. همچنین تجزیه و تحلیل فاکتوری یکی از روش‌های تجزیه و تحلیل چند متغیره است که به طور گسترده‌ای در اکتشافات ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای به منظور شناسایی مناطق و نواحی امید بخش کانی‌سازی استفاده می‌شود [14], [6], [12]. هدف از این پژوهش، تعیین نواحی امیدبخش مس، مولیبدن، سرب و روی توسط روش فرکتالی - عیار تعداد بر پایه داده‌های برداشت شده از رسوبات آبراهه‌ای در برکه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه رود در استان آذربایجان شرقی می‌باشد. در این پژوهش بعد از بررسی‌های تک و دو متغیره روی داده‌های حاصل از ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای، مطالعات ژئوشیمیایی به دو صورت تک‌عنصری برای عناصر هدف شامل Zn, Pb, Mo, Cu انجام شد، سپس مدل‌سازی مولتی فرکتالی به روش IDW - عیار - تعداد روی داده‌ها صورت پذیرفت.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد بررسی در پهنه رسوبی - ساختاری ایران مرکزی قرار دارد [1] (شکل ۱). سنگ‌های پیش از کرتاسه، کهن‌ترین واحد سنگی ورقه سیه رود می‌باشند که شامل مجموعه سنگهای دگرگونه‌ای که تنها در شمال خاور منطقه رخنمون دارد. سنگهای دگرگونه این منطقه در بردارنده لایه‌های متناوب میکاشیست، توف، متاندزیت، کالک شپیست و آمفیبولیت می‌باشد. نهشته‌های مربوط به پالئوسن در این ورقه از گسترش چندانی برخوردار نبوده و بیشتر رخنمون‌های آن در نواحی مرکزی و جنوب باختری گسترش دارد. به طور مشخص دو نوع رخساره ائوسن در برکه سیه رود گسترش دارد. رخساره‌های رسوبی عمدتاً در نواحی شمالی و جنوب باختر گسترش دارد، در حالیکه رخساره‌های آتشفشانی در نواحی مرکزی و خاوری منطقه برونزد دارند. دو رخساره مربوط به زمان اولیگوسن در منطقه مورد مطالعه از گسترش زیادی برخوردار است. یکی نهشته‌های رسوبی و سنگهای آتشفشانی که مربوط است به یک ترادف رسوبی متشکل از شیل، مارن و ماسه سنگ که عمده‌ترین واحد تشکیل‌دهنده آن مارن و شیل است و دیگری رخنمون سنگ‌های آتشفشانی مربوط به اولیگوسن است که این رخساره شامل سنگ‌های داسیتی تا آندزیتی است. نهشته‌های مربوط به زمان میوسن در نیمه شمالی ورقه گسترش داشته و از یک رخساره کنگلومرایی تشکیل شده است. جوانترین رخساره میوسن، مربوط به لایه‌های ماسه سنگی و کنگلومرای سبز تا خاکستری رنگ است. در زمان پلیوسن بعلافت فعالیت‌های گسترده و فراوان آتشفشانی، نهشته‌های مربوط به این دوره غالباً با منشا ولکانوژنیک و یا ولکانیکی - رسوبی و دارای میان لایه‌های سیلتی و مارن خاکستری است. در بخش‌های بالایی پلیوسن، بصورت محلی فعالیت‌های گدازه‌ای آذر آواری بصورت



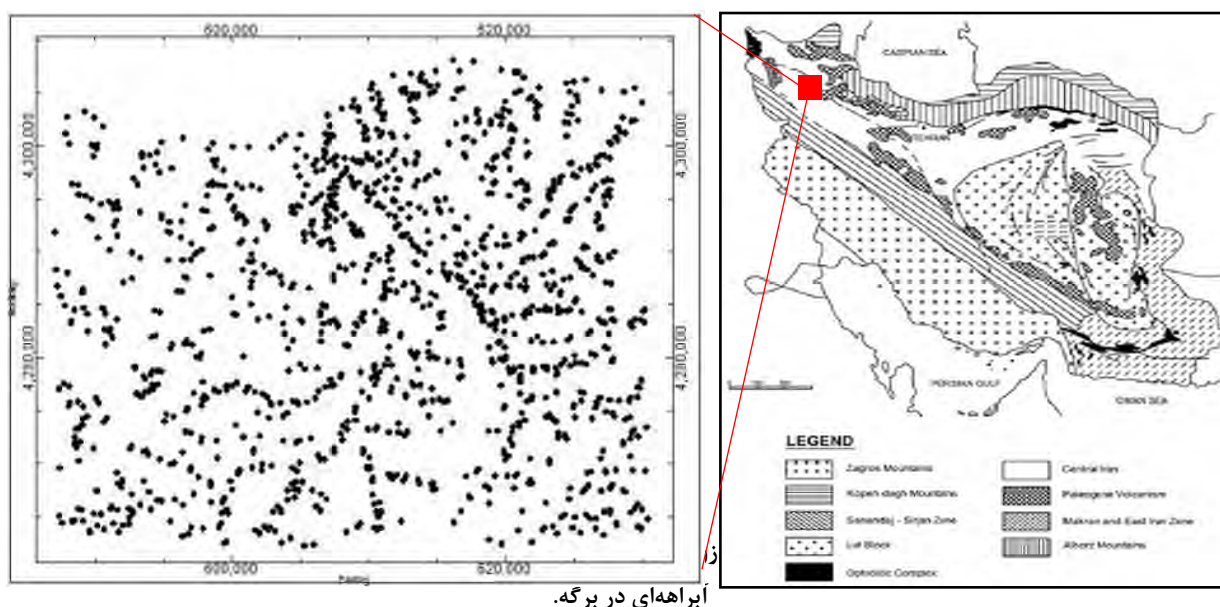
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



گسترده و فراوان اتفاق افتاده است. گسترش عمده واحدهای پلیوسن دربخشهای خاوری و جنوبی منطقه است. در همین نواحی و نواحی مرکزی فعالیت ماگمایی به صورت گندهای آتشفشانی و گدازه ای آتشفشانی ظاهر شده است. ترکیب این سنگهای آتشفشانی از داسیت تا تراکی آندزیت متغیر است. رخنمونهای مربوط به فعالیت آتشفشانی کواترنر در ورقه سیه رود بیشتر در نواحی مرکزی و خاوری منطقه مشاهده می شود. ترکیب عمومی این سنگ ها آندزیتی تا بازالتی است. رسوبات آبرفتی مربوط به دشتها و مخروط افکنه ها بصورت محدود گسترش دارد. این ته نشست ها عمدتا از سیلت، ماسه، قلوه سنگ، رس و به ندرت عدسی های گچی تشکیل شده است. به طور محلی در بعضی نقاط این واحدهای تخریبی توسط آبهای آهک دار، سیمانی و سخت شده اند. پادگانهای رودخانه ای قدیمی و جوان از سیلت، مارن و سیلت تشکیل شده و در حواشی رود ارس گسترش دارد. آبرفتهای بستر رودخانه متشکل از شن، ماسه، سیلت و گاه قلوه سنگ است [3],[4].



روش تحقیق

در این پژوهش از ۱۲۳۲ نمونه رسوب آبراههای (شکل ۱)، تحت آنالیز ۳۴ عنصری با روش (ICP-OES) توسط سازمان زمین‌شناسی ایران قرار گرفت و از بین آنها عنصری که دارای اهمیت بیشتری از دیدگاه کانه زایی در منطقه بودند، مورد مطالعه قرار گرفت. در ابتدا از نرم افزار PASW Statistics v.18 جهت محاسبه پارامترهای آماری استفاده شد. در مرحله بعدی، روش فرکتالی-عیار-تعداد برای عناصر مذکور مورد استفاده قرار گرفت. سپس با استفاده از نرم افزار Rockworks، نقشه‌های توزیع عنصری برای عنصر پراهمیت مس، مولیبدن، سرب و روی ترسیم شد. با توجه به عناصر مورد مطالعه می‌توان به خوبی میانگین، میانه، انحراف معیار، واریانس، مینیمم و ماکسیمم آنها را به خوبی بررسی نمود (جدول ۱). با مطالعه هیستوگرامها می‌توان مشاهده نمود که عناصر مورد بررسی دارای توزیع لاگ غیرنرمال بوده و نیز میانه به عنوان حد آستانه‌ای عناصر می‌باشد (شکل ۲).



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

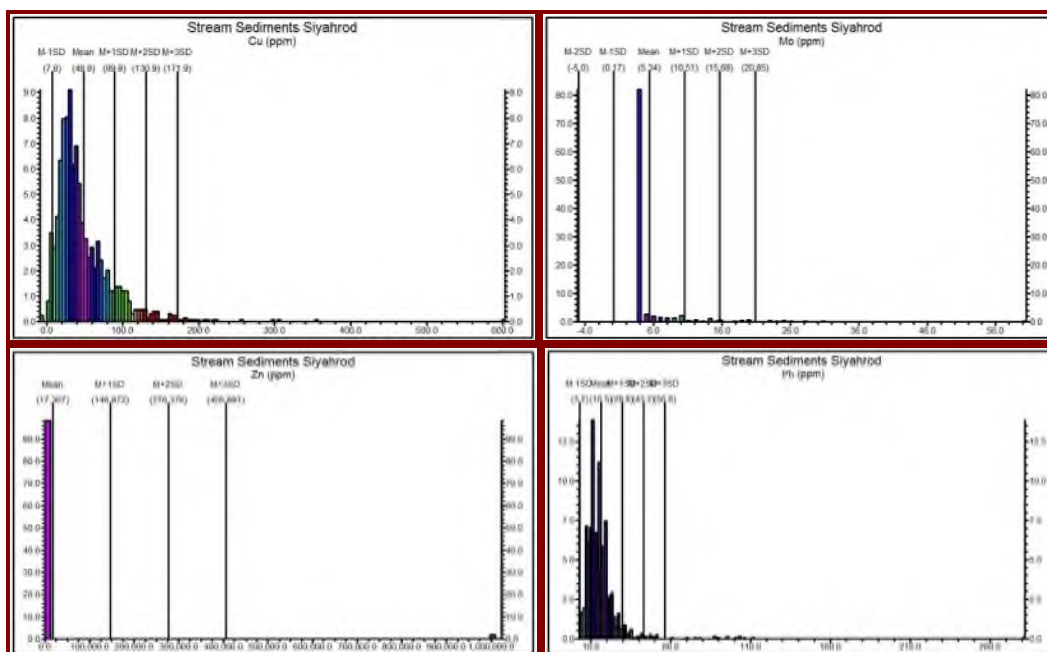
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



جدول ۱- داده‌های آماری پارامترهای خام عناصر Cu, Mn, Pb, Zn

Statistical parameters	Cu (ppm)	Mo (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)
Mean	48.80	5.342	16.52	173
Median	37	3.75	14	288
Standard deviation	41.03	5.169	13.35	129
Variance	1683.7	26.71	178.48	1677
Minimum	0	0	3.75	16
Maximum	602.3	60.13	281.63	1010

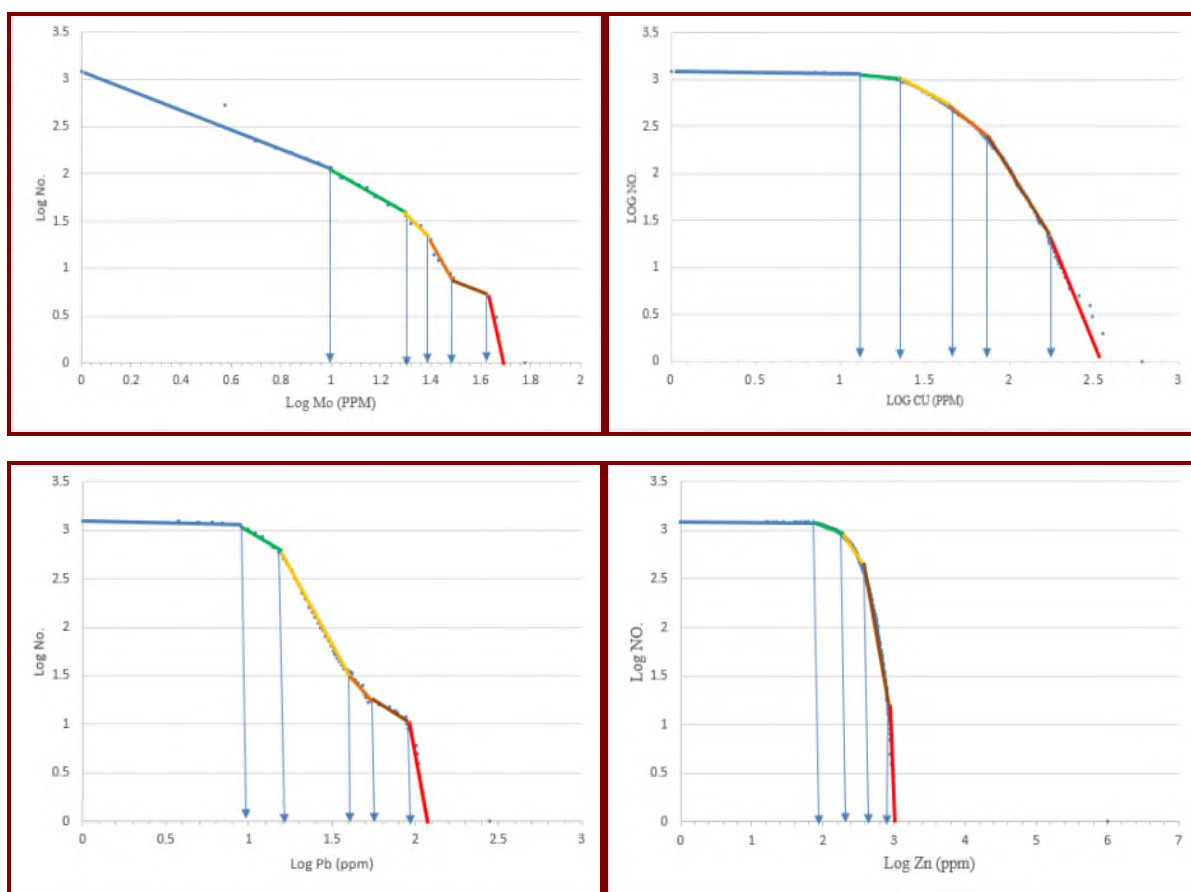
در مدل‌سازی‌های فرکتالی جهت به دست آوردن حدود آنومالی ژئوشیمیایی سنگ میزبان و زون‌های مختلف حاوی عنصر لیتیم، از نمودارهای لگاریتمی استفاده شد. پس از مرتب‌سازی داده‌ها (عناصر و ترکیب امتیازات فاکتوری) از زیاد به کم و تعیین فراوانی هر عیار، نمودار تمام لگاریتمی فراوانی تجمعی تعداد در مقابل عیار و نقشه برای عناصر مورد مطالعه در برگه سیاه رود رسم گردید (شکل ۳) و با برازش خط‌های مستقیم به سری نقاط و با به دست آوردن نقاط شکست این خطوط، حدود آستانه‌ای برای عناصر مورد نظر تعیین گردید که نتایج آن‌ها برای هر عنصر در برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ سیاه رود، در (جدول ۲) آورده شده است. شیب خطوطی که در بخش‌های مختلف نمودار حاصل می‌شود حاکی از بعد فرکتالی می‌باشد. با استفاده از حدود آستانه‌ای به دست آمده به راحتی می‌توان آنومالی‌های شدید را در مدل توزیع عیار مشخص و از یکدیگر متمایز نمود. همانطور که مشاهده می‌شود.



شکل ۲- هیستوگرام‌های فراوانی داده‌های مس، مولیبدن، سرب و روی در برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ سیاه رود



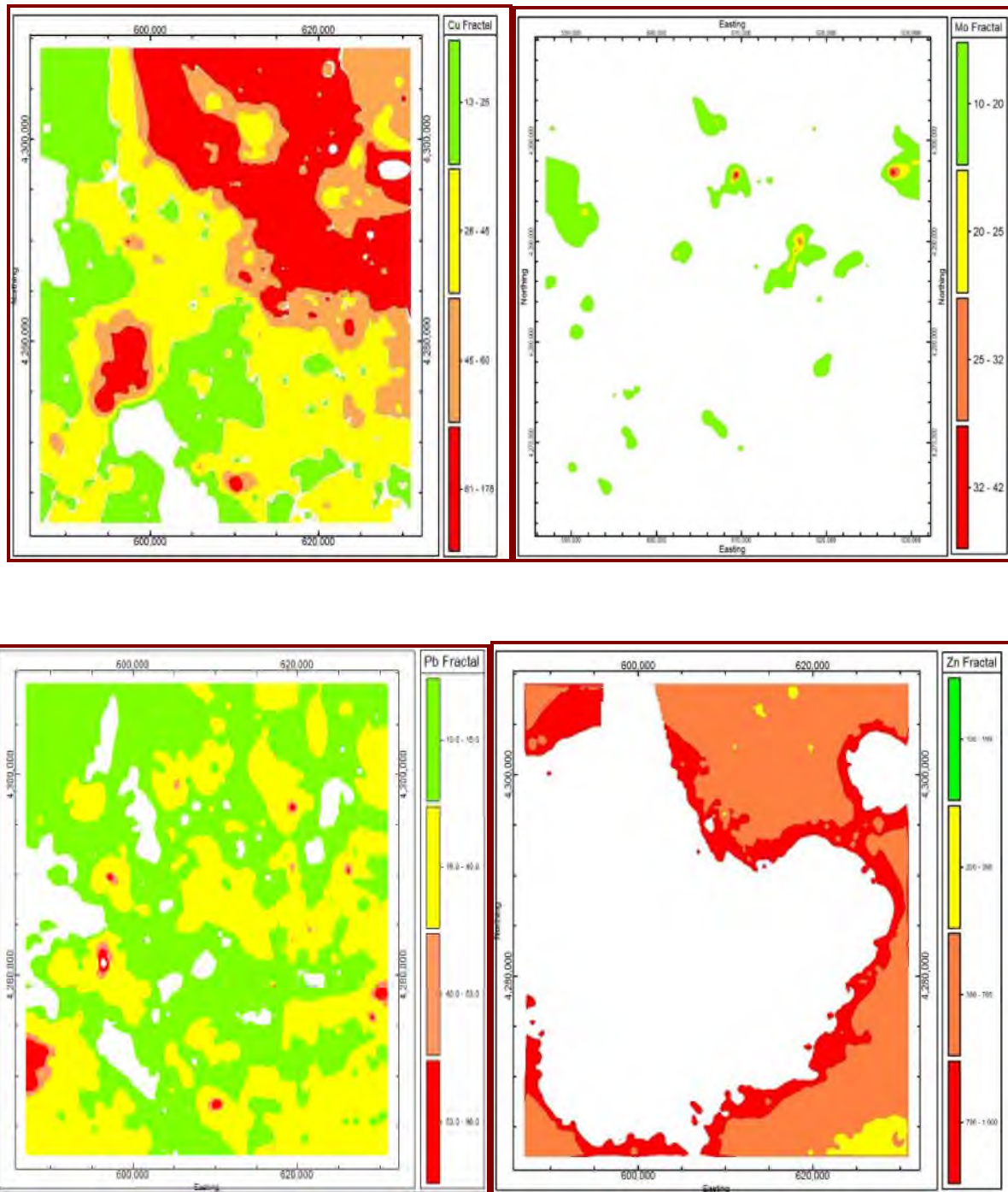
بر اساس شکل (۳) و جدول (۲)، در می‌یابیم که روش فرکتالی عیار- تعداد برای عنصر مس، پنج حد آستانه ای و شش جامعه عیاری مشخص کرده است. زمینه زیر 12.5892 ppm. از 12.5892 تا 25.1188 ppm آنومالی ضعیف، از 25.1188 تا 44.6683 ppm آنومالی متوسط، از 44.6683 تا 60.2559 ppm آنومالی شدید و 60.2559 تا 177.8279 ppm آنومالی بسیار شدید می‌باشد. همچنین برای عنصر مولیبدن، پنج حد آستانه ای و شش جامعه عیاری مشخص کرده است. زمینه زیر 10 ppm از 10 تا 19.952 ppm آنومالی ضعیف، از 19.952 تا 25.118 ppm آنومالی متوسط، از 25.118 تا 31.622 ppm آنومالی شدید و 31.622 تا 41.686 ppm آنومالی بسیار شدید می‌باشد. و برای عنصر سرب، پنج حد آستانه ای و شش جامعه عیاری مشخص کرده است. زمینه زیر 10 ppm، از 10 تا 15.848 ppm آنومالی ضعیف، از 15.848 تا 39.81 ppm آنومالی متوسط، از 39.81 تا 52.48 ppm آنومالی شدید و از 52.48 تا 95.499 ppm آنومالی بسیار شدید می‌باشد و برای عنصر روی، چهار حد آستانه ای و پنج جامعه عیاری مشخص کرده است. زمینه زیر 100 ppm، از 100 تا 199.52 ppm آنومالی ضعیف، از 199.52 تا 398.107 ppm آنومالی متوسط، از 398.107 تا 794.328 ppm آنومالی شدید می‌باشد.



شکل ۳- نمودارهای عیار- تعداد برای عناصر Cu, Mo, Pb, Zn بر حسب (ppm)



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۴- نقشه امتیازات فاکتوری برای عناصر مس، مولیبدن، سرب و روی در برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ سیه رود



جدول ۲- حدود آستانه ای عناصر مس، مولیبدن، سرب و روی بر اساس روش فرکتالی عیار - تعداد در برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ سیه رود

عنصر (ppm)	حد آستانه	آنومالی ضعیف	آنومالی متوسط	آنومالی شدید	آنومالی بسیار شدید
Cu (ppm)	12.5892	25.1188	44.6683	60.2559	177.8279
Mo (ppm)	10	19.952	25.118	31.622	41.686
Pb (ppm)	10	15.848	39.81	52.48	95.499
Zn (ppm)	100	199.52	398.107	794.328	-

نتایج حاصل از تحقیق

هدف از این پژوهش، جداسازی عنصر مس و عناصر همراه آن در برگه سیه رود با استفاده از روش فرکتالی عیار- تعداد بر روی رسوبات آبراهه‌ای می‌باشد. بر اساس مدل فرکتالی عیار- تعداد چندین جامعه ژئوشیمیایی برای عناصر مس، مولیبدن، سرب و روی قابل مشاهده است که با ساختارهای زمین‌شناسی منطقه از قبیل واحدهای سنگ‌شناسی، گسل‌ها و دگرسانی‌ها در ارتباط هستند (شکل ۴). نتایج آنومالی مس با روش فرکتالی عیار- تعداد ترسیم و طبقه‌بندی شد که شامل پنج حد آستانه ای و شش جامعه عیاری دارای آنومالی شیمیایی می‌باشد. آنومالی اصلی آن بیش از ۱۷۷٫۸۲ ppm می‌باشد و بیشترین تمرکز آن در قسمت‌های شمال، شمال شرقی و بخشی از جنوب غربی محدوده مورد مطالعه دیده می‌شود. پس از تطبیق نتایج حاصله با واحدهای زمین‌شناسی می‌توان اظهار داشت که حضور عنصر مس عمدتاً در واحدهای گرانیت، میکرودیوریت، آندزیت، آهک و ماسه سنگ‌ها رخ داده است. با توجه به نقشه زمین‌شناسی سیه رود و انطباق آن با نقشه‌های بی‌هنجاری عیار- تعداد، می‌توان گفت که بیشترین بی‌هنجاریهای عناصر مس، مولیبدن، سرب و روی منطبق بر واحدهای آذرین، دگرسانی‌های مربوط به آنها و گسل‌های عملکردده است. به سبب عملکرد محلول‌های هیدروترمال در سنگهای آذرین نفوذی با سن الیگوسن که در قسمت شمال شرق منطقه واقع شده اند و همچنین سنگ‌های آتشفشانی در بخش‌های مرکزی، سنگهای مورد نظر دگرسان شده و رگه‌های کوارتزی و زون‌های کانی‌سازی در آنها ساخته شده است. علاوه بر این، بیشترین نشانه‌های معدنی شناسایی شده در برگه سیه رود نیز بر مناطق بی‌هنجاری‌های ذکر شده انطباق دارد. این موارد بیانگر تأیید بی‌هنجاری‌های عناصر مذکور به وسیله شواهد زمین‌شناسی نیز است.

سپاس‌گزاری

پژوهش حاضر با همکاری سازمان زمین‌شناسی ایران به انجام رسیده است.

منابع

- [1] آقاناتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [2] جبلی، م.، افضل، پ.، پورکرمانی، م.، جعفری راد، ع. ر.، (۱۳۹۶)، " تعیین مدل توصیفی کانسار مس کوشک بهرام (ایران مرکزی) با



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



- استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی، پتروگرافی، کانه‌نگاری و میکروترمومتري"، رساله دکتری، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال.
- [3] علوی، ح.، ۱۳۷۱. گزارش زمین‌شناسی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ سیه رود، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [4] مهرپرتو، نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سیه رود، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۶.
- [5] Afzal, P., Mirzaei, M., Yousefi, M., Adib, A., Khalajmasoumi, M., Zia Zarifi, A., Foster, P., Yasrebi, A.B., 2016. "Delineation of geochemical anomalies based on stream sediment data utilizing fractal modeling and staged factor analysis", *Journal of African Earth Sciences*, 119, p. 139-149.
- [6] Borovec, Z., 1996. "Evaluation of the concentrations of trace elements in stream sediments by factor and cluster analysis and the sequential extraction procedure", *The Science of the Total Environment*, 77, p. 237-250.
- [7] Carranza, E.J.M., 2009. "Controls on mineral deposit occurrence inferred from analysis of their spatial pattern and spatial association with geological features", *Ore Geology Reviews*, 35(3), p. 383-400.
- [8] Coker, W.B., 2010. "Future research directions in exploration geochemistry, *Geochemistry*", *Exploration, Environment, Analysis*. 10(1), p.75-80.
- [9] Jebeli, M., Afzal, P., Pourkermani, M., Jafarirad, A., 2018. "Correlation between rock types and Copper mineralization using fractal modeling in Kushk-e-Bahram deposit, Central Iran". *Geopersia* 8 (1), p. 131-141.
- [10] Hawkes, H.E., Webb, J.S., 1979. "Geochemistry in mineral exploration", 2nd edn. Academic Press, New York, 657 pp.
- [11] Mandelbrot, B. B., 1983. "The fractal geometry of nature", Vol. 173, Macmillan.
- [12] Reimann, C., Filzmoser, P. & Garrett, R. G., 2002. "Factor analysis applied to regional geochemical data: problems and possibilities", *Applied Geochemistry*, 17, p. 185-206.
- [13] Stocklin, J., 1968. "Structural History and Tectonics of Iran". *AAPG Bulletin* 52, p. 1229-1258.
- [14] Sun, W., G. Xu, P. Gong, and S. Liang., 2006. "Fractal analysis of remotelysensed images: A review of methods and applications", *Int. J. Remote Sensing*, 27(21-22), p. 4963-4990.

زمین شناسی

اقتصادی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



مطالعات ژئومتالورژیک در معدن منیزیت سلطان‌آباد بیچند

امیر دادخواه نیکو*

کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، پژوهشکده علوم زمین

amirdadkahnikoo@gmail.com

افشین اکبرپور

استادیار پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

afshinakbarpour@gmail.com

عباس مقصودی

استادیار دانشکده معدن دانشگاه امیرکبیر

a.maghsoudi@aut.ac.ir

چکیده

معدن منیزیت آمیخته با باطله با توجه به تغییرات شدید زمین‌شناسی و حساسیت سیستم فراوری نسبت به این تغییرات و همچنین تنوع بازار مصرف، یکی از مواردی است که انجام مطالعات ژئومتالورژیک می‌تواند به شکل چشمگیری موجب بهبود بازده اقتصادی آن گردد. با توجه به نوپا بودن پرعیارسازی معدنی منیزیت در ایران، این پژوهش تلاش دارد ضمن تشریح اهمیت موضوع، روشی کاربردی جهت کمی‌سازی تغییرات زمین‌شناسی نسبت به فراوری و طراحی روش مطالعات ژئومتالورژیک این نوع ذخایر ارایه نماید. طراحی و برداشت ۳۶ نمونه از پیت معدن با وسعت تقریبی ۵۰۰۰ متر مربع، آماده‌سازی نمونه‌ها و پابلوت فراوری مغناطیسی، آنالیز نمونه‌های بدست آمده به روش XRF، اندازه‌گیری راندمان‌ها، ایجاد جدول اطلاعاتی، تولید نقشه‌های تخمینی در محیط نرم‌افزار Arc Map و در نهایت بررسی نتایج، شالوده این پژوهش را در بر می‌گیرد. نقطه عطف این پژوهش، مقایسه نتایج نمونه‌برداری انجام شده با اطلاعات آماری معدن سلطان‌آباد بیچند می‌باشد. می‌توان گفت توانایی پیش‌بینی تغییرات و سودمندی روش پیشنهادی ضمن مقایسه آن با اطلاعات آماری مذکور با ضریب اطمینان مناسبی تایید می‌گردد.

کلمات کلیدی: منیزیت، ژئومتالورژی، فراوری مغناطیسی، معدن سلطان‌آباد بیچند



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Geometallurgical studies in the Soltan Abad Bichend Magnesite mine

Amir Dadkhah Nikoo*

Masters of Economic Geology, Research Institute for Earth Sciences (RIES)
amirdadkhahnikoo@gmail.com

Afshin Akbarpour

Assistant Prof. of Research Institute for Earth Sciences (RIES), Geological Survey of Iran (GSI),
afshinakbarpour@gmail.com

Abbas Maghsoudi

Assistant Prof. Department of Mining and Metallurgical Engineering Amirkabir University of Technology
a.maghsoudi@aut.ac.ir

Abstract:

Waste-mixed magnesite mines are one of the cases in which geometallurgical studies can significantly improve its economic efficiency due to severe geological changes and the sensitivity of the processing system to these changes, as well as the diversity of the market. Due to the infancy of magnesite mineral upgrading in Iran, this study tries to explain a practical method to quantify geological changes to the processing and design of geometallurgical studies of this type of reserves. Design and collection of 36 samples of mining pit with an approximate area of 5000 square meters, sample preparation and magnetic processing pilot, analysis of samples obtained by XRF method, measuring efficiencies, creating a data table, generating estimates in Arc Map software and finally reviewing the results, Is the basis of this research. . The turning point of this research is comparing the sampling results with the statistical information of Sultanabad Bichend mine. It can be said that the ability to predict changes and the usefulness of the proposed method while comparing it with the mentioned statistical information is confirmed with appropriate reliability.

Keywords: Magnesite, Geometallurgy, magnetic processing, Soltan Abad Bichend Mine



۱. مقدمه

موفقیت در پیش‌بینی بازده اقتصادی معادن رابطه‌ای مستقیم با میزان شناخت متغیرهای زمین‌شناسی کانسار و تاثیر آنها بر راندمان فراوری دارد. مطالعات ژئومتالورژیک با تکیه بر شناخت حوزه‌های مختلف معدنکاری ضمن تلفیق اطلاعات بدست آمده از هر بخش، تلاش می‌کند تا برنامه‌ای را جهت هماهنگی تیم استخراج، فراوری و فروش تنظیم و اجرا نماید. پس از بهره‌برداری از اولین خط مکانیزه پرعیارسازی منیزیت توسط شرکت پرشیا پایا معدن در سال ۱۳۹۲ لزوم ارزیابی ذخیره به نحوی که بتواند در طراحی خط فراوری و هدایت تیم استخراجی راهگشا باشد امری اجتناب‌ناپذیر می‌باشد. پژوهش حاضر ضمن طراحی و برداشت نمونه‌های اکتشافی پس از آماده‌سازی و پایلوت فراوری نتایج بدست آمده را در قالب نقشه‌های تخمینی تلفیق نموده و یک نقشه منطقه‌بندی شده از مقبولیت کیفی و کمی کانسار ارایه می‌نماید.

در ادامه مطالبی در راستای آشنایی بیشتر با موارد محوری مربوط با ماده معدنی منیزیت ارایه می‌گردد:

۱.۱. جایگاه استراتژیک منیزیت

ترکیب کربنات منیزیم با نام کانی‌شناسی منیزیت مهمترین کانی اقتصادی جهت تامین اکسید منیزیم در صنعت به شمار می‌رود. با توجه به اینکه بیش از ۶۰٪ از منیزیت استخراج شده در جهان (فلاح، ۱۳۹۳) و ۷۰٪ منیزیت استخراجی کشور در صنایع فولاد مصرف می‌شود، با توجه به آمار تولید فولاد و نرخ مصرف منیزیت خام، سالانه بیش از ۲۳۰۰۰۰ تن منیزیت با عیار بالای ۹۲٪ برای صنعت فولاد و ۵۰۰۰۰ تن برای دیگر صنایع نیاز می‌باشد. این میزان مصرف در کنار جمع ذخایر قطعی شناخته شده که کمتر از ۳ میلیون تن می‌باشد، اهمیت بهره‌برداری بهینه منابع موجود و اکتشاف ذخایر جدید را برجسته می‌نماید.

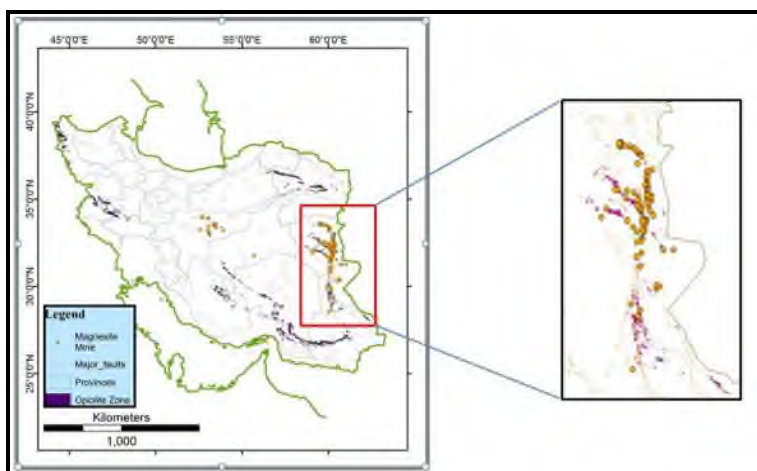
۱.۲. انواع ذخایر منیزیتی و پراکندگی آن در ایران

به طور خلاصه و کاربردی در زمینه معرفی ذخایر منیزیت در ایران می‌توان گفت، ذخایر منیزیت با میزبان سنگ‌های الترامافیک، تمام ذخایر موجود و قابل استخراج در ایران را تشکیل داده است که بیش از ۹۰٪ از این ذخایر در زون افیولیتی شرق ایران در استان‌های خراسان جنوبی و سیستان و بلوچستان واقع شده است. نمای کلی قرارگیری ذخایر و اندیس‌های شناخته شده منیزیت، پراکندگی واحدهای افیولیتی و گسل‌های اصلی ایران را می‌توان در شکل ۱ مشاهده نمود.

از نگاه معدنکاری و عملیاتی می‌توان تشکیل این نوع ذخایر را در ۳ شکل زیرین در معادن فعال و ذخایر شناخته شده تقسیم بندی نمود:

۱. منیزیت تیپ رگه‌ای با شیب عموماً بیش از ۷۰ درجه و ضخامت بیش از ۵۰ سانتی متر تا ۲ متر
 ۲. منیزیت تیپ توده‌ای تا لایه‌ای، با گستردگی در عرض و طول و ضخامت متغییر
 ۳. منیزیت تیپ آمیخته با باطله یا استوک ورک و یا به اصطلاح معدنکاران محلی گل‌کلمی
- اغلب هر سه دسته اشاره شده در یک کانسار منیزیتی دیده می‌شود اما یکی از تیپ‌های فوق ساختار غالب در کانسار است. در شکل ۲ می‌توان رخنمون تیپ‌های مختلف تشکیل منیزیت را در عکس‌های صحرایی و تصاویر ماهواره‌ای ارایه شده، مشاهده نمود.^۱

^۱ جهت سهولت در این مقاله با عنوان تیپ ۱ و ۲ و ۳ به اشکال مختلف این ذخایر اشاره میشود



شکل ۱- پراکندگی معادن و نشانه‌های منیزیت و واحدهای افیولیتی در ایران

تمرکز و فعالیت معدنکاری در سالهای گذشته بر روی تیپ ۱ و ۲ و به خصوص تیپ ۱ به خاطر عدم نیاز به فراوری معدنی، نیاز کمتر به سنگجوری دستی، یکنواختی عیار، پیچیدگی کمتر جهت محاسبه ذخیره و برنامه ریزی عملیات، سهولت در اکتشاف، استخراج و نسبت باطله برداری پایین، سبب شده است این شکل ذخایر رو به اتمام و یا به خاطر افزایش عمق و عدم معدنکاری اصولی بعضا غیر قابل معدنکاری و یا غیر اقتصادی قلمداد شوند. عدم طراحی صحیح رمپ‌ها، شیب دیواره‌ها، عدم انتقال و یا محل نامناسب دپوی باطله، عدم استخراج قسمت‌های کم عیار و شکل نامنظم پله‌ها و .. برنامه‌ریزی در این معادن با سابقه و قدیمی را با چالش روبرو کرده است.



شکل ۲- نمونه ای از رخنمون تیپ‌های مختلف منیزیت در بازدید صحرائی و تصاویر ماهواره‌ای



۱.۳. ذخایر منیزیت آمیخته با باطله

آمیختگی باطله و ماده معدنی، موجب گردید تا این نوع ذخایر تا چند سال گذشته از صحنه تولید و معدنکاری مهجور مانده و عملاً به عنوان یک ذخیره معدنی عملیاتی در نظر گرفته نشود. این تیپ، ذخایری را شامل میشود که در امتداد گسل‌های اصلی به طور مشخص گسل نه و شاخه‌های فرعی آن در واحدهای افیولیتی با عرض ۱۵ تا ۱۰۰ متر، طول ۱۰۰ تا بیش از ۲۰۰۰ متر و عمق بیشتر از ۱۵ متر در یک محیط کاملاً خرد شده و تکتونیزه در قالب رگ و رگچه‌های متقاطع و موازی (شکل ۳-ا)، توده‌های تجمعی (شکل ۳-ب)، ساختارهای ورقه‌ای تکرارشونده (شکل ۳-ج) و اشکال دانه دانه و پراکنده (شکل ۳-د) در سنگ میزبان الترابازیک عمدتاً سرپانتینیزه شده تشکیل شده است.



شکل ۳- انواع رخنمون‌های منیزیت در کانسارهای منیزیت آمیخته با باطله

این ذخایر عموماً حاوی ۱۵ تا ۵۰ درصد منیزیت محتوی در قالب قطعات چند میلیمتری تا چند ده سانتیمتری میباشند. به خاطر ساخت و بافت عمدتاً کروی و رنگ سفید این قطعات محتوی، این ذخایر به عنوان منیزیت گل‌کلی نیز معرفی می‌شوند. از سال ۹۲ پس از طراحی و راه‌اندازی اولین خط مکانیزه جدایش مغناطیسی توسط شرکت پرشیا پایا معدن در معدن سلطان‌آباد بیچند در استان خراسان جنوبی، نگاه جامعه معدنی و واحدهای سرمایه‌گذاری به این تیپ ذخایر برای همیشه دچار تغییر بنیادی گردید. ظرفیت و توان تکنولوژیکی این خط فراوری در کنار پتانسیل این نوع ذخایر به صورت بالقوه بستر مناسب جهت توسعه بخش صنعتی مرتبط را نیز فراهم ساخته است.

۱.۴. فراوری مغناطیسی

آمیختگی فیزیکی منیزیت محتوی و سنگ‌های الترابافیک سرپانتینیزه شده استخراج و تولید بدون فراوری را در این نوع ذخایر تقریباً غیر ممکن ساخته است. آنچه در سالهای قبل در این نوع ذخایر به عنوان تولید اتفاق می‌افتاده، شامل استخراج

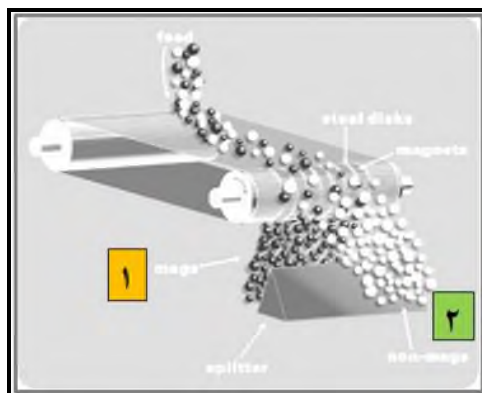


نامنظم در قسمت‌های پر محتوی‌تر، پهن کردن ماده معدنی بر روی زمین، و سنگجوری دستی توسط کارگران محلی بوده است. (شکل ۴)



شکل ۴- معدنکاری سنتی همراه با سنگجوری دستی

این روش جدای از ظرفیت پایین تولید، اغلب باعث از بین رفتن محتوی کوچک تر از ۵ سانتی متر یا به عبارتی ۹۰٪ محتوی منیزیت بوده است. در مقابل روش سنتی که بر اساس اختلاف رنگ و صرفاً برای محتوی درشت کاربرد دارد در روش مغناطیسی همانطور که در شکل ۵ مشاهده می‌شود، تکنیک جدایش اختلاف رفتار ذرات در میدان مغناطیسی بوده و پس از خردایش در طیف وسیعی از سایز ذرات کارآمد است. باطله‌ها جذب میدان شده و به مسیر ۱ و منیزیت‌ها و البته کانی‌های غیر مغناطیسی همچون سرپانتین شدیداً هوازده و یا فلیش‌ها به مسیر ۲ هدایت می‌شوند.



شکل ۵- نمای شماتیک از فراوری مغناطیسی

۱.۵. حساسیت فراوری مغناطیسی به بار ورودی و ضرورت مطالعات ژئومتالورژیک

عدم یکنواختی ذخایر منیزیت آمیخته با باطله در مواردی همچون:

- تنوع عیار منیزیت محتوی
- تغییرات رفتار مغناطیسی باطله‌ها
- پراکندگی باطله‌های غیر مغناطیسی



- غیر یکنواختی توزیع محتوی
- خردشدگی متفاوت کانسار نسبت به توزیع گسل‌های محلی
- تغییرات جنس ناخالصی‌های درگیر در بافت سنگ که اغلب بازار هدف را تغییر می‌دهد
- تغییرات شکل و اندازه قطعات منیزیت محتوی

به گونه ای است که در نظر نگرفتن این تغییرات، عدم کنترل عملیات استخراج در بلوک بندی‌های ژئومتالورژیک و پیرو آن عدم کنترل بار ورودی به خط فراوری، علاوه بر پایین آمدن راندمان فراوری در نهایت امتیاز دستیابی به یک تفکیک مناسب در دیپوی محصولات را از بهره‌بردار سلب می‌کند.

در این شرایط لزوم مطالعه دقیق ژئومتالورژیک کانسار که محصول تلفیق اطلاعات زمین‌شناسی، تکتونیک، ژئوشیمی، بازار هدف و بویژه پارامترهای خط فراوری است، به عنوان امری اجتناب ناپذیر نمایان می‌شود. (شاهرخ پرآورزر، پرویز معارف‌وند، عباس مقصودی، ۱۳۹۳)

در یک نمای کلی چنانچه تیم زمین‌شناسی و اکتشافی در هنگام انجام عملیات اکتشاف و شناسایی به پارامترها و محدودیت‌های سیستم فراوری توجه نماید و پارامترهایی کمی و کیفی از کانسار را که بدان اشاره شد، جهت محاسبات فراوری و تفکیک سینه‌کارها نیز برداشت نماید، در مسیر مطالعات ژئومتالورژیک گام برداشته است. (Cecilia Lund, Petti Lamberg, May 2014)

۱.۶. نحوه محاسبه عیار

دو روش مرسوم آنالیز نمونه‌های منیزیتی، شیمی تر و آنالیز XRF است. نتایج آزمایشگاه به صورت درصد وزنی مقادیر ترکیبات مختلف موجود در نمونه نسبت به وزن کل نمونه ارائه می‌گردد که شامل مقدار L.O.I یا به عبارتی مجموع مواد فرار (مقدار کاهش وزن نمونه در اثر ماندگاری یک ساعته در دمای حدود ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد) نیز می‌باشد.

از آنجاییکه تاریخچه منیزیت در ایران با صنعت نسوز گره خورده است و آنچه برای این صنعت مهم است درصد وزنی MgO نسبت به وزن نمونه بعد از پخت می‌باشد در نتیجه فعالان این بازار در ایران، عیار سنگ بعد از پخت را مطرح می‌کنند. به بیان ریاضی مقادیر آنالیز اولیه به اختلاف وزن نمونه اولیه و مقدار L.O.I نرمالایز می‌شود.

$$\frac{MgO}{(100 - L.O.I)} * 100$$

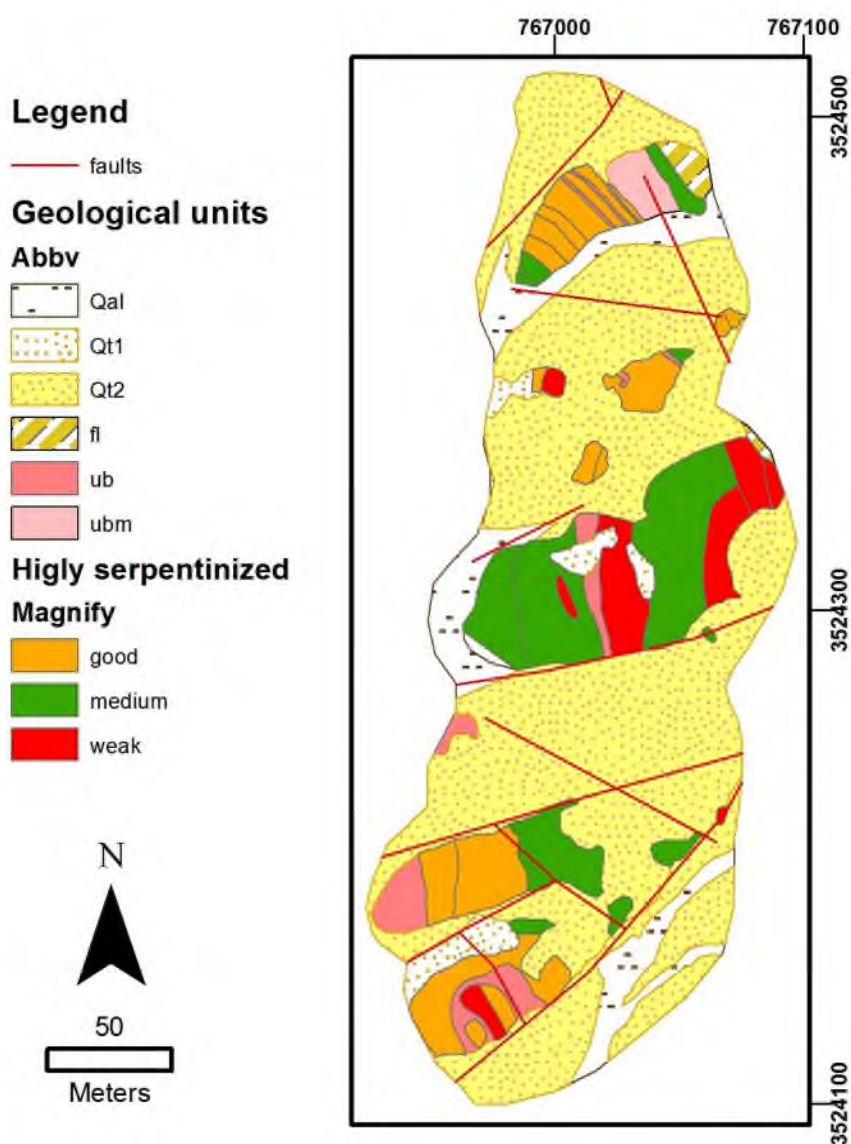
این روش امکان می‌دهد تنها با یک عدد درباره کیفیت دیپوی محصولات گزارشات را تهیه نمود و دیگر نیازی به اشاره به مقدار L.O.I در کنار دیگر مقادیر نباشد. بر این اساس عیار بعد از پخت نمونه‌ای با مقادیر L.O.I=50% , MgO=44% برابر با ۸۸٪ محاسبه می‌گردد. در این پژوهش تمام مقادیر عیاری ارائه شده با این روش محاسبه گردیده است.

۱.۷. خلاصه ای درباره معدن منیزیت سلطان‌آباد بیچند

معدن سلطان‌آباد بیچند در ۴۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان نهبندان و از نظر زمین‌ساختی و زون‌های ساختاری در محدوده زون‌های ایران مرکزی و شرق ایران قرار می‌گیرد. با توجه به نقشه یکصد هزارم چهارفرسخ، این محدوده شامل واحدهای اولترابازیک



با سن ژوراسیک-کرتاسه، واحد سنگ‌آهک نومولیت‌دار و نهشته‌های آبرفتی کواترنری است. بخش عمده‌ای از سطح محدوده را طبقات فلیش با سن کرتاسه پوشانده‌اند. شکل ۶ نقشه یک‌هزارم زمین‌شناسی تهیه شده در محدوده پیت معدن را نشان می‌دهد. در این نقشه واحد سرپانتینیزه شده با توجه به شدت جذب مغناطیسی تفکیک شده است. این معدن از سال ۹۰ تا ۹۲ در مسیر اکتشاف، تست، طراحی و ساخت خط فراوری قرار گرفت و از اواخر سال ۹۲ به صورت عملیاتی به چرخه تولید مکانیزه منیزیت وارد شده است.



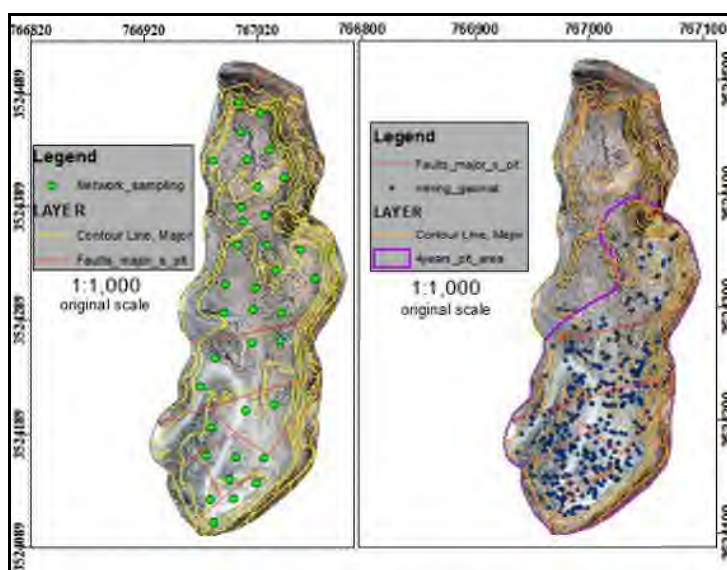
شکل ۶- قسمتی از نقشه یک‌هزارم زمین‌شناسی معدن سلطان‌آباد بیچند



۲. روش مطالعه

پس از طراحی شبکه نمونه برداری منطبق با گستره کارگاه استخراجی معدن سلطان‌آباد بیچند، اقدام به برداشت نمونه‌های معدنی به صورت کانال‌های ۳۰ تا ۵۰ متری عمود بر روند گسترش (شمالی جنوبی) کانسار گردید. شکل ۷ در ادامه مراحل انجام مطالعات ارایه می‌گردد:

- حفر کانال‌های طولی با بیل مکانیکی و یا ابزار دستی (عدم دسترسی بیل مکانیکی در بعضی نقاط) شکل ۸-ا
- برداشت یک نمونه معرف معدنی با میانگین وزنی ۲۰ کیلوگرم. در مجموع ۳۶ نمونه. شکل ۸-ب
- توزین اولیه شکل ۷-ج و خردایش نمونه توسط سنگ‌شکن آزمایشگاهی تا سایز کمتر از ۸ میلی‌متر. شکل ۸-د
- تنظیم ثابت برای سرعت درام، محل تیغه جدا کننده و فرکانس فیدر ورودی دستگاه. شکل ۸-ه
- مرحله اول - خوارکدهی نمونه‌ها توزین و کدگذاری محصولات جذبی و غیر جذبی و یادداشت نتایج. شکل ۸-ف
- برداشت نمونه شاهد از محصول درجه یک و ارسال به آزمایشگاه معدنی زرآما. شکل ۸-گ
- مرحله دوم - خوارکدهی محصولات جذبی مرحله اول و ریکآوری محصول کم عیارتر و محتوی باقیمانده
- تنظیم جدول اطلاعات شامل کد، مختصات، وزن اولیه، نمونه درجه ۱، نمونه درجه ۲، باطله و نتایج آنالیز
- ورود اطلاعات به نرم‌افزار Arc Map و ترسیم نقشه‌های درون‌یابی به روش IDW^۱
- انتخاب نقشه‌های مرجع و فازی سازی آنها و تلفیق نقشه‌های فازی به روش جمع وزنی و تولید نقشه منطقه‌بندی
- تنظیم جدول مکانی و راندمان تولید ۴ ساله معدن و ترسیم نقشه درون‌یابی در نرم‌افزار Arc Map به روش IDW
- مقایسه و تحلیل نقشه‌های بدست آمده



شکل ۷- جانمایی نمونه‌های برداشت شده (تصویر چپ) و ایستگاههای استخراجی (تصویر راست)

^۱ وزن‌دهی به روش معکوس فاصله وزنی



شکل ۸- تصاویر مربوط به مراحل عملیاتی انجام پروژه

بدین ترتیب نقشه بدست آمده از نمونه برداری شبکه‌ای با ۳۶ نمونه شامل تمام مساحت پیت معدنی و نقشه ترسیمی بر اساس ایستگاه‌های استخراجی بیل مکانیکی با ۳۶۷ ایستگاه منطبق بر برداشت‌های روزانه مختصات بیل مکانیکی در ۴ سال گذشته، بخش جنوبی پیت معدنی را پوشش می‌دهد.

۳. بحث و نتیجه‌گیری

پس از محاسبه مقادیر و تنظیم جداول اطلاعاتی در محیط نرم‌افزار EXCEL و خروجی گرفتن در نرم افزار Arc Map تعداد ۱۰ نقشه با مقادیر زیر به روش IDW درونیابی گردید:

۱. نسبت محصول درجه یک نسبت به وزن نمونه اولیه-P1/F- شکل ۹
۲. نسبت مجموع محصول درجه یک و دو به وزن نمونه اولیه-TRE- شکل ۹
۳. نسبت ریکاوری محصول درجه یک به ریکاوری کل-P1/TRE- شکل ۹
۴. نقشه فاصله مکانی نقاط سطح پیت از گسل‌ها
۵. نقشه عیاری MgO- شکل ۹
۶. نقشه عیاری Fe₂O₃- شکل ۹
۷. نقشه عیاری CaO- شکل ۹
۸. نسبت محصول درجه یک به بار ورودی در خط فراوری-P1/F- شکل ۱۰
۹. نسبت مجموع محصول درجه یک و دو به بار ورودی در خط فراوری-TRE- شکل ۱۰
۱۰. نسبت ریکاوری محصول درجه یک به ریکاوری کل در خط فراوری-P1/TRE- شکل ۱۰

با مشاهده و مقایسه نقشه‌ها می‌توان موارد زیرین را نتیجه‌گیری نمود:

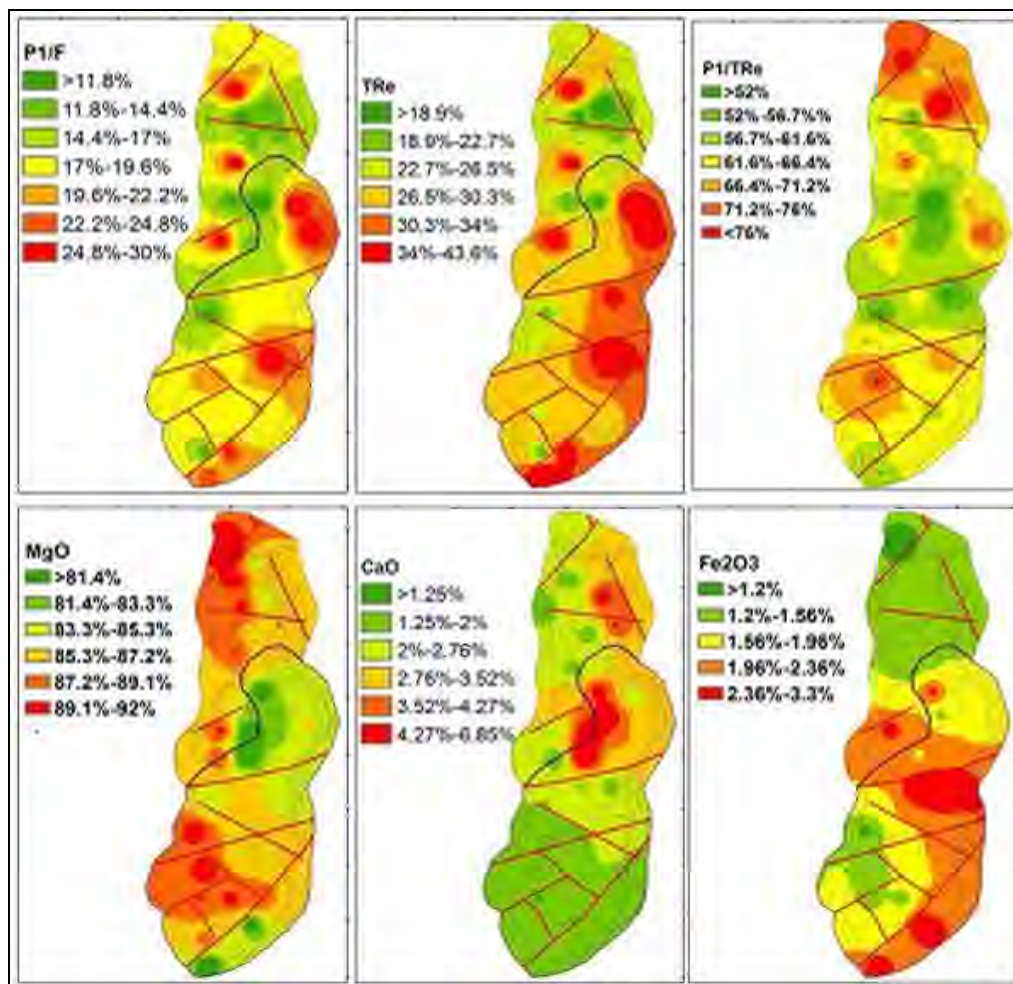
- عدم همپوشانی محصول عیار بالا و ریکاوری محصول عیار بالا که احتمالاً به خاطر تاثیرپذیری معکوس این دو آیتم از میزان خردشدگی کانسار و کیفیت محتوی می‌باشد
- نقش تکتونیک به عنوان عامل تعیین کننده در مرزبندی‌ها، توزیع عیاری و عامل کنترل کننده
- عدم همبستگی توزیع عیاری CaO و Fe₂O₃ و MgO در توزیع مقادیر بالا



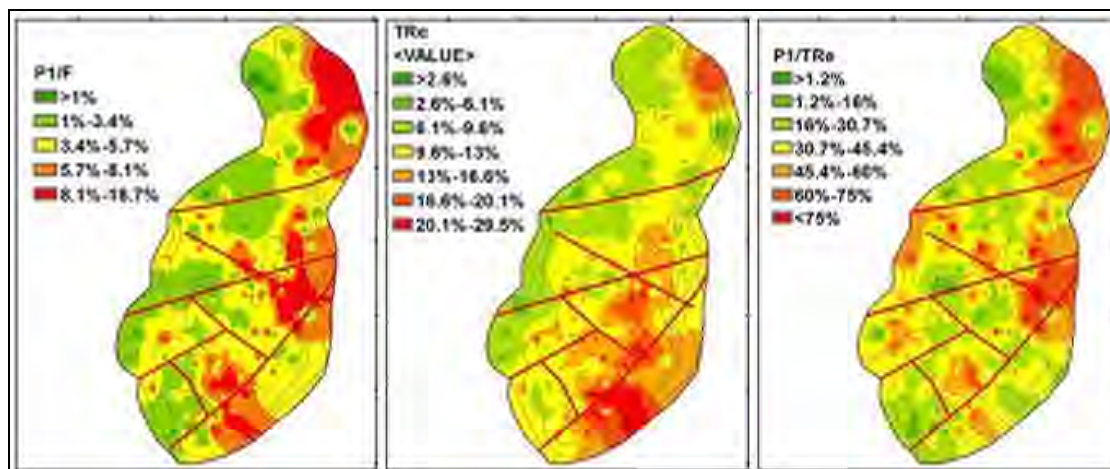
• همپوشانی نقشه‌های نمونه‌برداری شبکه‌ای و اطلاعات آماری معدن

لازم به ذکر است برای رنگ بندی و نشانه گذاری تمامی نقشه‌ها در نرم‌افزار از یک تکنیک مشابه استفاده شده است. در نهایت برای بدست آوردن یک نقشه عملیاتی از منطقه بندی عوامل تعیین کننده در برنامه ریزی و تفکیک سینه کارهای استخراجی از نقشه‌های ۱ تا ۵ استفاده شد. بدین ترتیب پس از فازی سازی مقادیر با تکنیک وزن دهی خطی (linear) ، نقشه‌های بدست آمده به ترتیب با مقادیر $1=0.2$ - $2=0.1$ - $3=0.25$ - $4=0.15$ - $5=0.35$ بر اساس شماره نقشه‌های ذکر شده فوق وزن دهی شد و نقشه تلفیقی با جمع مقادیر فازی محاسبه شده برای هر پیکسل، تولید گردید. در نهایت برای تفکیک از ۳ درجه کیفی استفاده شد، به ترتیب درجه ۱ از عیار بالاتر MaO ، ریکاوری بالاتر محصول درجه ۱، ریکاوری بالاتر محصول درجه ۱ نسبت به درجه ۲، نزدیک تر به گسل و ریکاوری کل بالاتر نسبت به مناطق درجه ۲ و ۱ برخوردار است. با عنایت به اهمیت محصولات با عیار $CaO > 3\%$ و $Fe_2O_3 > 2\%$ برای بازار مصرف و الزام تفکیک دیپوهای تولیدی، در نقشه تلفیقی محدوده‌های با این بازه عیار مشخص شده

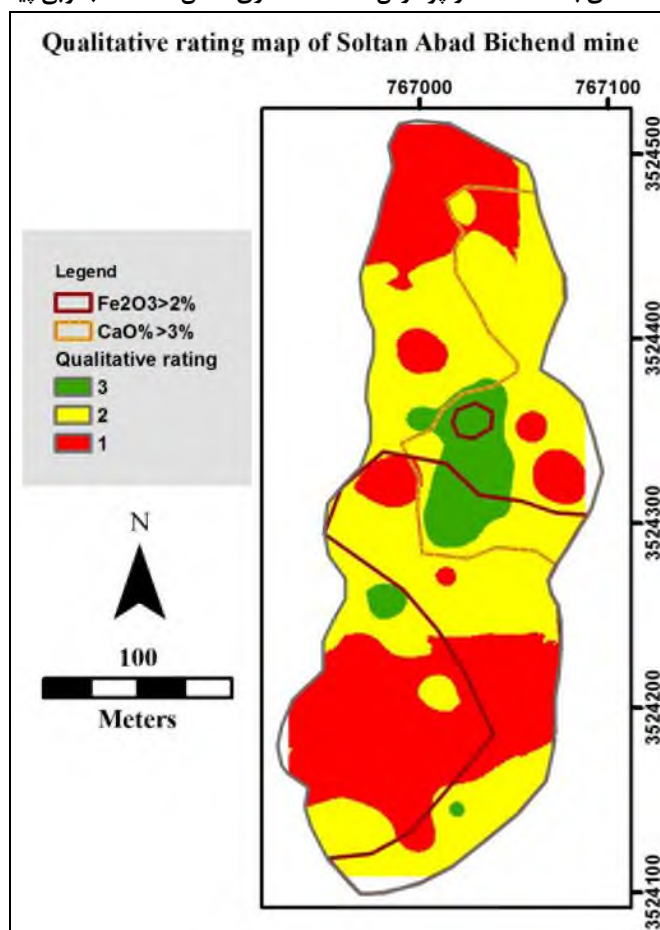
است. شکل ۱۱



شکل ۹-نقشه‌های بدست آمده از پردازش نمونه برداری شبکه‌ای



شکل ۱۰- نقشه‌های بدست آمده از پردازش اطلاعات آماری معدن- قسمت جنوبی پیت معدنی



شکل ۱۱- نقشه درجه‌بندی کیفی بر اساس تلفیق نقشه‌های فازی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



تشکر و قدردانی

در پایان لازم است از شرکت پرشیا پایا معدن به خاطر حمایت‌ها و پشتیبانی مادی و معنوی از این پژوهش و تیم عملیاتی معدن سلطان‌آباد بیچند به خاطر کمک‌ها و همکاری بی‌دریغ شان تشکر و سپاسگذاری نمایم.

منابع

- [۱] امیری، م. ط. (۱۳۹۲). طرح مطالعه و تبیین وضع موجود و تدوین نقشه را صنعت فراورده‌های دیرگداز کشور. کانون هماهنگی دانش و صنعت فراورده‌های نسوز.
- [۲] ایران، ش. م. (۱۳۹۶). مطالعات طرح جامع فولاد کشور. شرکت ملی فولاد کشور.
- [۳] اسمانه خیری، عطاله بهرامی، جعفر عبدالهی شریف، فاطمه کاظمی. (1395). ژئومتالورژی و اهمیت کاربرد آن در مباحث برنامه‌ریزی تولید معدن مطالعه موردی معدن مس مسجد داغی جلفا. کنفرانس منطقه ای آسیب شناسی چالش‌های حوزه معدن - محیط زیست.
- [۴] شاهرخ پرآرزو، پرویز معارف‌وند، عباس مقصودی. (۱۳۹۳). رویکرد ژئومتالورژی در معادن.
- [۵] فلاح، م. ط. (۱۳۹۳). طرح تدوین استراتژی صنعت دیرگداز ایران. معاونت پژوهشی دانشگاه صنایع و معادن ایران.
- [6] Cecilia Lund , Petti Lamberg. (May 2014). Geometallurgy - a tool for better resource efficiency. European Geologist, 39-42.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



کانه‌زایی، ژئوشیمی و ژنز اندیس مس پیرمردان، جنوب شاهرود، سمنان

حمیده سالاری*

دانشجوی کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه صنعتی شاهرود

Hs_TJ@yahoo.com

فرج الله فردوست

استادیار گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه صنعتی شاهرود

Faraj_fardoost@yahoo.com

محمود صادقیان

دانشیار گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه صنعتی شاهرود

m.sadeghian1386@yahoo.com

چکیده

اندیس مس پیرمردان در شمال غرب طرود و جنوب شاهرود رخنمون دارد. سنگ‌های دربرگیرنده این اندیس شامل آندزیت، بازالت و آذرآواری‌های (توف و آگلومرا) نوار آتشفشانی - رسوبی ترود- چاه‌شیرین به سن ائوسن واقع در شمالی ایران مرکزی هستند. کانه‌زایی مس بصورت کانیهای سولفیدی (کالکوسیت، کوولین و بورنیت) و کربناته (مالاکیت) شکافه‌پرکن صورت گرفته است. کانه‌زایی مس مورد نظر از نوع چینه کران است و در ضمن عناصر ساختاری از جمله درزه‌ها و گسل‌ها در شکل‌گیری و تمرکز ماده معدنی نقش بارزی داشته‌اند. دگرسانی‌های عمده در این کانسار عبارتند از: کربناتی، سیلیسی، سریسیتی، آرژیلیتی به همراه اکسید و هیدروکسیدهای آهن. بر اساس تنوع کانه‌های مس، شکل هندسی ماده معدنی، دگرسانی و داده‌های ژئوشیمی کانسار مس پیرمردان، دارای شباهت زیادی با کانسارهای تیپ مانتو می‌باشد.

کلمات کلیدی: کانه‌زایی، ژئوشیمی، مس، پیرمردان، طرود، شاهرود



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Mineralization, geochemistry and genesis Of the Pirmardan copper indication, south of Shahrood, Semnan

Hamideh Salari*

M.Sc. Student in Economic Geology, Shahrood University of Technology

Hs_TJ@yahoo.com

Farajollah Fardoust

Assistant professor, Department of Petrology and Economic Geology, Shahrood University of Technology

Faraj_fardoost@yahoo.com

Mahmoud Sadeghian

Associate Professor, Department of Petrology and Economic Geology, Shahrood University of Technology

m.sadeghian1386@yahoo.com

Abstract

Pymardan copper indication cropped out in the NW Torud and South of Shahrood. Host rocks of this indication include basalt, andesite and pyroclasts (tuff and agglomerate) of Torud -Chah Shirin volcanic-sedimentary belt in northern Central Iran structural zone, with Eocene age. Mineralization occurred as open space and vein-filled sulphide mineral (chalcocite, bornite and chalcopyrite) and copper-bearing carbonate (malachite). The mentioned mineralization is from stratabound deposit type and meanwhile structural elements such as joints and faults have been an important role in occurrence and concentration of ore minerals. Alteration include carbonatic, sillici and argillitic alteration, which associated with some iron oxide and or iron hydroxides minerals. Based on the variation of ore minerals, ore body geometry, alteration and geochemical data, Pymardan copper indication has lots of similarity to Manto-type copper deposits.

Keywords: Mineralization, geochemistry, copper, Pymardan



۱- مقدمه

محدوده اکتشافی مس پیرمردان در ۱۵ کیلومتری شمال غرب ترود (جنوب شاهرود) واقع در مختصات جغرافیایی "۱۲/۵ ۵۴°۴۸' تا "۵۴°۴۸'۵۹/۳ طول شرقی و "۳۱/۷ ۳۵°۲۶' تا "۱۰/۶ ۳۵°۲۷'۱۰ عرض شمالی واقع شده است. دسترسی به محدوده مورد نظر از کیلومتر ۲۱ جاده ترود-معلمان با طی حدود ۵ کیلومتر جاده خاکی به سمت شمال امکان‌پذیر می‌باشد (شکل ۱). نوار آتشفشانی- رسوبی ترود- چاه‌شیرین، واقع در بخش شمالی پهنه ساختاری- رسوبی ایران مرکزی، حاصل ماگماتیسم ترسیب در این ناحیه می‌باشد. این مجموعه، با وجود گستره به نسبت کم خود، بیشتر پدیده‌ها و پی‌آمدهای ناشی از حرکات تاریخی نظیر تماموفیسم، ماگماتیسم، ولکانیسم، چین‌خوردگی، ناپیوستگی و سایر پدیده‌ها زمین‌شناسی را متحمل شده است. سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب غالب آندزیت و آندزیت بازالت و توده‌های نفوذی با ترکیب غالب دیوریتی در این کمربند، میزبان کانسارهای رگه‌ای از جمله فلزات پایه و طلا می‌باشد. در مواردی کانه‌های مس‌دار با طلا، آهن، سرب و روی همراه است. از نشانه‌های مس می‌توان به معدن فعال مس چاه موسی، زرشک کوه (متروکه) جنوب علیخان (متروکه) و غیره اشاره کرد. کانی‌سازی‌های مس در پیرامون دایک‌ها در ناحیه چاه‌موسی، بیدمحمدحسن، منزل عبدالله، تنگه و پاره‌ای نقاط دیگر شناسایی شده است. نوار متالوژنی ترود-چاه‌شیرین با توجه به سابقه فعالیت‌های معدنکاری از زمان بسیار قدیم بصورت شدادی و به دلیل گسترش فعالیت آتشفشانی و نفوذی از جنبه اکتشاف مواد معدنی فلزی و غیرفلزی دارای پتانسیل قابل توجهی می‌باشد. مواد معدنی مختلفی از جمله آهن، منگنز، مس، سرب، روی، طلا، باریت، بنتونیت، سیلیس، فیروزه و..... در این نوار شناسایی و مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند، ولی مس بطور شاخص در این نوار پتانسیل نشان می‌دهند. هدف از این پژوهش بررسی کانه‌زایی، دگرسانی و ژنز کانسار مس پیرمردان به منظور آگاهی از تیپ کانی‌سازی ذخیره معدنی است.

۲- زمین‌شناسی منطقه

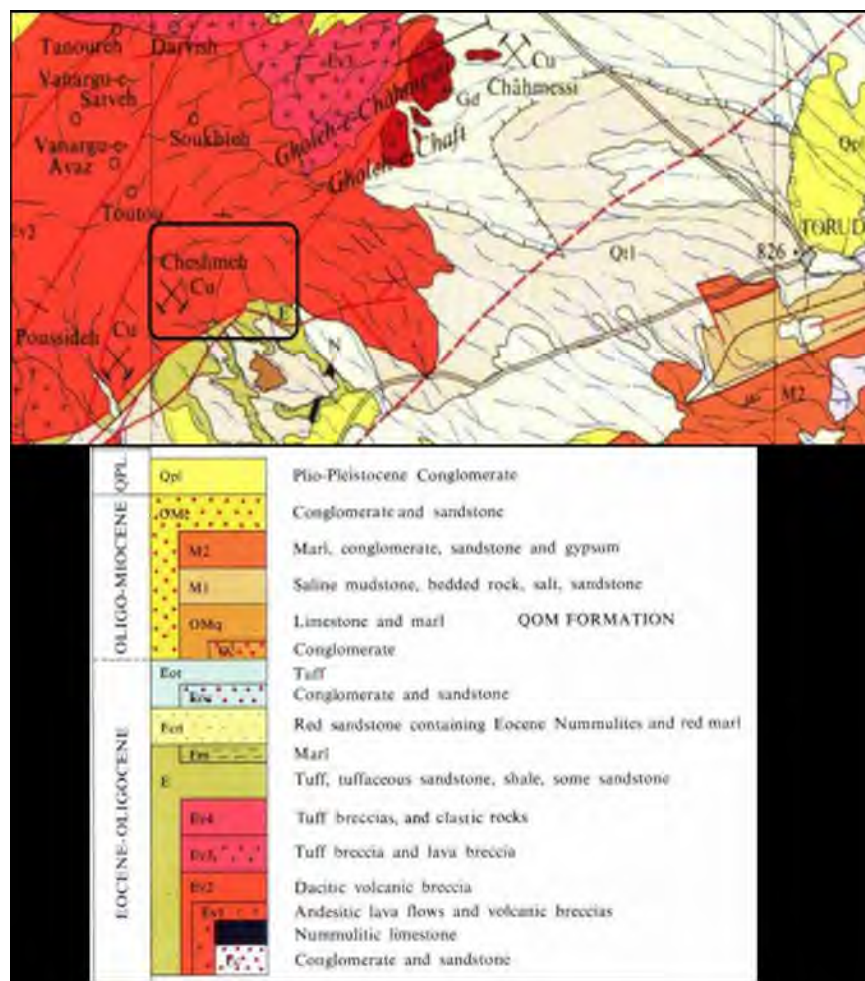
محدوده مورد مطالعه مس پیرمردان بخشی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود و ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان را شامل می‌شود (شکل ۱). واحدهای سنگی در این منطقه عمدتاً شامل سنگ‌های گدازه‌ای زیر دریایی و آتشفشانی با ترکیب متوسط تا بازیک: آندزیت، داسیت، آندزیت بازالت، تراکی آندزیت و کمی بازالت مربوط به سنوزوئیک و ائوسن می‌باشد. نوار آتشفشانی- رسوبی ترود- چاه‌شیرین، واقع در بخش شمالی پهنه ساختاری- رسوبی ایران مرکزی، حاصل ماگماتیسم ترسیب در این ناحیه می‌باشد. این مجموعه، با وجود گستره به نسبت کم خود، بیشتر پدیده‌ها و پی‌آمدهای ناشی از حرکات تاریخی نظیر تماموفیسم، ماگماتیسم، ولکانیسم، چین‌خوردگی، ناپیوستگی و سایر پدیده‌ها زمین‌شناسی را متحمل شده است. سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب غالب آندزیت و آندزیت بازالت و توده‌های نفوذی با ترکیب غالب دیوریتی در این کمربند، میزبان کانسارهای رگه‌ای از جمله فلزات پایه و طلا می‌باشد. رشته کوه ترود- چاه‌شیرین در تقسیمات زون‌های ساختاری ایران جزئی از پهنه ایران مرکزی [۱]، ماگماتیسم مرکزی [۲]، کمان ماگمایی البرز [۳] و یا کمان ماگمایی جدا شده از ارومیه دختر به وسیله کشیدگی میان کمانی [۴] ایران محسوب می‌شود. این کمان از شمال به گسل انجیلو و در جنوب به گسل ترود با روند N70 E محدود می‌شود [۵]. در نگاه دقیق‌تر می‌توان این ورقه را به سه حوضه کوچکتر تقسیم نمود که عبارتند از: الف- نیمه جنوبی ورقه در محدوده حوضه رسوبی جندق قرار دارد. ب- نیمه شمالی ورقه را رشته کوه ترود- چاه‌شیرین تشکیل می‌دهد. بخش کوچکی از گوشه شمال باختری ورقه در محدوده باریک رشته کوه‌های انجیلو جای دارد. مرز میان حوضه جندق و رشته کوه ترود - چاه‌شیرین را گسل ترود کنترل می‌کند و کوه‌های انجیلو نیز از رشته کوه ترود- چاه‌شیرین توسط گسل انجیلو جدا می‌شود.



۳- کان‌زایی

عملکرد شدید نیروهای تکتونیکی به خصوص گسل‌ها موجب به وجود آمدن شکستگی‌ها و فضاهای مناسب جهت حرکت سیالات گرمایی می‌شوند. ارتباط تنگاتنگ تمرکزهای اقتصادی ماده معدنی با گسل‌ها و شکستگی‌ها، فرضیه ایجاد فضای خالی توسط گسل‌ها و شکستگی‌ها را تقویت می‌کند.

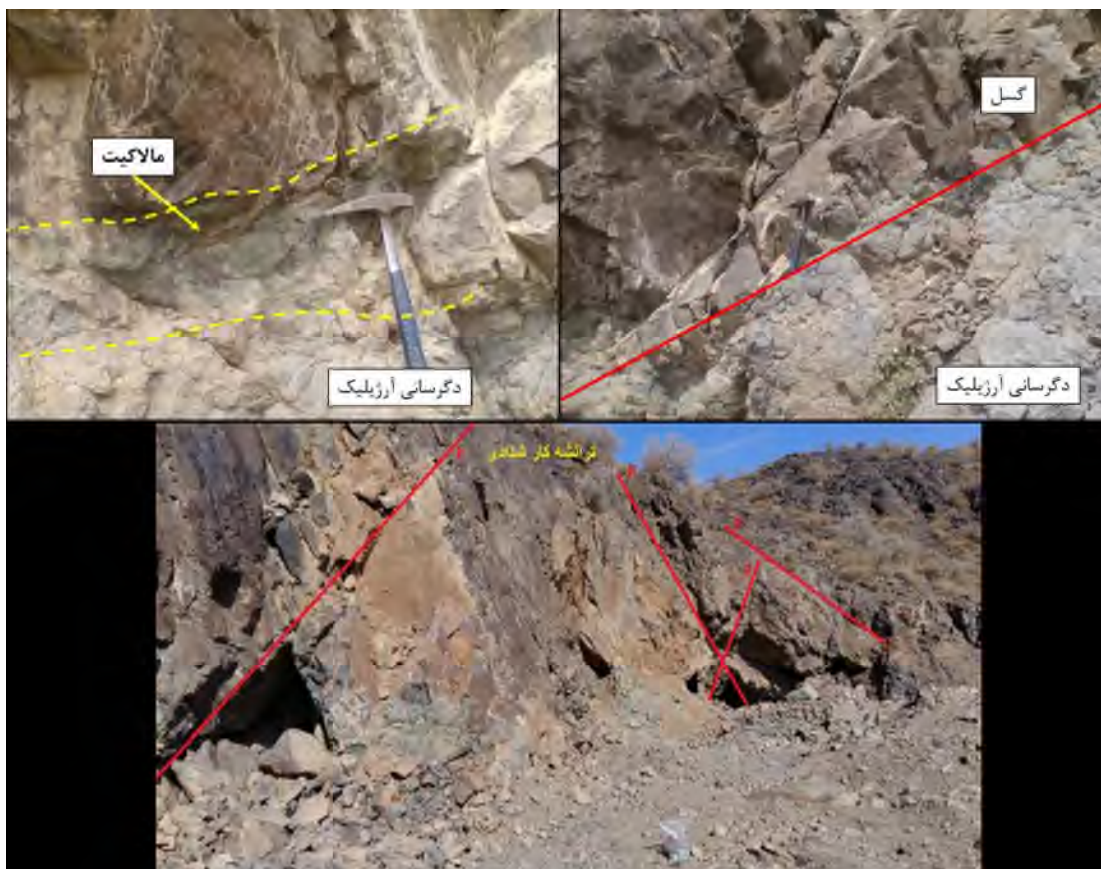
در محدوده معدنی پیرمردان دو دسته گسل با روندهای شمال‌شرقی - جنوب‌غربی و شمال‌غربی - جنوب‌شرقی در منطقه از فراوانی بیشتری برخوردار هستند (شکل ۲). این گسل‌ها دو نقش اساسی در کان‌زایی داشته‌اند: ابتدا ایجاد چرخه هیدروترمالی بوده که با هدایت آب‌های جوی به بخش‌های عمیق‌تر و بازگشت آن‌ها پس از گرم شدن، سبب دگرسانی سنگ‌های مسیر و شستشوی مس از سنگ منشأ و انتقال به سطوح بالاتر شده‌اند. مرحله دوم ایجاد فضای مناسب برای ته‌نشینی و تجمع ماده معدنی بوده است. لذا کنترل‌کننده اصلی کان‌زایی گسل‌ها بوده‌اند و جهت پیجویی مس در منطقه لازم است مسیر گسل‌ها تعقیب شود (شکل ۲).



شکل ۱: موقعیت محدوده اکتشافی پیرمردان بر روی نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ترود.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020

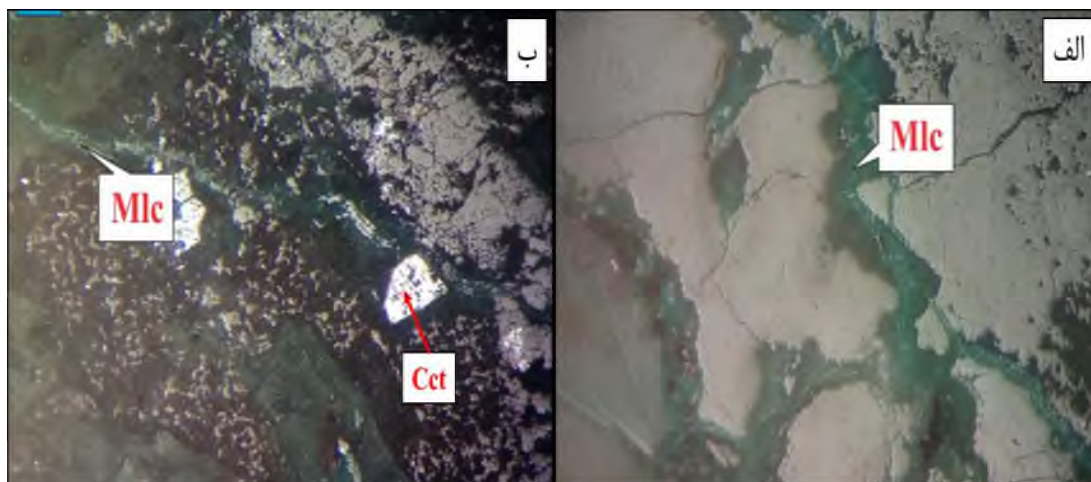


شکل ۲: تصویری از گسل موجود در منطقه و کانه‌زایی مس در اثر گسل در مرز بین دو واحد.

البته حضور سنگ‌های آتشفشانی به عنوان سنگ منشأ نیز یک فاکتور ضروری و اولیه می‌باشد. کانه‌زایی در منطقه از نوع اپی-ژنتیک، هیدروترمالی و رگه‌ای می‌باشد. این تیپ کانه‌زایی معمولاً بصورت پراکنده و تعداد زیادی نقاط کانه‌دار هستند ولی حجم کم و عیار بسیار متغییر دارند. معیار اکتشافی در منطقه شامل دو معیار لیتولوژیکی (واحدهای دگرسان شده) و ساختاری (گسل‌های شمال شرقی-جنوب غربی و شمال غربی-جنوب شرقی) می‌باشند. سنگ میزبان کانه‌زایی در منطقه پیرمردان تشکیل شده از بازالت پورفیری غیر دگرسان و گدازه‌های آندزی بازالتی، سنگ‌های آذرآواری مثل توف و آگلومرا به همراه سنگ‌های رسوبی از جمله شیل، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و آهک (با گسترش کم) که شدیداً دگرسان شده‌اند. این نوع کانی‌سازی مختص پهنه‌های گسلی، درزه و شکستگی‌ها می‌باشد. زون‌های گسلی در منطقه دو دسته گسل با روندهای شمال شرقی-جنوب غربی و شمال غربی-جنوب شرقی در منطقه از فراوانی بیشتری برخوردار هستند. این گسل‌ها نقش اساسی در کانه‌زایی در منطقه دارند. کانه‌زایی در محدوده پیرمردان عمدتاً به دو صورت رگه-رگچه‌ای، برشی و پرکننده فضای خالی دیده می‌شود در ادامه به توضیح هر کدام پرداخته می‌شود.



الف - کانه‌زایی رگه - رگچه‌ای: این گسل‌ها و شکستگی‌ها در ادامه بر سنگ درونگیر - ساختارهای مورفولوژیک و توپوگرافی کلی ناحیه اثر خود را باقی گذاشتند. سنگ درونگیر رگه و رگچه‌ها سنگ‌های بازالت پورفیری و بازالت می‌باشد. عمدتاً سنگ‌های میزبان این منطقه دچار دگرسانی‌های کربناته، سیلیسی و سرسیتی شده‌اند. طبق شواهد صحرایی و میکروسکوپی رگه - رگچه‌ها کانی - سازی متنوعی از کانی‌های کربناته عمدتاً مالاکیت نشان می‌دهند (شکل ۳).



شکل ۳: الف) تصویر میکروسکوپی از رگچه‌های مالاکیتی، ب) تصویر میکروسکوپی از رگه مالاکیتی به همراه کالکوسیت در سنگ میزبان.

ب - کانه‌زایی برشی و پرکننده فضای خالی: طبق شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی این نوع کانه‌زایی در سنگ‌های بازالتی و آندزیت بازالت گسترش دارند. کانه‌زایی برشی در منطقه پیرمردان عمدتاً دارای گسترش فراوانی است. کانه‌زایی در منطقه به صورت کانی‌سازی مالاکیت در منطقه قابل مشاهده است (شکل ۴). بنابراین کانه‌زایی به وسیله محلول کانه‌دار با پرکردن فضاها و حفره‌های خالی داخل سنگ‌ها به صورت اپی‌ژنتیک صورت گرفته است.

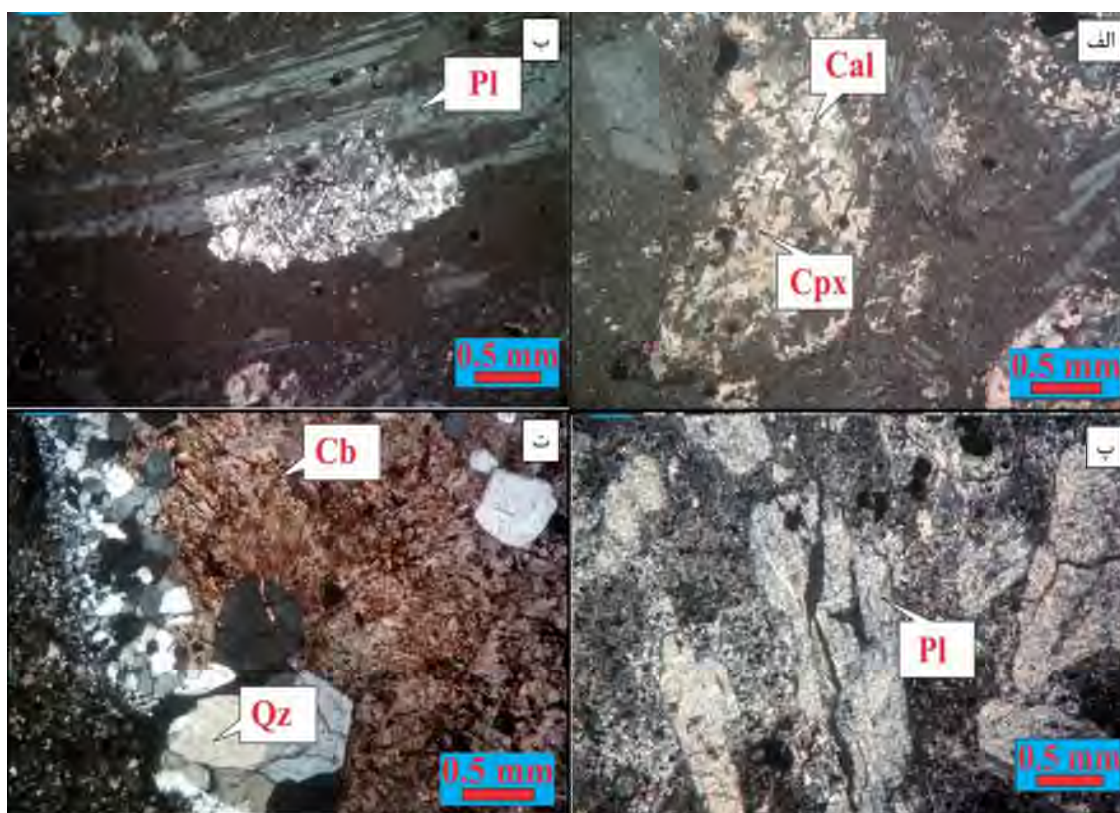


شکل ۴: تصاویری از رگه - رگچه‌های برشی مالاکیت در سنگ میزبان پورفیری بازالت و آندزیت بازالت.



۴- دگرسانی

دگرسانی فرآیند پیچیده‌ای است که شامل تغییرات کانی‌شناسی، شیمیایی و بافتی ناشی از واکنش سیالات گرمابی داغ با سنگ‌هایی است که سیالات از آن‌ها عبور می‌کنند و منجر به تحولات فیزیکوشیمیایی در آن‌ها می‌شود [۶،۷]. چرخش این محلول‌های هیدروترمالی، تغییرات فیزیکوشیمیایی در سنگ ایجاد می‌کنند. این همان چیزی است که از آن به عنوان دگرسانی هیدروترمالی یاد می‌شود. هنگامی که این سیالات در میان سنگ‌ها نفوذ کرده، باعث واکنش‌های شیمیایی شده و تمایل به رسیدن به تعادل، از طریق انحلال و ته‌نشست مجموعه‌ای از کانی‌های جدید را ایجاد می‌کنند [۸]. نوع دگرسانی، ارتباط مستقیمی با عمق جایگزینی توده و ماهیت سیالات دارد [۹]. انواع دگرسانی، به عواملی مانند طبیعت، شیمی، دما و فشار سیالات در حال چرخش و به همین ترتیب، به طبیعت و ترکیب سنگ‌هایی که سیالات از میان آن‌ها چرخش می‌کنند بستگی دارد. غلظت و پتانسیل شیمیایی اجزای تشکیل‌دهنده سیالات، مانند H^+ ، CO_2 ، O_2 ، K^+ ، H_2S ، SO_2 و غیره، در نوع دگرسانی-کانی‌زایی مرتبط با فرآیندهای هیدروترمال و متاسوماتیک مؤثر است [۹]. دگرسانی‌های موجود در منطقه معدنی پیرمردان شامل: دگرسانی‌های کربناته، سیلیسی، سرسیتی، آرژیلیتی و اکسید و هیدروکسیدهای آهن می‌باشد (شکل ۵).



شکل ۵: الف) تصاویر میکروسکوپی از دگرسانی کربناته و جایگزینی بیروکسن توسط کلسیت، ب) تصویری از دگرسانی شدید پلاژیوکلازها به سرسیت، پ) دگرسانی سرسیتی، ت) دگرسانی سیلیسی در منطقه پیرمردان به همراه دگرسانی کربناته.

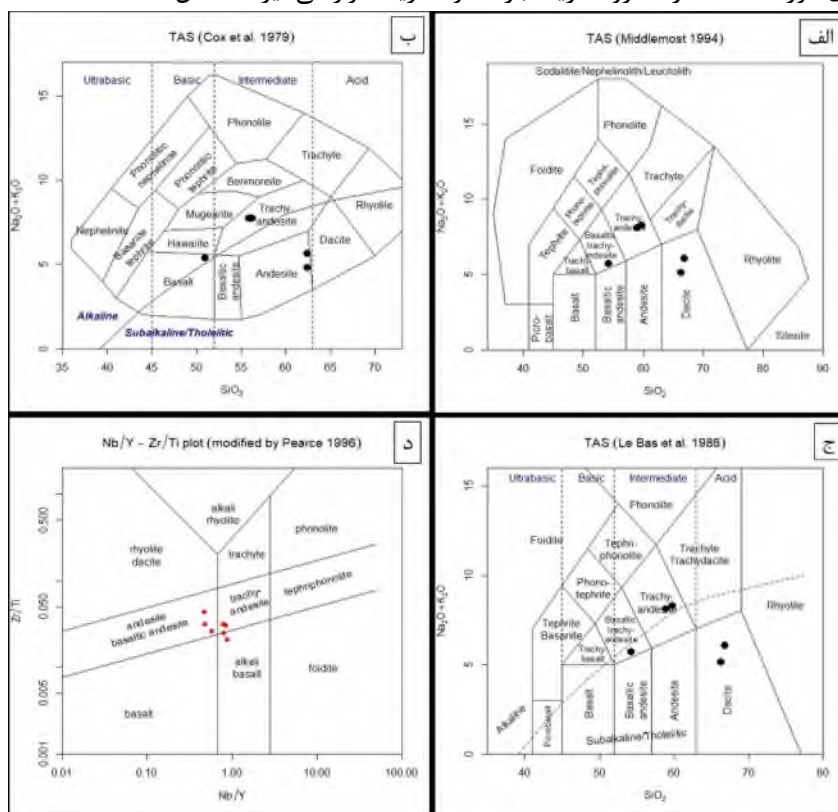


۵- ژئوشیمی

با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی، بررسی سیر تحول عناصر اصلی و فرعی موجود در سنگ، روندهای مهاجرت این عناصر در جهت تفریق و تبلور ماگما امکان‌پذیر است. با به کارگیری نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی، عوامل مؤثر در تغییر شیمی ماگما، منشأ و خاستگاه واحدهای سنگی، به دست می‌آید.

در این بخش برای نام‌گذاری سنگ‌های منطقه پیرمردان از نمودار میدل‌موست [۱۰] که یکی از مفیدترین روش‌های طبقه‌بندی سنگ‌ها می‌باشد، استفاده شده است. در این نمودار که براساس تغییرات میزان سیلیس (SiO_2) در مقابل مجموعه آلکالی ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) است، سنگ‌های آتشفشانی محدوده پیرمردان در محدوده تراکی‌آندزیت و داسیت قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). همچنین از نمودار ارائه‌شده توسط کاکس و همکاران [۱۱] و لو باس و همکاران [۱۲] استفاده شد که نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده تراکی‌آندزیت و داسیت قرار گرفته است (شکل ۶ ب و ج).

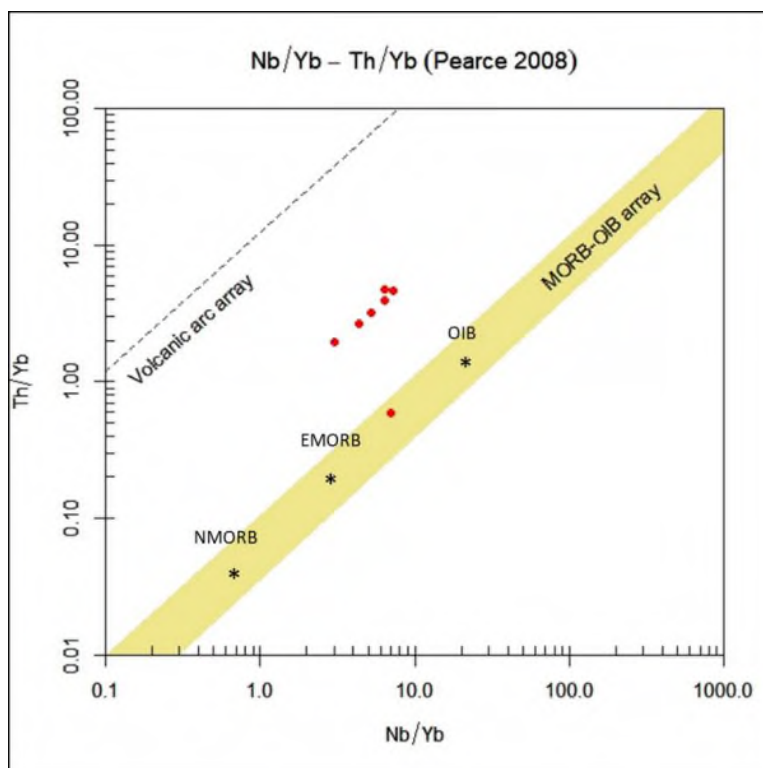
همچنین در ادامه برای تعیین ترکیب و ماهیت سنگ‌های موردنظر، از نمودارهای مربوطه براساس عناصر کمیاب کم‌تحرک و دارای قدرت میدانی بالا شامل Nb، Y، Ti و Zr استفاده می‌شود. برای طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی براساس نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y، بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در قلمرو آندزیت بازالت و آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۶، د).



شکل ۶: الف) طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین منطقه با استفاده از نمودار (Middlemost, 1994)، ب) نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین منطقه با استفاده از نمودار (Cox et al, 1979)، ج) نمودار طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین با استفاده از نمودار (Le bas et al., 1986)، د) موقعیت سنگ‌های محدوده در نمودار Zr/Ti در مقابل Nb/Y.



در هر جایگاه زمین‌ساختی، فعالیت‌های آذرین موجب تولید ماگماهایی می‌شوند که از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی ویژه آن محیط زمین‌ساختی هستند. بنابراین، می‌توان با استفاده از داده‌های حاصل از تجزیه شیمیایی سنگ‌ها، به جایگاه زمین‌ساختی آن‌ها پی برد. نمودارهای متمایزکننده به‌ندرت، محیط زمین‌ساختی قدیمی را بدون ابهام تعیین می‌کنند. این نمودارها در بهترین حالت، فقط احتمال وجود یک محیط زمین‌ساختی را نشان می‌دهند. برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های منطقه از نمودار Th/Yb در مقابل Nb/Yb که برای تعیین ویژگی‌های محل منشأ طراحی شده، استفاده شده است. معمولاً نسبت‌های Th/Yb و Nb/Yb تحت تأثیر تبلور تفریقی یا ذوب بخشی قرار نمی‌گیرند. بنابراین فراوانی این عناصر می‌تواند نشان‌دهنده ترکیب سنگ منشأ ماگما و یا هضم سنگ‌های پوسته به‌وسیله‌ی ماگما باشد. نمونه‌های مورد مطالعه دارای نسبت بالایی از Th/Yb می‌باشند و در محدوده محیط‌های مرتبط با فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۷).



شکل ۷: تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودار [۱۳].

۶- بحث

کانسارهای مس مانند گرچه حقیقتاً فقط یک نوع نمی‌باشند ولی اغلب به گروه مرکبی از کانسارها اطلاق و چنین تعریف می‌شوند: این کانسارها فرایند جایگزینی گرمایی در آندزیت‌ها و گاهی ربولیت‌ها (ایگنمریت) می‌باشند که عموماً شکل هندسی تخت دارند و منطبق یا درون طبقات یا گدازه‌ها بوده و از نوع چینه‌کران به حساب می‌آیند [۱۴، ۱۵].



کانسارهای مس نوع مانتو در شیلی به عنوان سومین منبع مس، پس از سیستم‌های پورفیری و IOCG به شمار می‌آیند. میزان عیار مس در این کانسارها از ۰/۸۵ تا ۳/۵ درصد متغیر است [۱۶]. این نوع کانسارها در شیلی، شکل چینه‌کران داشته و در مجموعه سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک و کرتاسه تشکیل شده‌اند. همراهی تعداد زیادی کانسار در مجاورت یکدیگر از ویژگی بارز این کانسارها می‌باشد [۱۷، ۱۸، ۱۹]. برای مشخص شدن تیپ کانه‌زایی، ویژگی‌های بحرانی و اساسی کانسار مس پیرمردان با ویژگی‌های کانسارهای مس تیپ مانتو در شیلی مقایسه شده است.

بر پایه مطالعات [۲۰] بیشترین رخداد کانه‌زایی مس نوع مانتو در مناطق کشتی و در کمربندهای ماگمایی مرتبط با فرورانش ژوراسیک تا کرتاسه، تشکیل شده است. سنگ میزبان کانسارهای مس نوع مانتو عمدتاً سنگ‌های آذرآواری آندزیتی و گدازه‌های آندزیتی در توالی آتشفشانی آندزیتی-بازالتی کالک آلکالن تا آندزیتی-داسیتی است [۲۱، ۲۲] مجموعه این سیستم‌های کانساری، به جز کانسارهای مس چینه‌کران نوع مانتو، در ارتباط مشخص با توده‌های نفوذی هستند [۲۱، ۲۲]. براساس بررسی‌های انجام شده در منطقه و مطالعات پیشین کانسار پیرمردان در کمربند آتشفشانی ترو-چاه‌شیرین در یک محیط مرتبط با فرورانش تشکیل شده است. در منطقه مس پیرمردان کانه‌زایی در واحدهای سنگی آندزیت‌بازالت، آندزیت و پورفیری بازالت است که نشانگر وضعیت چینه‌کران کانه‌زایی در این منطقه است. کانه‌زایی در کانسارهای تیپ مانتو به طور عمده رگه-رگچه‌ای و پرکننده فضای خالی است. در منطقه پیرمردان نیز شکل ماده معدنی و سولفیدهای مس به طور کلی به صورت پرکننده فضای خالی و در بخش-هایی رگه-رگچه‌ای است. مهم‌ترین سولفیدهای موجود در کانسارهای تیپ مانتو در دنیا و در شیلی شامل بورنیت، کالکوسیت و کالکوپریت به همراه پیریت هستند [۱۶]. در کانسار مس پیرمردان نیز کانی‌های کالکوسیت، کالکوپریت، بورنیت و پیریت مشاهده شده‌اند. دگرسانی در کانسارهای تیپ مانتو گسترش کمی دارد و دارای دگرسانی‌های کربناته، کلریتی، سیلیسی و سرسیتی است [۱۷، ۱۹]. در کانسار پیرمردان نیز دگرسانی‌های کربناته، سیلیسی، سرسیتی، آرژیلیکی و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن مشاهده شده است.

۷- نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات کانه‌زایی، دگرسانی و ژئوشیمی انجام شده در این پژوهش، شباهت‌های فراوانی بین کانسارهای مس پیرمردان با انواع تیپ کانسارهای نوع مانتو وجود دارد. کانه‌زایی در کانسار مس پیرمردان عمدتاً به صورت برشی و پرکننده فضای خالی، رگه-رگچه‌ای، دانه‌پراکنده و جانشینی است. سنگ میزبان عمدتاً در این نوع کانه‌زایی دارای ترکیب آندزیت است که در منطقه مورد مطالعه سنگ میزبان آندزیت، تراکی آندزیت و پورفیری بازالت است. تفاوت در نحوه کانه‌زایی مس در نتیجه تفاوت در عوامل کنترل کننده کانه‌زایی است. دگرسانی‌های موجود در منطقه شامل کربناته، سیلیسی، سرسیتی، آرژیلیتی و اکسید و هیدروکسیدهای آهن می‌باشد. با توجه به شواهدی از جمله کنترل ساختاری کانی‌سازی به علاوه ساده بودن کانی‌شناسی، دگرسانی و ساخت و بافت، کانی‌سازی در محدوده اکتشافی پیرمردان بیشترین شباهت را با کانسارهای مس تیپ مانتو از خود نشان می‌دهد.

منابع

- [۱] آقاناتی ع، (۱۳۸۳)، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۸۵ ص.
- [2] Nogole Sadat, M.A.A. Almasian, A. (1993), "Tectonic Map of Iran 1:1000000, treatise on the geology of Iran.



- [3] Shamanian G.H., Hedenquist J.W., Hattori K.H., Hassanzadeh J. (2004), "The Gandy and Abolhassani epithermal prospects in the Alborz magmatic arc, Semnan province, Northern Iran", *Economic Geology*, 99(4), pp.691-712.
- [4] Hassanzadeh J., Gazi A.M., Axen G., Guest B., Stockli D., Tucker P. (2002), "Oligocene mafic magmatism in north-west of Iran: Evidence for the separation of the Alborz from the Urumieh-Dokhtar magmatic arc [abs]", *Geological Society of America Abstracts with Program*, v. 34, no. 6, p. 331.
- [۵] هوشمند زاده، ع. علوی نائینی، م. و حقی‌پور، ع. (۱۳۵۷)، "تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه تروند (از پرکامبرین تا عهد حاضر)"، سازمان تحقیقات زمین‌شناسی و معدنی کشور، ص ۱۳۸.
- [6] Guilbert H. M. and Park. C. F. (1997), "The geology of ore deposits", W. H. Freeman., pp. 983.
- [7] Pirajno F.J. (1992), "Hydrothermal Mineral Deposits. Principles and fundamental concepts for the Exploration Geologist" Springer, Verlag, p. 706.
- [8] Pirajno F. (2009), "Hydrothermal Mineral Deposits, Principle and Fundamental Concept for the Exploration Geologist", Springer pp.706.
- [9] Meinert L., Dipple G and Nicolescu S. (2005), "World skarn deposits, in Hedenquist", J.W., et.al. eds., *Economic Geology 100th Anniversary Volume: Littleton, Colorado, Society of Economic Geologists*, pp. 299-336
- [10] Middlemost E.A. K. (1994) "Naming materials in the magma and igneous rock system" *Science Reviews.*, 37, pp. 215-224.
- [11] Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R.J. 1979- The interpretation of igneous rocks. George, Allen and Unwin, London.
- [12] Le Bas, Le Maitre, Streckeisen and Zanettin, (1986). "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram". *Journal Petrol*, 27, Part 3, pp.375 – 750.
- [13] Pearce, J.A. (2008) *Geochemical Fingerprinting of Oceanic Basalts with Applications to Ophiolite Classification and the Search for Archean Oceanic Crust*. *Lithos*, 100, 14-48.
- [14] Sillitoe, R. H., 1992: *Gold and Copper Metallogeny of the Central Andes; Past, Present, and Future Exploration Objectives*, *Econ, Geol.* Vol, 87, PP, 2205-2216.
- [15] Routhier, P., (1982). *Where are the Metals for the future? The Metal Provinces, An Essay on Global Metallogeny*, BRGM, France, p400.
- [16] Maksaev, V. & Zentilli, M., (2002), "Chilean strata-bound Cu-(Ag) deposits: an overview. In: Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits*". A Global Perspective, vol. 2. PGC Publishing, Adelaide, pp. 163-184.
- [17] Kirkham, R.V., (1996), "Volcanic red bed copper, *Geol. Sur. of Canada, Canadian mineral deposit types*". 8: 241-252.
- [18] Cabral, A. R. & Beaudoin, G., (2007), "Volcanic red-bed copper mineralization related to submarine basalt alteration, Mont Alexandre, Quebec Appalachians, Canada". *Mineral Deposita*, 42: 901 – 912.
- [19] Kojima, S., Trista, D., Guilera, A. & Ken-ichiroayashi, H., (2009), "Genetic Aspects of the Manto-type Copper Deposits Based on Geochemical Studies of North Chilean Deposits". *Resource Geology* Vol. 59, No. 1: 87 – 98.
- [20] Espinnoza, R.S., Veliz, G.H., Esquivel, L.J., Arias, F.J., and Moraga, B.A., 1996, The cupriferous province of the coastal ranges, Northern Chile, In: Camus, F., Sillitoe, R.H., Petersen, R., (eds.) *Andean copper deposits: new discoveries, mineralization, styles and metallogeny*. Special publication, No. 5, p. 19-32.
- [21] Tristá-Aguilera, D., Barra, F., Ruiz, J., Morata, D., Talavera-Mendoza, O., Kojima, S. & Ferraris, F., (2006), "Re-Os isotope systematics for the Lince-Estefanía deposit: constraints on the timing and source of copper mineralization in a stratabound copper deposit, Coastal Cordillera of Northern Chile". *Miner Deposita* 41: 99-105.
- [22] Tosdal, R. M. & Munizaga, F., (2003), "Lead sources in Mesozoic and Cenozoic Andean ore deposits, north-central Chile (30 – 34°S)". *Mineral Deposita*, 38: 234 – 250.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



زمین‌شناسی و کانی‌سازی کانسار فلزات پایه ماهور، شمال شرق بادرود

زهرا مرادیانی تیزابی *

دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس

zahra.moradiani@modares.ac.ir

مجید قادری

استاد، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس

mghaderi@modares.ac.ir

حسینعلی تاج‌الدین

استادیار، گروه زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه تربیت مدرس

h.tajeddin@modares.ac.ir

چکیده

کانسار فلزات پایه ماهور در شمال شرق بادرود در استان اصفهان و در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه- دختر واقع است. واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده کانسار، مجموعه سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن با ترکیب آندزیت، بازالت آندزیتی، توف و پیروکلاستیک‌های ائوسن می‌باشند که توسط توده‌های نفوذی با ترکیب گرانودیوریت، مونزودیوریت و گرانیت قطع شده‌اند. سنگ میزبان اصلی کانه‌سازی در این کانسار گدازه آندزیتی و پیروکلاستیک می‌باشد. کانی‌سازی در ارتباط با زون‌های برشی در امتداد گسل‌های با راستای غالب شمال شرق - جنوب غرب است که در داخل یک محدوده دگرسان شده (آرژیلی) با طول حدود ۵۰۰ و ضخامت از ۵ تا ۳۰ متر رخ داده است. دگرسانی‌های گرمایی در محدوده، انواع آرژیلی، سرسییتی، سیلیسی، و پروپیلیتی را شامل شده‌اند. محتوای کانی‌های اولیه در زون‌های برشی شامل گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، باریت، پیریت و مگنتیت و کانی‌های سوپرژن شامل کالکوسیت، مالاکیت، آزوریت، گوتیت و لیمونیت می‌باشند. با توجه به موقعیت زمین‌شناسی، ویژگی‌های سنگ میزبان، نوع دگرسانی‌ها، پارائز کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانه‌ها، کانی‌سازی در کانسار ماهور بیشترین شباهت را با کانسارهای اپی‌ترمال نشان می‌دهد.

کلمات کلیدی: کانی‌سازی، دگرسانی، اپی‌ترمال، ماهور، ارومیه- دختر



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Geology and mineralization of the Mahour base metal deposit, northeast of Badroud

Zahra Moradiani Tizabi*

M.Sc. Student, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University
zahra.moradiani@modares.ac.ir

Majid Ghaderi

Professor, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University
mghaderi@modares.ac.ir

Hossein-Ali Tajeddin

Assistant Professor, Department of Economic Geology, Tarbiat Modares University
h.tajeddin@modares.ac.ir

Abstract

The Mahour base metal deposit is located in the northeast of Badroud in the Isfahan province and in the middle part of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc. The rock units exposed in the area are a collection of Eocene volcanic (andesite, andesitic basalt), tuff and pyroclastic rocks which have been cut by granodiorite, monzodiorite and granite intrusions. The main host rock to the ores in the deposit is andesitic and pyroclastic lava. Mineralization is associated with shear zones along faults with a predominant northeast-southwest direction which are altered within an altered (argillaceous) area occurring with a length of about 500 and a thickness of 5-30 m. Hydrothermal alteration types include a range of argillaceous, sericitic, siliceous, and propylitic. The primary minerals in the shear zones comprise of galena, sphalerite, chalcopyrite, barite, pyrite and magnetite, while the supergene minerals are chalcocite, malachite, azurite, goethite and limonite. Based on the geological setting, characteristics of the host rock, types of alteration, mineralogical paragenesis as well as the structure and texture of the ores; mineralization in the Mahour deposit is quite similar to those of epithermal deposits.

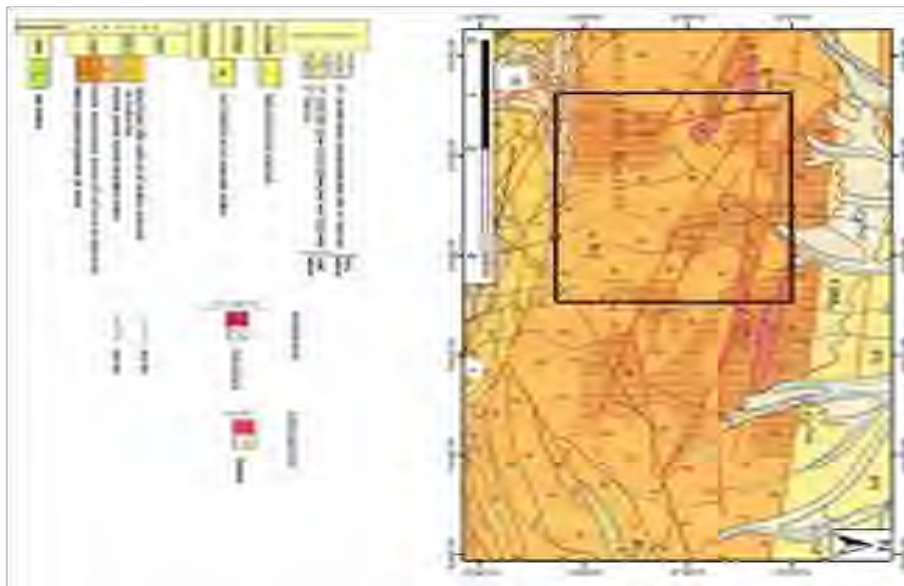
Keywords: Mineralization, alteration, epithermal, Mahour, Urumieh-Dokhtar



مقدمه

ایران در بخش میانی کمربند کوهزایی و فلززایی آلپ- هیمالیا قرار دارد و حوادث زمین‌شناسی و کانی‌سازی مختلفی را در اثر کوهزایی آلپی تحمل کرده است. براساس مدل‌های زمین‌شناسی و ژئودینامیکی، عمده ذخائر ایران در ارتباط با ماگماتیسم مرتبط با کمان‌های آتشفشانی کالک‌آلکالین این کمربند تشکیل شده است [۱]. کمربندهای آتشفشانی- نفوذی رخ داده در کمربندهای آتشفشانی- ماگمایی ارومیه- دختر البرز شرق ایران و مکران، نمونه‌هایی از این کمان‌ها هستند که میزبان بیشترین و بزرگترین ذخایر طلا و مس در ایران می‌باشند [۱]. در اثر فرایندهای مرتبط با تکامل اقیانوس نئوتتیس که شامل مراحل بازشدن، فرورانش و بسته شدن این اقیانوس و همچنین فرایندهای پس از برخورد است، انواع تیپ‌های مختلف کانساری در ایران تشکیل شده است. با توجه به موقعیت ژئودینامیکی، این کمربند ماگمایی یکی از مهمترین ایالت‌های فلززایی در ایران محسوب شده و میزبان انواع مهمی از کانه‌زایی‌های فلزی مانند کانسارهای مس (مولیبدن) پورفیری سرچشمه، میدوک، سونگون، کوه‌پنج، دره‌زرشک و علی‌آباد [۲]، [۳]، [۴]، [۵] و همچنین کانسارها و رخداد‌های طلای اپی‌ترمال هیزه‌جان، مسجدداغی، زایلیک و صفی‌خانلو [۶]، [۷]، [۸]؛ چاه‌زرد [۹]، [۱۰]، [۱۱]، [۱۲]، [۱۳]، [۱۴]، [۱۵]؛ لاطلا [۱۶] و طلای بزمان [۱۷] است.

کانسار فلزات پایه ماهور، به مختصات جغرافیایی $52^{\circ}24'34''$ تا $52^{\circ}26'22''$ طول شرقی و $33^{\circ}54'38''$ تا $33^{\circ}56'55''$ عرض شمالی، در ۴۰ کیلومتری شمال شرق بادرود، از توابع شهرستان نطنز، در استان اصفهان و در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه- دختر واقع است (شکل ۱). این کانسار دارای پتانسیل قابل توجهی از سرب، روی، مس و طلا می‌باشد، بنابراین با توجه به اینکه کانسار ماهور اخیراً اکتشاف گردیده و در ارتباط با کنترل‌کننده‌های کانه‌زایی و نیز ماهیت و منشاء سیالات کانه‌ساز آن مطالعات کاملی صورت نگرفته است، بدیهی است مطالعه ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانه‌زایی کانسار مزبور می‌تواند برای اکتشاف این نوع کانسارهای حاوی فلزات پایه در بخش‌های میانی کمربند ارومیه- دختر که شرایط زمین‌شناسی مشابهی دارند، مورد استفاده قرار گیرد. در پژوهش حاضر، ویژگی‌های زمین‌شناسی و کانی‌سازی این کانسار مورد بررسی قرار گرفته است.



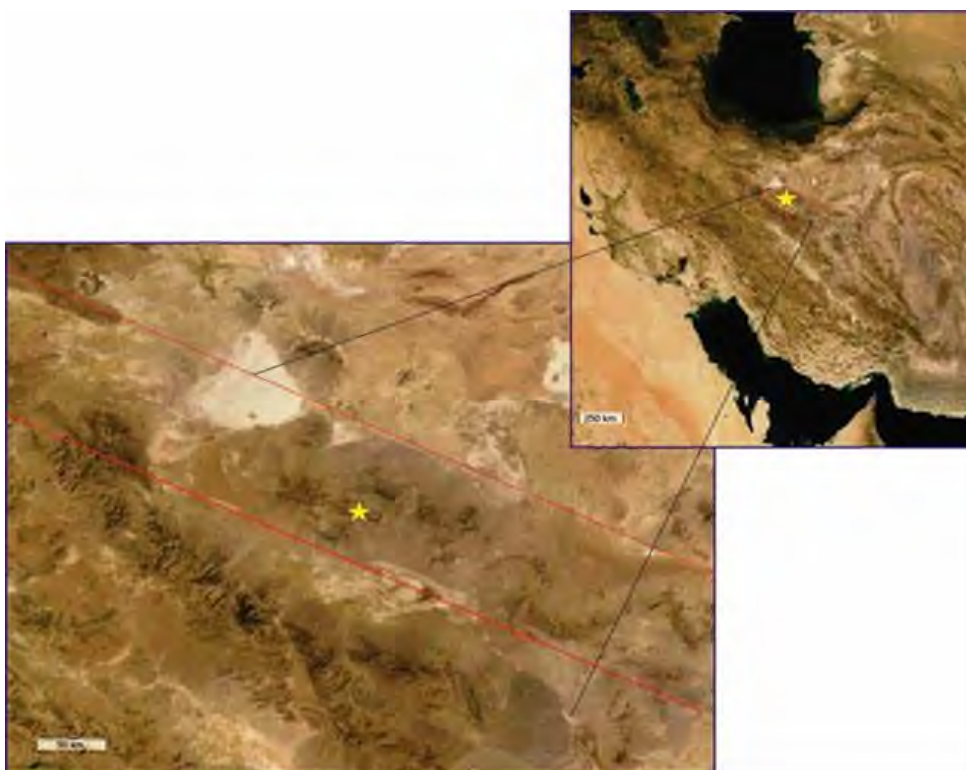
شکل ۱: بخشی از نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ کوه لطیف [۱۸].



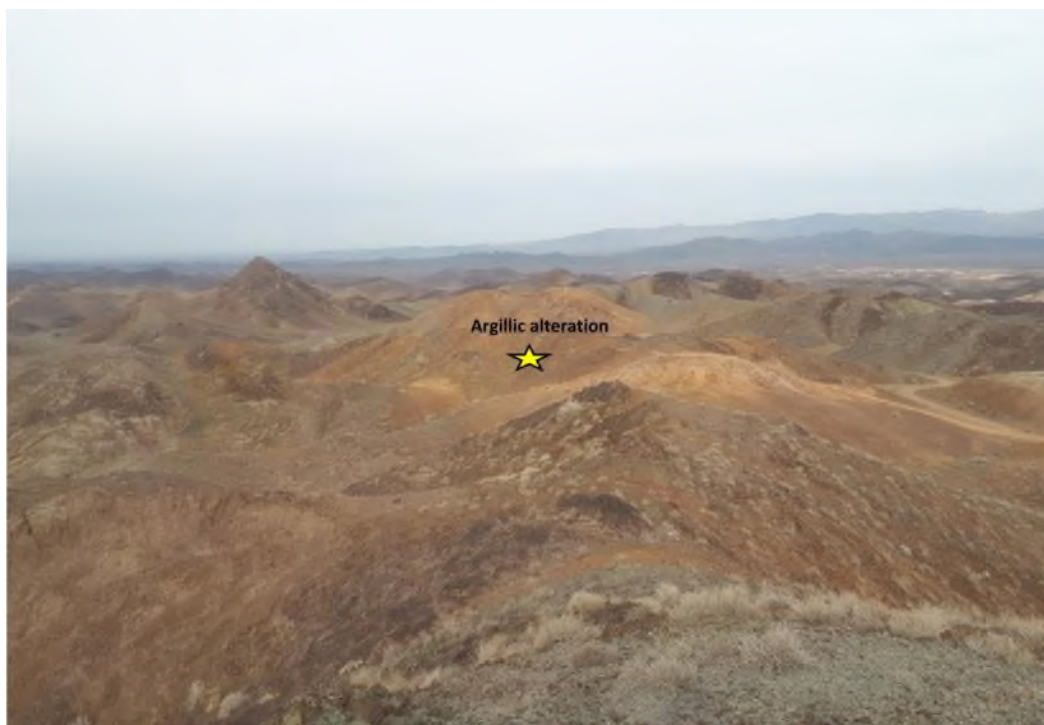
بحث

۱- زمین‌شناسی

از لحاظ زمین‌شناسی، این منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری با ترکیب بازیک- حدواسط، سنگ‌های آذرآواری و آتشفشانی با ترکیب اسیدی، توده‌های نیمه‌عمیق با ترکیب داسیت پورفیری، کوارتزیدیوریت و کوارتزمونوزودیوریت پورفیری و دایک‌های با ترکیب اسیدی (داسیت) و حدواسط مرتبط با توده‌های نیمه‌عمیق است. سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری این محدوده شامل آندزیت، آندزی بازالت- لاتیت بازالت، آندزیت آمفیبول‌دار تا لاتیت آندزیت آمفیبول‌دار، لاتیت آندزیت‌های قرمز و بنفش و واحدهای آذرآواری نیز شامل توف‌های ریولیتی ارغوانی- صورتی و توف ماسه‌ای و ماسه‌سنگ است. منطقه ماهور در میان دو زون گسلی مهم در شمال و جنوب قرار گرفته است (شکل ۲). در یک دید کلی، بارزترین شکستگی‌های ساختاری مشهود در محدوده، گسل‌های با روند شرقی- جنوب‌شرقی می‌باشند که براساس مطالعات صحرایی مشخص شد این دسته گسل‌ها دارای هر دو مؤلفه با لغزش معکوس و چپگرد هستند. واحد اصلی رخنمون یافته در این محدوده واحد آذرآواری می‌باشد که با رنگ رخنمون خاکستری تا سبز سنگ میزبان کانه‌زایی کانسار ماهور است (شکل ۳). سنگ‌شناسی این واحد از آندزیت، بازالت آندزیتی، توف، توف برشی و آگلومرا تشکیل شده است.



شکل ۲: دو گسل اصلی مؤثر که سبب بالآمدگی منطقه مورد بررسی شده است؛ موقعیت محدوده مطالعاتی با علامت ستاره بر روی شکل نمایش داده شده است (گسل‌ها با خطوط قرمز رسم شده‌اند).



شکل ۳: تصویری دورنما از گسترش واحد آذرآواری که میزبان اصلی کانسار بوده و در بخش‌هایی با دگرسانی آرژیلیک همراه است. موقعیت محدوده مطالعاتی با علامت ستاره بر روی شکل نمایش داده شده است (دید به سمت شمال).

واحد آندزیت- آندزیت بازالت حجم اصلی سنگ‌های آتشفشانی در محدوده ماهور را تشکیل می‌دهد. این واحد به صورت تپه‌ماهورهای کم‌ارتفاع متشکل از گدازه و گنبد‌های آتشفشانی به رنگ خاکستری تیره برونزد دارد (شکل ۴ الف، ب). گدازه‌های این واحد، واجد بافت پورفیری بوده و از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آکالی فلدسپار و آمفیبول تشکیل یافته است. درشت‌بلورهای خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز حدود ۵۰ درصد از حجم سنگ را تشکیل می‌دهند و کم و بیش به کلریت و کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند (شکل ۴ ج). بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار آمفیبول نیز حدود ۲ تا ۱۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل داده‌اند. واحد توف همراه با گدازه آندزیتی با رنگ خاکستری متمایل به ارغوانی، و با ساخت لایه‌ای نازک تا متوسط برونزد دارد. واحد یاد شده حاوی میان‌لایه‌هایی از گدازه آندزیتی خاکستری است. واحد توفی ارغوانی رنگ قطعات سنگی ریزدانه‌ای دارد و در زمینه‌ای از ذرات در حد سیلت قرار دارند (شکل ۴ د).

واحد پیروکلاستیک به رنگ قهوه‌ای تا خاکستری روشن و شامل انواع برش آتشفشان جوش‌خورده، آگلومرا، توف برشی و گاهی لیتیک توف است. قطعات تشکیل‌دهنده برش آتشفشانی از آندزیت، آندزیت بازالت و توف با اندازه‌های متفاوت تشکیل شده‌اند (شکل ۴ ه، و، ز).

توده دیوریتی با بافت پورفیری با اندازه دانه‌های متوسط که در درجات مختلفی متحمل دگرسانی‌های کربنات و سریسیت شده‌اند و بیشتر شامل پلاژیوکلاز و کوارتز به همراه میزان کمی هورنبلند، بیوتیت و آکالی فلدسپار هستند (شکل ۴ ح).



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۴: الف) نمای دور از واحد آندزیت- تراکی آندزیت که به صورت تپه‌ماهوری است. ب) نمایی نزدیک از واحد آندزیتی- تراکی آندزیتی که دچار دگرسانی شده است. ج) تصویر میکروسکوپی از واحد آندزیتی، دارای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آکالی فلدسپار و آمفیبول درون زمینه‌ای ریزبلور. د) نمای میکروسکوپی از توف‌های ارغوانی دارای قطعات سنگی ریزدانه در زمینه‌ای از ذرات در حد سیلت. ه) نمونه مغزه حفاری از واحد توف ریزبلور که توسط



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020

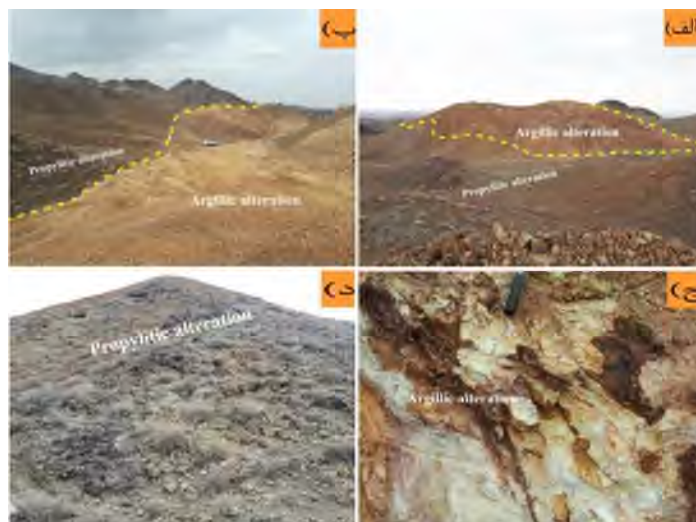


رگچه‌های کوارتزی کانه‌دار قطع شده است. (و نمونه‌ای از وجود آگلومرا در مغزه‌های حفاری که پیریت به‌صورت دانه‌پراکنده در زمینه آن دیده می‌شود. (ز نمونه‌ای از توف برشی در مغزه حفاری. ح) تصویری میکروسکوپی از نفوذی‌های دیوریت منطقه دارای پلاژیوکلاز با اندازه متوسط، کوارتز و مقدار کمی آلکالی فلدسپار که دگرسان شده‌اند. Afs: آلکالی فلدسپار، Amp: آمفیبول، Cpy: کالکوپیریت، Plg: پلاژیوکلاز، Py: پیریت، Qz: کوارتز [۱۹].

در راستای این مطالعه در کانسار ماهور، تعداد ۲۰ نمونه از رگه‌ها و سنگ‌های دارای رخنمون در منطقه و تعداد ۱۳۰ نمونه از حفاری‌های انجام شده برای مطالعات کانی‌شناسی برداشت شد. به‌منظور بررسی کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی منطقه و تعیین ارتباط بین کانه و سنگ باطله و همچنین به جهت بررسی دگرسانی‌ها در کانسار، ۵۳ مقطع صیقلی و نازک-صیقلی از نمونه‌ها تهیه شد. این مقاطع در دانشگاه تربیت مدرس مطالعه گردید که نتایج این مطالعات در ادامه شرح داده شده است.

۲- دگرسانی:

عوامل مختلفی در رخداد دگرسانی در محدوده مطالعاتی مؤثر بوده‌اند که با توجه به ارتباط فضایی دگرسانی‌ها با موقعیت توده‌های نیمه‌عمیق، جایگیری توده‌های نیمه‌عمیق در سنگ‌های آتشفشانی میزبان کانی‌سازی، یکی از عوامل کنترل‌کننده دگرسانی در محدوده کانسار بوده است. دو رخداد جایگزینی توده‌های نیمه‌عمیق طی دوره‌های مختلف در محدوده رخ داده که شامل توده داسیت پورفیری مربوط به ائوسن پسین است که در وهله بعد این توده خود نیز تحت تأثیر توده نیمه‌عمیق با ترکیب حدواسط (کوارتز دیوریت- کوارتز مونوز دیوریت) قرار گرفته و این فاز تأثیر مهمتری در کانه‌زایی و دگرسانی در محدوده مطالعاتی داشته است. عامل مهم دیگر مؤثر در رخداد دگرسانی در محدوده مطالعاتی، نحوه کنترل و جایگزینی توده‌های نیمه‌عمیق در آن و به‌تبع آن دگرسانی مرتبط با توده‌ها است. این توده‌ها با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق در منطقه مستقر شده‌اند، هرچند بخش‌هایی از این توده‌ها در خارج از این روند واقع شده‌اند. عوامل مهم نامبرده موجب رخداد و همچنین کنترل روند دگرسانی در محدوده مطالعاتی شده‌اند. محدوده اکتشافی از لحاظ فلززایی بخشی از محور مس- طلا دار کاشان- کوه‌دم است که طی عملکرد فعالیت‌های ماگمایی ائوسن به‌صورت ولکانیکی، ساب‌ولکانیکی و نفوذی منجر به دگرسانی و کانه‌زایی مس و طلا و سرب و روی در آن شده است. دگرسانی گرمابی در کانسار ماهور گسترده بوده که برپایه بررسی دگرسانی‌ها در رخنمون سطحی و مغزه‌های حفاری همراه با سنگ‌شناسی ۴ نوع دگرسانی اصلی در کانسار ماهور قابل شناسایی است: آرژیلی، سیلیسی، سریسیتی و پروپیلیتی که از این میان، دگرسانی‌های آرژیلیک و پروپیلیتیک در محدوده مطالعاتی بیشترین رخنمون را دارند (شکل ۵).



شکل ۵: تصاویری از دگرسانی‌های گرمایی در محدوده مورد مطالعه. الف) تصویر دورنما از دگرسانی آرژیلی در بخش کانی‌سازی به صورت رگه‌ای. ب) رخنمونی از دگرسانی آرژیلی در بخش کانه‌سازی به صورت برشی. ج) نمایی نزدیک‌تر از دگرسانی آرژیلی. د) نمایی از دگرسانی پروپیلیتی در واحدهای آذرآواری.

دگرسانی آرژیلیک به صورت بخش‌هایی کوچک، در قسمت‌هایی از محدوده و در واحدهای آندزیت مشاهده می‌شود. این دگرسانی به رنگ خاکستری روشن در سطوح تازه و قهوه‌ای تیره رنگ در سطح هوازده مشخص است. رخداد این دگرسانی با تجزیه کانی‌های سیلیکاته اولیه و تشکیل کانی‌های رسی و کائولینیت مشخص می‌باشد. دگرسانی سریسیتی به صورت لکه‌ای، تنها در جنوب محدوده و در واحدهای آندزیتی ایجاد شده است. دگرسانی پروپیلیتی در شمال محدوده مورد مطالعه و در واحدهای آندزیتی بازالتی رخ داده است. رخداد این دگرسانی از شدت کم تا متوسط متغیر است که در محدوده با ظهور کانی‌های کلریت، اپیدوت و سریسیت مشخص است.

۳- کانی‌سازی:

کانسار ماهور شامل کانی‌سازی چندفلزی Pb-Zn-Cu-Au-Ag در واحد آتشفشانی گدازه آندزیتی و پیروکلاستیک است. کانی‌سازی داخل یک محدوده دگرسان شده (آرژیلی) با طول حدود ۵۰۰ و ضخامت از ۵ تا ۳۰ متر متغیر است (شکل ۶ الف، ب) که محتوای کانی‌های اولیه شامل گالن، اسفالریت، کالکوپیریت، باریت، پیریت و مگنتیت و کانی‌های سوپرژن شامل مالاکیت، آزوریت، ژاروسیت، گوتیت و لیمونیت است (شکل ۷). کانه‌زایی فلزات پایه به صورت برشی، رگه- رگچه‌ای، دانه‌پراکنده و گاه کلوفرمی است (شکل ۸ الف). در برخی دیگر از بخش‌ها نیز آثار برش گرمایی و برش گسلی مشهود است (شکل ۸ ب، ج). کانه‌زایی در رگه‌های با پاراژنز کانی‌شناسی اسفالریت، گالن، کالکوپیریت، پیریت و باریت به صورت پرکننده فضای خالی بافت چیره در کانه‌زایی منطقه بوده و در مقیاس میکروسکوپی و ماکروسکوپی قابل توصیف است (شکل ۹). رگه کانسار ماهور از کوارتز دانه‌ریز تا دانه‌درشت تشکیل شده که در بخش‌هایی از آن بافت‌های شاخص کانسارهای اپی‌ترمال مانند کلوفرمی، شان‌های و برشی دیده می‌شود [۲۰] و [۲۱]. در



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



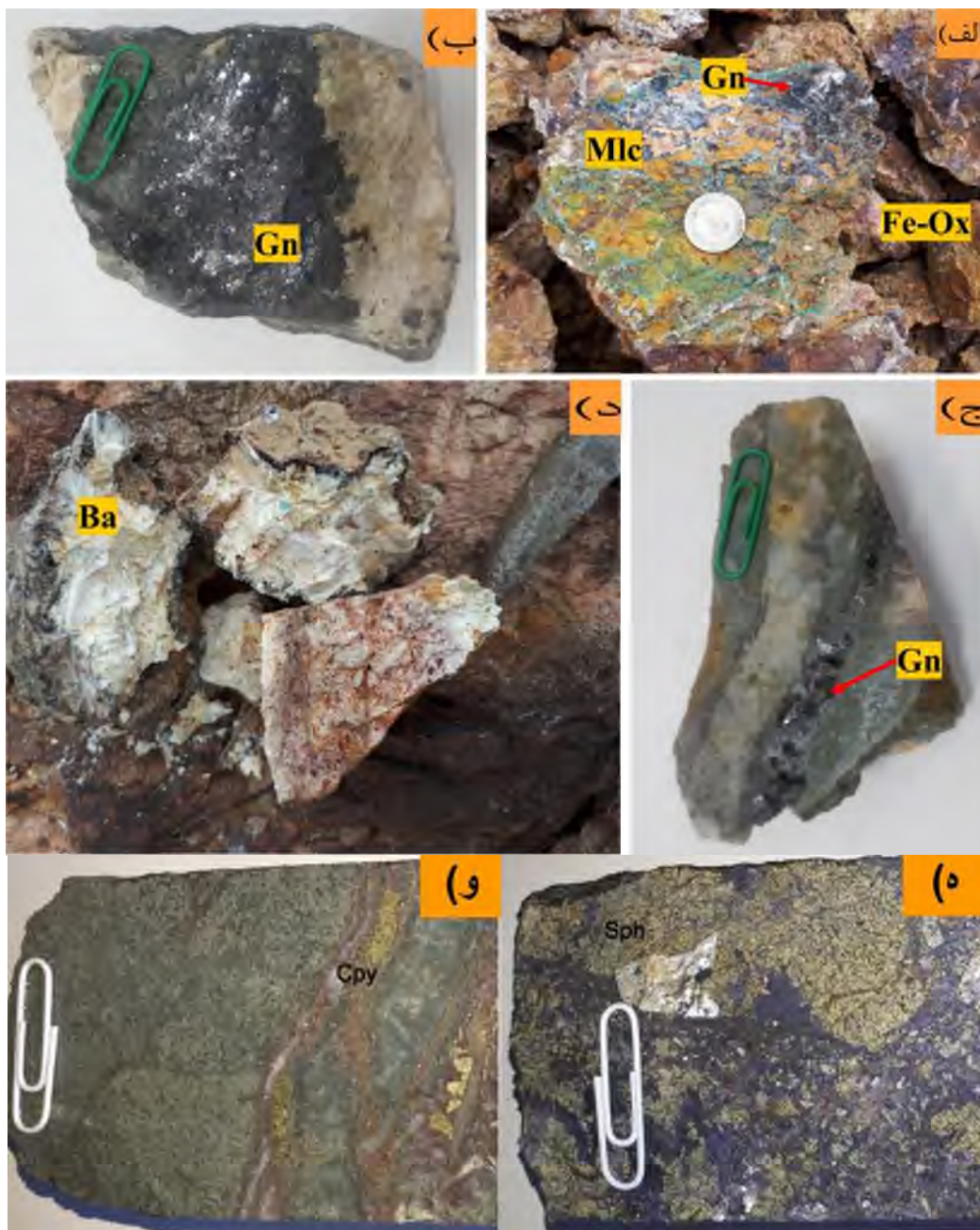
بخش‌های سطحی و ژرفای کم، کانی‌های سولفیدی اولیه در اثر فرایندهای سوپرژن به کانی‌های ثانویه تبدیل شده‌اند. برای مثال می‌توان به تشکیل کالکوسیت در حاشیه کالکوپیریت اشاره نمود.



شکل ۶: تصاویری از بخش کانه‌دار محدوده مورد مطالعه. الف) نمایی از زون اصلی کانی‌سازی به صورت برشی. ب) رخنمونی از کانی‌سازی به صورت رگه‌ای در همراهی با زون دگرسانی.



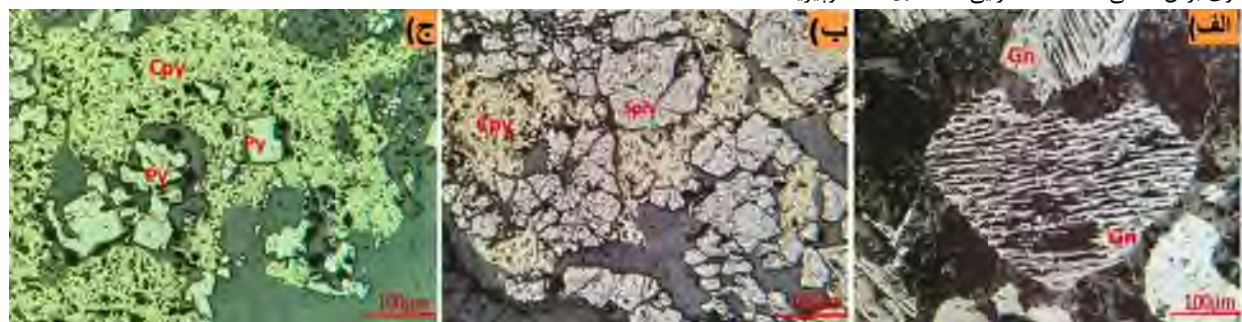
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
 ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
 The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
 10-11 November, 2020



شکل ۷: تصاویری از کانسنگ‌های معدنی در محدوده مورد مطالعه. الف) نمونه دستی از کانسنگ‌های حاوی گالن، مالاکیت و اکسید آهن. ب) کانسنگ غنی از گالن. ج) رگه سیلیسی همراه با گالن. د) باریت در همراهی با مالاکیت و اکسیدهای آهن. ه) نمونه مغزه حفاری حاوی اسفالریت. و) نمونه حفاری حاوی کالکوپیریت رگه‌ای. Ba: باریت، Gn: گالن، Cpy: کالکوپیریت، Py: پیریت، Mlc: مالاکیت، Fe-Ox: هیدروکسیدهای آهن، Sph: اسفالریت.



شکل ۸: (الف) نمونه مغزه حفاری حاوی بافت کلوفرمی. (ب) تصویری از مغزه حفاری که دچار برش گرمایی شده و کانه‌دار می‌باشد. (ج) نمونه‌ای از مغزه حفاری حاوی برش گسلی که فاقد کانه‌زایی است. Cpy: کالکوپیریت.



شکل ۹: تصاویر میکروسکوپی از پاراژنز کانی‌شناسی رگه‌های سیلیسی سولفیددار. (الف) گالن. (ب) اسفالریت و کالکوپیریت. (ج) پیریت و کالکوپیریت. Gn: گالن، Cpy: کالکوپیریت، Py: پیریت، Sph: اسفالریت.

نتیجه‌گیری

محدوده اکتشافی ماهور از لحاظ فلززایی بخشی از محور مس-طلا دار کاشان-کوه‌دم است که عملکرد فعالیت‌های ماگمایی ائوسن به صورت ولکانیکی، ساب‌ولکانیکی و نفوذی، منجر به دگرسانی و کانه‌زایی مس، طلا و سرب و روی در آن شده است. روند ماگماتیسیم و دگرسانی در این محدوده به صورت شمالی-جنوبی است که به علت وجود زمین‌ساخت کشتی در منطقه و تداخل گسل‌های راست‌لغز، فضای مناسب برای نفوذ ماگما و متعاقباً سیالات دگرسان‌کننده به وجود آمده است. سنگ میزبان اصلی کانه‌سازی در این کانسار، گدازه آندزیتی و پیروکلاستیک است. دگرسانی‌های گرمایی در محدوده انواع آرژیلی، سریسیتی، سیلیسی، و پروپیلیتی را شامل می‌گردد. پاراژنز کانی‌شناسی نیز شامل اسفالریت، گالن، کالکوپیریت و پیریت بوده و ساخت و بافت کانه‌ها به صورت برشی، رگه-رگچه‌ای و دانه‌پراکنده می‌باشد. بنابراین، بر پایه محیط زمین‌شناسی، ویژگی‌های سنگ میزبان، نوع دگرسانی‌ها، پاراژنز کانی‌شناسی و ساخت و بافت کانه‌ها [۲۰]، [۲۱]، [۲۲]، [۲۳] و [۲۴]، کانی‌سازی در کانسار ماهور، بیشترین شباهت را با کانسارهای اپی‌ترمال نشان می‌دهد.

منابع

[1] Richards, J.P., Sholeh, A., 2016. The Tethyan tectonic history and Cu-Au metallogeny of Iran. Society of Economic Geologists, Special Publication, 19, 193-212



- [2] Hezarkhani, A., Williams-Jones, A.E., 1998. Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry copper deposit Iran: Evidence from fluid inclusions and stable isotopes. *Economic Geology* 93, 651–670.
- [3] Zarasvandi, A., Liaghat, S., Zentilli, K., 2005a. Porphyry copper deposits of the Urumieh-Dokhtar magmatic arc Iran. In: Porter, T.M., (ed.), *Super porphyry copper and gold deposits: A global perspective*. Linden Park South Australia PGC Publishing, 441–452
- [4] Zarasvandi, A., Liaghat, S., Zentilli, K., 2005b. Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Central Iran. *International Geology Review* 47, 620–646.
- [5] Shafiei, B., Haschke, M., Shahabpour, J., 2009. Recycling of orogenic arc crust triggers porphyry Cu mineralization in Kerman Cenozoic arc rocks southeastern Iran. *Mineralium Deposita* 44, 265–283.
- [6] Ebrahimi, S., Alirezaei, S., Yuanming, P., 2009. Various epithermal precious metal systems in the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, Iran. *Goldschmidt Conference, Abstracts*.
- [7] Ebrahimi, S., Alirezaei, S., Yuanming, P., 2011. Geological setting, alteration, and fluid inclusion characteristics of Zaglic and Safikhanloo epithermal gold prospects, NW Iran. In: Sial, A.N., Bettencourt, J.S., epithermal precious-metal deposits. In: Simmons, S.F., Graham, I., (eds.) *Volcanic, geothermal, and ore- 284 forming fluids: rulers and witnesses of processes within the earth*. Society of Economic Geologists, Special
- [8] Jamali, H., Yildirim, D., Daliran, F., Yaghubpur, A., Mehrabi, B., 2009. Metallogeny and tectonic evolution of the Cenozoic Ahar–Arasbaran volcanic belt, northern Iran. *International Geology Review* 1–23.
- [9] Ghaderi, M., Kouhestani, H., 2010. Chah Zard deposit: the first report of Ag-Au epithermal mineralization with brecciated host in Iran. 7th Annual Meeting of Asia Oceania Geosciences Society (AOGS), Hyderabad, India, Abstract.
- [10] Kouhestani, H., Ghaderi, M., Zaw, K., 2010. Chah Zard, a breccia-hosted epithermal silver-gold deposit in the Tethyan belt of Iran. 24th Victorian Universities Earth & Environmental Sciences Conference (VUEES), Melbourne, Australia, Abstract.
- [11] Kouhestani, H., Ghaderi, M., Zaw, K., Meffre, S., Emami, M.H., 2011. Geological setting and timing of the Chah Zard breccia-hosted epithermal gold-silver deposit in the Tethyan belt of Iran. *Mineralium Deposita* [12] Publication, 10, 315–343.
- [13] Ghaderi, M., Kouhestani, H., Zaw, K., Meffre, S., 2011a. U–Pb geochronology and Pb isotope characteristics of Chah Zard Ag–Au epithermal deposit, west-central Iran. 11th International Multidisciplinary Scientific Geo-Conference and EXPO (SGEM). Albena, Bulgaria, p. 1039-1046.
- [14] Ghaderi, M., Kouhestani, H., Zaw, K., Meffre, S., 2011b. Geochemistry and geochronology study on Chah Zard deposit: A breccia-hosted Ag-Au epithermal mineralization in Iran. 8th Annual Meeting of Asia Oceania Geosciences Society (AOGS), Taipei, Taiwan, Abstract
- [15] [15] کوهستانی، ح.، قادری، م.، امامی، م.ه.، ۱۳۸۸. ویژگی‌های زمین‌شناسی، دگرسانی و کانه‌زایی کانسار چاه‌زرد، جنوب‌باختری یزد: کانی‌سازی نقره- طلای اپی‌ترمال با میزبان برشی. بیست و هفتمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [16] [16] کوهستانی، ح.، قادری، م.، امامی، م.ه.، زاو، خ.، ۱۳۹۰. کانسار چاه‌زرد: کانه‌زایی نقره- طلای اپی‌ترمال با میزبان برشی در کمر بند ارومیه- دختر. فصلنامه علوم زمین، ش. ۸۷، ص. ۹ تا ۲۴.
- [17] [17] فتحی‌جو، د.، ۱۳۸۸. زمین‌شناسی و کانه‌زایی طلا و عناصر همراه در محدوده اکتشافی لاطلا (استان کرمان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.
- [18] [18] مهرابی، ب.، هوشمندزاده، ع.، کریمی، ز.، رشیدی، ب.، ۱۳۸۳. کانی‌سازی اپی‌ترمال طلا در بزمان (بلوچستان). بیست و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [19] [19] باباخانی، ع.، ۱۳۶۹. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ کوه لطیف. سازمان زمین‌شناسی کشور.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



[20] Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185–187, 2010

[21] Hedenquist, J.W., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *SEG; Rmiezos*, v. 13, p. 245–277.

[22] Sillitoe, R.H., Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and Smith, Q.E., 2009. Volcanic stratigraphy, alteration zoning and vein paragenesis of the SaschaPelligrini low sulphidation epithermal system, Santa Cruz, Argentina, MSc thesis, University of Queensland.

[23] Corbett, G.J., 2002. Epithermal gold for explorationists, Australian Institute of Geoscientists presidents lecture, *AIG News*, No. 67, 8 p.

[24] Corbett, G.J., 2004. Epithermal and porphyry gold, Geological models in Pacrim Congress 2004, Adelaide, Australasian Institute of Mining and Metallurgy, p. 15–23.

[25] Corbett, G.J., 2005. Epithermal Au-Ag deposit types – implications for exploration: Proexplo Conference Peru May 2005, published on CD



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



بررسی داده‌های اکتشافی ژئوشیمی سیلت آبراه‌های با کانسارهای هیدروترمال - ماگمایی مس (\pm طلا) ناحیه ساوه- رزن

سارا صفوی*

دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی، پژوهشکده علوم زمین
sara.safavy400@gmail.com

سیده‌مهران حیدری

هیات علمی گروه کانی‌شناسی و اکتشافات معدنی کاربردی، پژوهشکده علوم زمین
sm.heidari@gmail.com

افشین اکبرپور

هیات علمی گروه کانی‌شناسی و اکتشافات معدنی کاربردی، پژوهشکده علوم زمین
afshinakbarpour@gmail.com

چکیده

در این تحقیق با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی ناحیه‌ای آبراه‌های در ناحیه ساوه-رزن به بررسی عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی پرداخته شده است. ناحیه ساوه-رزن با وسعت تقریبی ۱۸۰ کیلومتر مربع، به صورت دو کمربند شمالی و جنوبی با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق در کمان ماگمایی ارومیه دختر قرار دارد. این کمان ماگمایی به‌عنوان مهمترین میزبان ذخایر هیدروترمال-ماگمایی مس (طلا) و بویژه پورفیری-آپی‌ترمال کشور، شناخته می‌شود. عمده واحدهای رخنمون یافته در این ناحیه، متعلق به فاز ماگمایی ترشیری است که در بازه زمانی (ائوسن - الیگومیوسن) تشکیل شده‌اند. این دوره با مجموعه‌ای بسیار ضخیم از توف، توف برش، گدازه، آگلومرا و ایگنمبریت و بندرت توده‌های نفوذی نیمه عمیق همراه بوده که میزبان ذخایر مس زیادی می‌باشد. به منظور بررسی آنومالی‌های ژئوشیمیایی داده‌های آبراه‌های، جدایش ناهنجاری‌های ژئوشیمی درجه (۱ و ۲ و ۳) هر برگه بصورت جداگانه صورت گرفت. از بررسی نتایج داده‌های ژئوشیمی سیلت آبراه‌های در این محور، با استفاده از مطالعات تک متغیره و چند متغیره می‌توان چنین نتیجه گرفت که وجود آنومالی‌های مس و ذخایر آن همچون زرنبدیه، رنگرز، نارباغی، شمال‌شرق نارباغی و کان‌زر به نوعی همبستگی نسبی با حضور توده‌های نفوذی نیمه عمیق و گسل‌های حواشی آن دارد در صورتیکه این ارتباط در بین عناصر طلا و نقره با کانه‌زایی‌های فوق به این قطعیت نمی‌باشد و با فاصله از آن واقع است. بنابراین، حضور توده‌های نیمه عمیق در کانه‌زایی‌های مس به نوعی الزامی است و توده‌های نفوذی نقش بسیار پررنگی در شکل‌گیری این نقاط آنومال و احتمالاً منبعی برای تامین عنصر مس با و یا بدون طلا و نقره می‌باشند.

کلمات کلیدی: سیلت، ژئوشیمی، کانسار هیدروترمال-ماگمایی، محور ساوه-رزن



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Studying of silt geochemical exploration data with hydrothermal-magmatic copper deposits (\pm gold) in Saveh-Razan area

Sara Safavi*

Master student of Economic Geology, Institute of Earth Sciences

sara.safavy400@gmail.com

Seyed Mehran Heidari

Faculty of Mineralogy and Applied Mineral Exploration, Research Institute for Earth Sciences

sm.heidari@gmail.com

Afshin Akbarpour

Faculty of Mineralogy and Applied Mineral Exploration, Research Institute for Earth Sciences

afshinakbarpour@gmail.com

Abstract

In this study, using geochemical data of a stream sediment in Saveh-Razan area, the factors controlling mineralization have been investigated. Saveh-Razan area with approximately 180 km², in the form of two north and south belts and NW-SE trending is located in the Urumieh Dokhtar magmatic arc. This magmatic arc is known as the most important host of hydrothermal-magmatic copper (\pm gold) reserves and especially porphyry-epithermal deposits.

Most of the exposed units in this area belong to the Tertiary magmatic phase, which was formed in the Eocene-Oligo-Miocene period. This period is accompanied by a very thick assemblage of tuff, lava, agglomerate and ignimbrite, and rarely subvolcanic intrusive rocks that host copper deposits. In order to investigate the geochemical anomalies of the stream sediment data, the geochemical anomalies of grade (1, 2 and 3) of each sheet were separated.

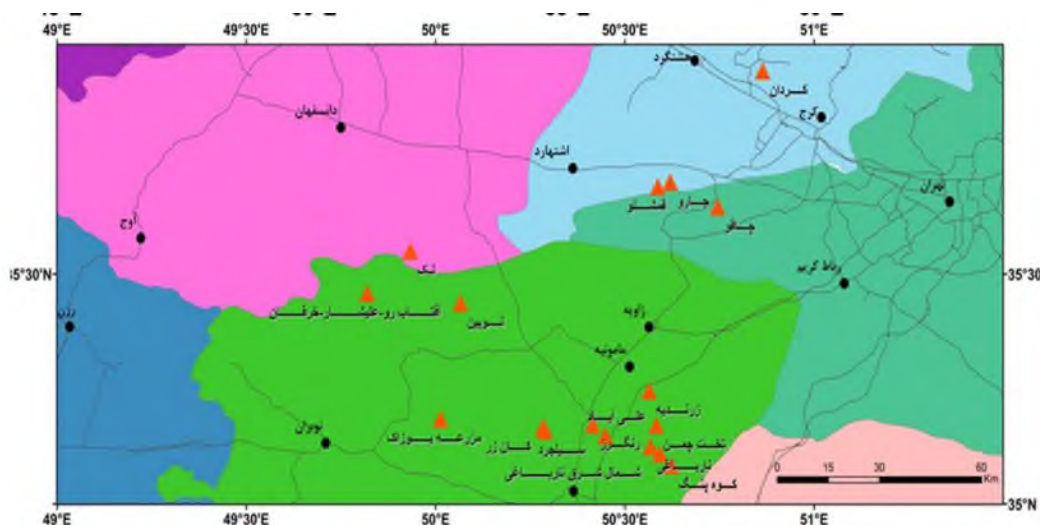
Results of geochemical data of silt in this area, using univariate and multivariate studies, it can be concluded that the presence of Cu anomalies and its reserves such as Zarandieh, Rangarz, Narbaghi, Northeast Narbaghi and Kanzar is a relative correlation with the presence of It has intrusives and marginal faults, while the relationship between gold and silver elements with the above mineralizations is not as certain and is located at a distance from it. Therefore, the presence of intrusive for Cu deposits is necessary and they play a very important role in the formation of these anomalous points and possibly a source of copper with or without gold and silver.

Keywords: Silt, geochemistry, magmatic hydrothermal deposit, Saveh-Razan area



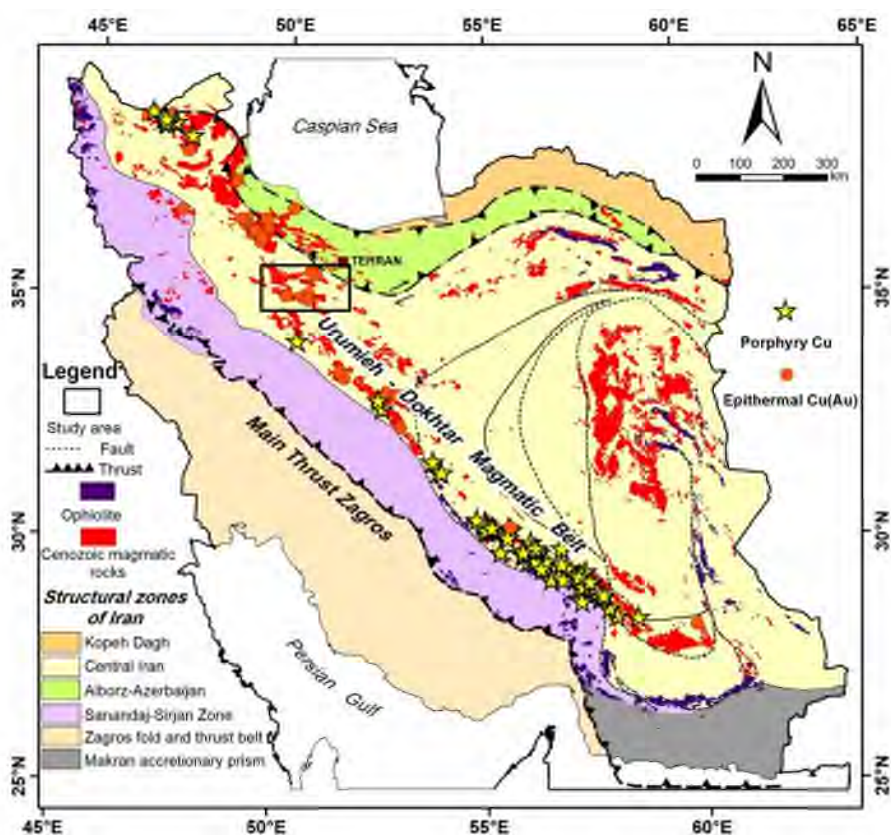
۱- مقدمه

اگرچه ژئوشیمی اکتشافی به منظور ردیابی مناطقی که در آن غلظت یک یا چند عنصر معین، بیش از حد معمول (بی‌هنجاری‌های ژئوشیمیایی)، پایه‌گذاری شده است (مدنی، ۱۳۹۰). اما با توجه به درک رفتار ژئوشیمیایی عناصر (ارتباط و همبستگی)، می‌توان تا حدی به شرایط محیطی و فرآیند تشکیل کانسار نیز پی برد، چرا که پراکندگی و تمرکز عناصر تابع شرایط حاکم از قبیل درجه حرارت، فشار هیدرواستاتیک، مجموعه‌های عنصری و غیره می‌باشد [۱]. ناحیه ساوه-رزن با وسعت تقریبی ۱۸۰ کیلومتر مربع، به صورت دو کمربند شمالی و جنوبی با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق و بصورت پیوسته در ۷ استان کشور با مختصات جغرافیایی، طول ۳۰° ۵۱' تا ۴۹° عرض ۳۶° تا ۳۵° قرار دارد (شکل ۱). این مجموعه ماگمایی در بخش میانی-شمالی کمربند ماگمایی ارومیه دختر واقع است (شکل ۱). این کمان ماگمایی به‌عنوان مهمترین میزبان ذخایر هیدروترمال-ماگمایی مس (طلا) و بویژه پورفیری-اپی‌ترمال کشور (شکل ۱)، شناخته می‌شود [۲]. در این بین، ناحیه ساوه-رزن جزء نواحی‌ای است که ذخایر اپی‌ترمال در آن گزارش شده و از ظرفیت لازم برای تشکیل کانسارهای گرمابی-ماگمایی برخوردار می‌باشد [۲] (شکل ۱). بنابراین بررسی عوامل کنترل‌کننده کانه‌زایی در مقیاس ناحیه‌ای براساس داده‌های ژئوشیمی سیلت آبراهه‌ای به منظور درک شرایط محیطی و فرآیند تشکیل کانسار هدف اصلی این تحقیق می‌باشد.



راهنما





شکل ۱: موقعیت محدوده مورد مطالعه در زون ساختاری و موقعیت آن نسبت به استانهای کشور

۲- زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه

عمده واحدهای رخنمون یافته در ناحیه مورد مطالعه (ساوه-رزن)، متعلق به فاز ماگمایی ترشیری است که بازه زمانی (اوسن-الیگومیوسن) و روند گستردگی اشاره به شرایط تشکیل نسبتاً مشابه دارد که با شکستگی‌های بزرگ از همدیگر جدا شده‌اند (شکل ۲). به عبارت بهتر این دوره بصورت مجموعه‌ای بسیار ضخیم بیشتر شامل توف، توف برش، گدازه، آگلومرا و ایگنمبریت و بندرت توده‌های نفوذی نیمه عمیق تشکیل شده است [۱] (امامی، ۱۳۷۹).

اغلب کانه‌زایی‌های ناحیه مورد مطالعه (ساوه-رزن) را ذخایر گرمایی-ماگمایی (غالباً اپی‌ترمال) تشکیل می‌دهند (شکل ۱). میزبان اصلی این ذخایر (مس±طلا) مجموعه‌های آتشفشانی-نفوذی است که در دو نوار شمالی و جنوبی، قرار دارند (شکل ۱). کانه‌زایی در محدوده‌های معدنی این ناحیه، گرچه در گسل‌های فرعی (کنترل ساختاری)، با روندهای خاوری-باختری، شمال‌باختر-جنوب‌خاور و شمال‌خاور-جنوب‌باختر تمرکز یافته‌اند ولی توزیع آنها از روند شکستگی‌های اصلی ناحیه، همچون کوشک نصرت، تبعیت نموده و تراکم آنها در بخش مرکزی جایگه بیشترین رخنمون توده‌های نفوذی وجود دارد، بیشتر است.



۳- داده‌های ژئوشیمی

به منظور بررسی آنومالی‌های ژئوشیمیایی داده‌های آبراهه‌ای، جدایش ناهنجاری‌های ژئوشیمی درجه (۱ و ۲ و ۳) هر برگه بصورت جداگانه (بجز برگه یکصد هزار هشتگرد که فاقد داده‌های ژئوشیمیایی است) با توجه به جمع میانگین و انحراف معیار (X+S) و توجه به عیار حد (کلارک) در سنگ‌های آذرین خصوصاً داسیت و آندزیت مشخص و نتایج آن با توجه به موقعیت مکانی آن بر روی نقشه پیاده شد (جدول ۳ و شکل‌های ۲ الی ۴). بر این اساس نقاط آنومال تا حد زیادی، قرابت مکانی (پایین دست) با محل کانه‌زایی‌ها نشان می‌دهند و به نوعی به ارتباط مستقیم و قابل قبول داده‌های ژئوشیمی در این ناحیه، اشاره دارد (شکل‌های ۲ الی ۴). همچنین نقاط آنومال عمدتاً در دو کمربند شمالی و جنوبی محور همروند با روند واحدهای آذرین، گسل‌ها و شکستگی‌های اصلی ناحیه و بیشتر در مناطق مرتفع رخنمون یافته‌اند.

۴- بحث

در بررسی و مقایسه آنومالی‌های (درجه ۱ و ۲) عنصر مس در برگه‌هایی که آنومالی درجه یک و یا عیار میانگین عنصر مس در آن بالاتر از حد متوسط ($50 > \text{ppm}$) است (از جمله زاویه و ساوه)، رخنمون توده‌های نفوذی نسبت به دیگر برگه‌ها بیشتر است. به عبارت بهتر، کانسارهای مس عمدتاً در بخش مرکزی ناحیه مورد مطالعه، بین پراکندگی عنصر مس و آنومالی‌های آن اغلب با حضور توده‌های نفوذی در بالا دست آن همخوانی دارد. این همخوانی علاوه بر عنصر مس در مولیبدن و بیسموت نیز قابل تشخیص است، که از یک طرف نشان‌دهنده ارتباط این عناصر با عناصر کالکوفیل و نقش کمپلکس‌های بی‌سولفیدی در کانه‌زایی است؛ و از طرف دیگر، ارتباط کانه‌زایی مس با عناصر ماگمایی نظیر بیسموت و مولیبدن، خود دلیلی بر نقش سیالات ماگمایی در تشکیل آن می‌باشد (Hart et al., 2002). در این بین آنومال‌های درجه یک و دو مولیبدن (نقاط با عیار ۲,۳-۱۰ ppm) و بیسموت (نقاط با عیار بیشتر از ۰,۴-۱۰ ppm)، اگرچه دارای مقادیر بالایی نمی‌باشند ولی توزیع و همبستگی آن با عنصر مس و توده‌های نفوذی در این ناحیه بر اهمیت آن می‌افزاید. دین و همکاران (۱۹۹۴)، معتقدند که چنین پارائزهایی به نقش سیالات اسیدی مشتق شده از توده‌های نیمه‌عمیق حدواسط (سیال ماگمایی) اشاره دارد.

در مقابل، آنومالی‌های (روی ppm) ۱۱۶۰-۱۴۰ (سرب ppm) ۵۶۰۰-۵۰ (و آنتی موان ppm) ۱۸۴-۱ (اگرچه مطابقت نسبتاً خوبی با هم نشان می‌دهند اما بیشترین تمرکز آنها بر خلاف مس، با فاصله از توده‌های نیمه عمیق بوده (برگه‌های آوج، خیارج و تهران) و بیشترین تمرکز آن عمدتاً در واحدهای پیروکلاستیک اسیدی (توف‌ها) می‌باشد (شکل ۲). نقاط آنومال روی و سرب در تمام محور مورد مطالعه با عنصر مس و با عنصر طلا بصورت محدود و جزئی همبستگی داشته و همینطور این نقاط آنومال به صورت تجمع‌های محلی از روند گسل‌ها و شکستگی‌های محور تبعیت می‌کند (شکل ۱۲). آنتی‌موان با عنصر مس در برخی مناطق همبستگی بسیار محدودی نشان می‌دهد اما با عنصر نقره عموماً در تمام محور مورد مطالعه خصوصاً در شرق هر دو کمربند شمالی و جنوبی همبستگی دارد (شکل ۲).

آنومالی‌های آرسنیک (ppm) ۱۳۴۰-۲۴ (به طور معمول در تمام نواحی گسترش داشته و با نقره همبستگی مکانی بیشتری نشان داده و همینطور این عنصر در غرب کمربند شمالی محور همراه با آنومالی‌های طلا بصورت پراکنده به چشم می‌خورد. همچنین آنومالی‌های نقره در بیشتر مکان‌ها با واحدهای سنگی که بیشتر شامل سنگ‌های آذرین ائوسن و توده‌های نیمه عمیق الیگوسن است همبستگی مکانی نشان می‌دهد (شکل ۲). نقاط آنومالی نقره، نقاطی با عیار بیشتر از ۱ ppm) است. عیار نقره (ppm) ۱۰,۴-



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



۲۴، نسبت به دو عنصر دیگر که قبلاً ذکر شده در محور مورد مطالعه کمتر بوده و پراکندگی این عنصر تقریباً در تمام محور یکسان است و در بیشترین مقدار خود به عیار ۹۰ ppm می‌رسد. بنابراین عنصر نقره تنها در یک قسمت محدود شمال غرب محور ناهنجاری نشان داده و به بیشترین مقدار خود ۲۹۵ ppm می‌رسد. عمدتاً این نقاط آنومال جایی خارج از واحدهای آذرین قرار دارند و تنها در برخی مناطق محور یا درون واحدهای آذرین به سن ائوسن قرار گرفتند و با آنها در ارتباطند. عنصر طلا دارای آنومالی که در اینجا نقاطی با عیار بزرگتر از ۵ ppb در نظر گرفته شده است عمدتاً در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ خیارج حضور دارد و همینطور بخش کوچکی نیز در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران است. این عنصر در حاشیه برخی توده‌های نفوذی دیده می‌شود اما این توده‌ها با توجه به نقشه نمی‌توانند بعنوان منبع و مولد اصلی تشکیل این عنصر باشند، همانطور که در شکل (۲) دیده می‌شود نقاط آنومال در محل رخنمون کانسارهای لک و آفتاب‌رو-علیشار-خرقان هستند، بنابراین می‌توان اینگونه بیان نمود که در تمام محور تنها در قسمت باختر محور شمالی، عیار طلا به مقدار قابل ملاحظه‌ای ناهنجاری نشان داده است. لازم به ذکر است این منطقه دارای توده‌های نیمه عمیق اسیدی الیگومیوسن می‌باشد.

جدول ۱: خلاصه اطلاعات گزارش‌های ژئوشیمیایی برگه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ محور مورد مطالعه (تمام نمونه‌ها برحسب ppm می‌باشد)

Zn	Sb	Pb	Mo	Cu	Bi	Au	As	Ag	کلاستر	عناصر ناهنجار (درجه ۱) و بیشترین مقادیر	نام برگه و تعداد نمونه
134.3	2.3	42.1	1.7	40.2	0.6	0.0	17.1	1.0	X+s	Cu 113, Mo 5, Au 11 ppb, Ag 8.4, As 55, Sb, 6.2, Pb 259, Zn 542, Bi 1.8.	۱-رزن (۴۲۶)
184.4	3.3	62.1	2.3	53.8	0.8	0.0	24.1	x+2s			
234.4	4.3	82.1	2.9	67.4	1.1	0.0	31.2	x+3s			
-	-	55.47	-	85.46	3.16	-	-	0.62	X+s	Cu 600, Ag 2, Pb 190, Bi 9. (Mo, Au, As, Sb, Zn, Mn No Analysis).	۲-ساره (۵۲۶)
-	-	75.95	-	122.92	3.81	-	-	0.75	x+2s		
-	-	96.42	-	160.38	4.47	-	-	0.87	x+3s		
107.53	1.66	33.89	2.08	37.52	0.32	0.00	58.29	0.15	X+s	Cu 479, Mo 6.5, Au 30 ppb, Ag 1.7, As 855, Sb, 5.7, Pb 305, Zn 248, Bi 8.5.	۳-نوبران (۴۵۶)
141.36	2.32	49.63	2.76	51.03	0.45	0.01	105.97	0.24	x+2s		
175.19	2.97	65.36	3.44	64.55	0.57	0.01	153.66	0.34	x+3s		
250.26	3.82	113.98	2.07	81.58	3.42	0.00	32.89	0.62	X+s	Cu 347.7, Mo 6.1, Au 6.1ppb, Ag 1.32, As 154.3, Sb, 9, Pb 208, Zn 606, Bi 9.06.	۴-زاویه (۴۸۴)
342.72	5.16	151.40	2.65	115.49	4.80	0.00	49.71	0.79	x+2s		
435.18	6.50	188.82	3.23	149.39	6.17	0.00	66.54	0.96	x+3s		
208.94	0.47	92.21	1.56	54.87	0.90	14.8 7	46.98	0.64	X+s	Cu 229, Mo 4.2, Au 120 ppm, Ag 2.16,	۵-خیارج (۲۳۸)



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



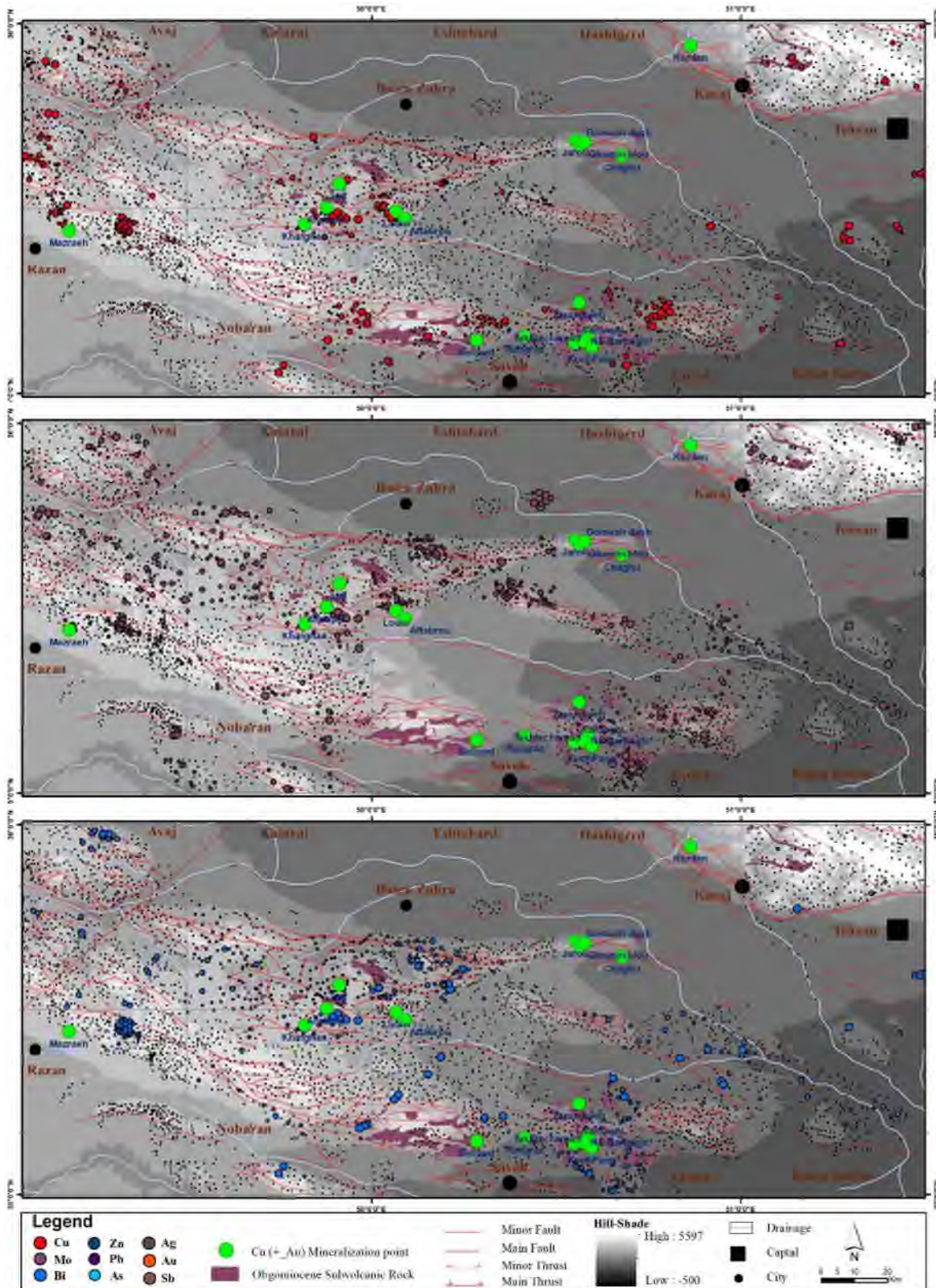
311.39	0.91	161.43	2.41	73.75	1.24	26.6 8	75.01	0.96	x+2s	As 143.7, Sb, 2.08, Pb 565, Zn 1162, Bi 1.42.	
413.83	1.35	230.64	3.27	92.62	1.58	38.5 0	103.04	1.29	x+3s		
112.22	2.31	60.55	1.74	30.83	0.30	0.00	63.34	0.20	X+s	Cu 75.4, Mo 9.3, Au 17 ppb, Ag 0.72, As 1340, Sb, 9.9, Pb 1030, Zn 674, Bi 0.6.	۶-آوج (۷۲۱)
154.45	3.53	103.29	2.39	38.86	0.39	0.01	115.28	0.31	x+2s		
196.67	4.74	146.04	3.03	46.90	0.49	0.01	167.22	0.41	x+3s		
168.86	3.23	64.92	1.54	47.34	2.51	0.00	24.20	0.56	X+s	Cu 95, Mo 4.1, Au 7 ppb, Ag 1.5, As 240, Sb, 18.6, Pb 281, Zn 568.5, Bi 7.5. (Au, No Analysis)	۷-آشتهارد (۴۰۰)
226.37	4.55	90.19	2.02	60.09	3.46	0.00	35.29	0.73	x+2s		
283.88	5.87	115.46	2.50	72.83	4.41	0.00	46.39	0.91	x+3s		
175.41	13.3 4	406.18	3.00	71.95	0.40	0.01	18.91	1.03	X+s	Cu 315, Mo 9.6, Au 76 ppb, Ag 10.4, As 92, Sb, 184, Pb 5600, Zn 848, Bi 2.1.	۸-تهران (۲۳۴)
246.81	25.6 7	783.75	4.05	101.51	0.60	0.02	28.91	1.88	x+2s		
318.22	38.0 1	1161.3	5.11	131.06	0.81	0.02	38.92	2.73	x+3s		
154.93	2.85	54.78	2.12	47.77	3.92	0.50	18.13	0.54	X+s	Cu 170, Mo 5.2, Au 2.6 ppm, Ag 0.93, As 78.5, Sb, 11.15, Pb 219.4, Zn 401, Bi 12.62.	۹-رباط کریم (۲۰۶)
206.41	3.95	78.85	2.76	62.82	5.40	1.00	24.07	0.66	x+2s		
257.89	5.06	102.93	3.41	77.86	6.88	1.50	30.01	0.78	x+3s		



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



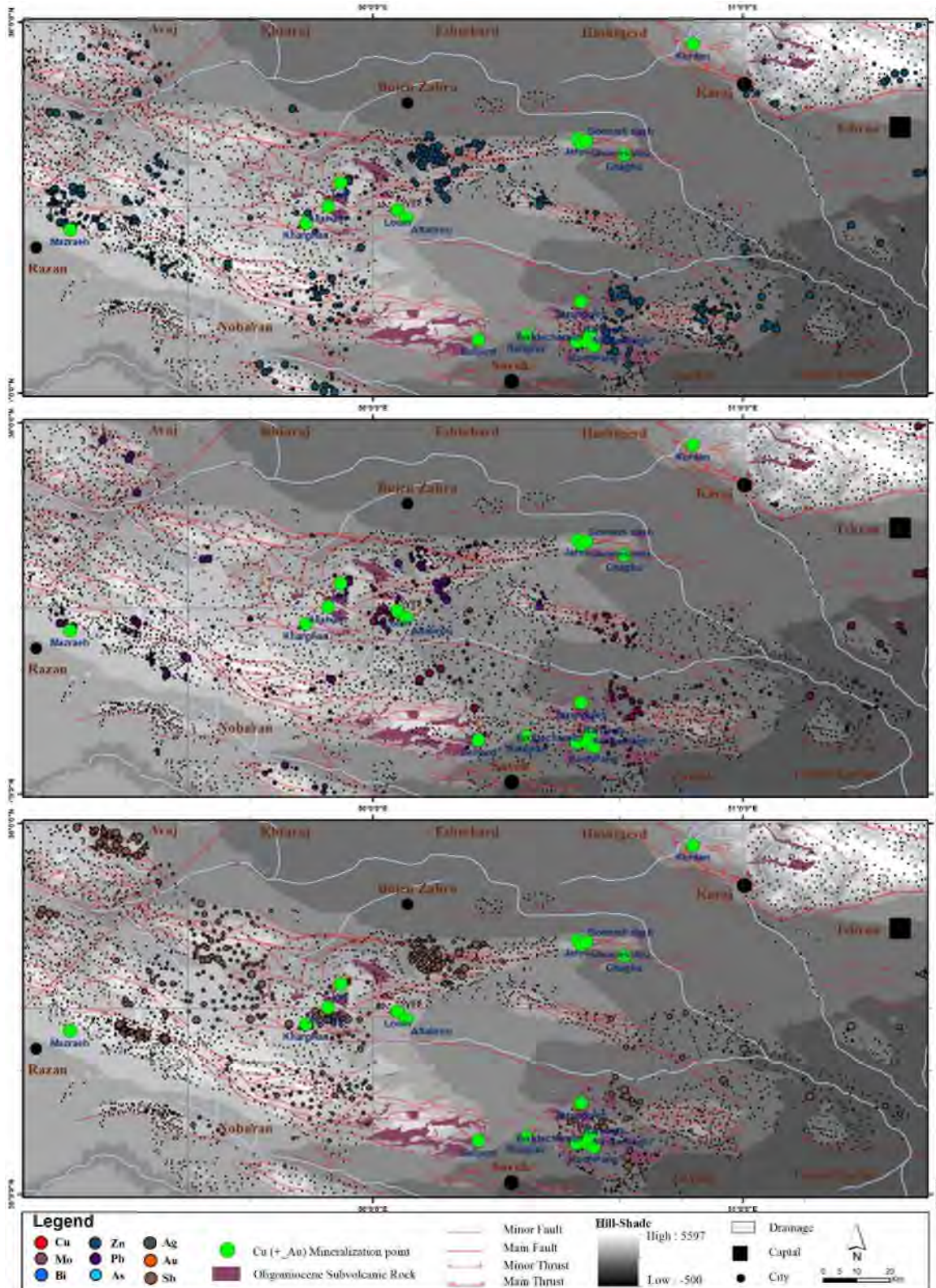


بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020

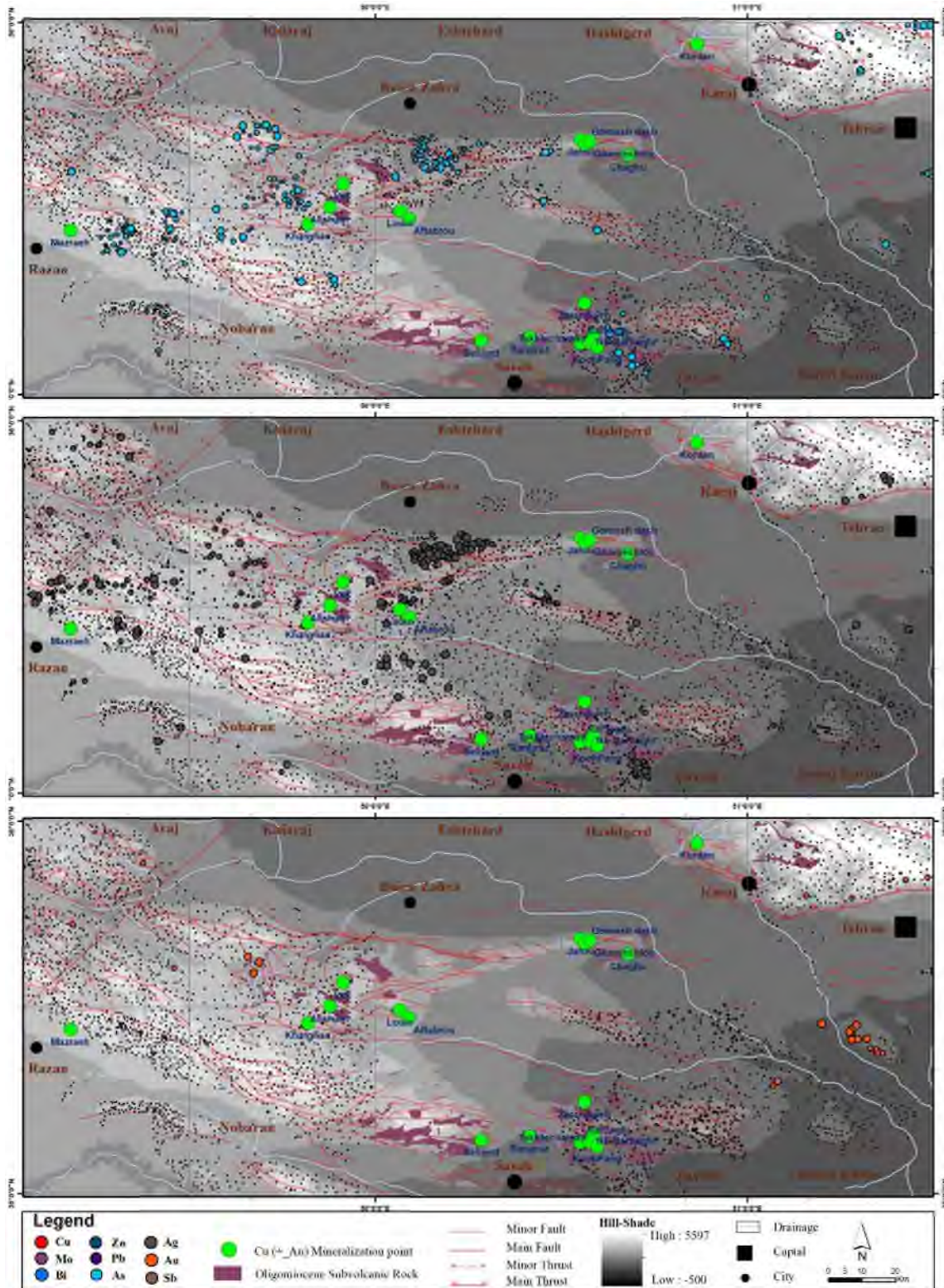




بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۲: موقعیت نمونه‌های ژئوشیمی بر گه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ ناحیه مورد مطالعه همراه با نقاط آنومال عناصر مس، مولیبدن، سرب، روی، نقره، طلا و غیره و موقعیت آنها نسبت به گسل‌ها و توده‌های نفوذی.



با توجه مطالعات چند متغیره در ورقه‌های مختلف این محور، براساس نتیجه آنالیز کلاستر انجام شده در ورقه‌های زاویه و ساوه، دندروگرام ترسیم شده دارای دو شاخه اصلی است. که شاخه اول خود شامل دو زیر شاخه بوده که در زیر شاخه اول تنها عنصر طلا قرار دارد. در زیر شاخه دوم که خود دارای چهار زیر شاخه بوده در یکی از آنها تنها عناصر Zn ، Cu در ارتباط با طلا واقع شده است. این مجموعه معرف احتمالی کانی‌سازی مس و روی در ورقه و ارتباط آن با توسعه سنگ‌های نفوذی و کربناتی است. این روش (آنالیز فاکتوری) در برگه رزن تا مرحله پنجم انجام شد عناصری که در هیچ گروهی قرار نمی‌گرفتند تا مرحله ۴ حذف شدند و در مرحله پنجم بر اساس تیپ‌های مورد نظر ۳ فاکتور شامل فاکتورهای دوم، سوم و چهارم از مرحله چهارم، برای آخرین مرحله انتخاب شدند. در مرحله پنجم فاکتور دوم شامل عناصر مس، طلا، مولیبدن، بیسموت و آنتی‌موان می‌باشد. در برگه خیارج آنالیز فاکتوری مرحله‌ای در سه فاز صورت گرفت که عناصر مرتبط با توده نفوذی در فاکتور نخست از مرحله سوم شامل بیسموت و مس می‌باشد. در برگه اشتهاورد این آنالیز در چهار مرحله انجام شد و نتایج نشانگر قرارگیری مس، سرب و روی در فاکتور دوم، آرسنیک و آنتیموان در فاکتور سوم و نیز طلا و نیکل در فاکتور چهارم از مرحله آخر می‌باشند. در برگه تهران این فرآیند در سه مرحله خاتمه یافت و عناصر مربوط به توده نفوذی در فاکتور نخست مرحله سوم شامل مس، سرب، بیسموت، آنتیموان و تانتالیوم می‌باشد. در نهایت در برگه رباط کریم بعد از انجام سه فاز آنالیز فاکتوری مرحله‌ای عناصر مربوط به توده نفوذی در فاکتور نخست که شامل مس، بیسموت، جیوه، منگنز، نیوبیوم، سزیوم، کبالت، اسکاندیوم، توریوم، تلوریوم، اورانیوم، تانتالیوم، وانادیوم و اورانیوم است.

نتایج آنالیز فاکتوری مرحله‌ای (پنج مرحله) در برگه نوبران [۲] توسط رضایی و همکاران (۲۰۱۵)، فاکتور نخست مس، بیسموت و نقره بیان شده و نمونه برداری‌های تکمیلی صورت گرفته به حضور کانه‌زایی در مجاورت توده نفوذی اشاره دارد. این مطالعات در برگه زاویه و ساوه نیز پس از انجام سه مرحله آنالیز فاکتوری به ترتیب اشاره به قرار گرفتن مس و طلا در یک گروه [Rezaei et al., ۲۰۲۰] و عناصر مس، بیسموت، قلع، تلوریوم، تنگستن و روی (ساوه) در مرحله دوم انجام آنالیز فاکتوری در یک گروه و مرتبط با توده نفوذی بیان شده‌اند [۲].

۴- نتیجه‌گیری

از بررسی نتایج داده‌های ژئوشیمی در محور مورد مطالعه، می‌توان چنین نتیجه گرفت که وجود آنومالی‌ها و پیرو آن ذخایر مس همچون زرن‌دیه، رنگرز، نارباغی، شمال شرق نارباغی، کان‌زر و یوزاک به نوعی همبستگی نسبی با حضور توده‌های نیمه عمیق و گسل‌های حواشی آن دارد در صورتیکه این ارتباط در بین عناصر طلا و نقره با کانه‌زایی‌ها بطور قطع وجود ندارد و به نوعی اشاره به حضور آنها بصورت محلی است. بنابراین، حضور توده‌های نیمه عمیق به نوعی الزامی است در صورتیکه در مورد آنومالی‌های طلا و نقره این مورد را نمی‌توان بیان نمود. بنابراین توده‌های نفوذی نقش بسیار پررنگی در شکل‌گیری این نقاط آنومال و به عنوان منبعی برای تشکیل عنصر مس و در مناطق مختلف طلا و نقره هستند.

تشکر و قدردانی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



مطالعه حاضر بخشی از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نگارنده اول مقاله در پژوهشکده علوم زمین می‌باشد. نگارندگان بر خود لازم می‌دانند از سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به‌خاطر حمایت‌های خود در تأمین داده‌های ژئوشیمی و زمین‌شناسی تشکر و سپاسگزاری نمایند.

منابع

- [۱] امامی، م.ه.، ۱۳۷۹، ماگماتیسیم در ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صفحه ۶۰۸.
- [۲] صفوی، س.، ۱۳۹۹، بررسی کانسارهای هیدروترمال-ماگمایی محور ساوه-رزن با نگرشی به کانسار نارباغی شمالی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکده علوم زمین.
- [۳] رضایی، س.، ۱۳۹۲، بررسی کانسارهای مس در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ نوبران، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال.
- [4] Hedenquist, J.W., Arribas, J.A., Gonzalez-Urein, E., 2000, Exploration for epithermal gold deposits: Society of Economic Geologists, Review, v. 13, p. 245-277.
- [5] Richards, J.P., Sholeh, A., 2016. The Tethyan tectonic history and Cu-Au metallogeny of Iran. In: Richards, J.P.(Ed.), Tectonics and Metallogeny of the Tethyan Orogenic Belt: Society of Economic Geologists Special Publication No. 19, 193–212.
- [6] Rezaei, S., Lotfi, M., Afzal, P., Jafari, M.R., Shamseddin Meigoony, M., 2015. Delineation of Cu prospects utilizing multifractal modeling and stepwise factor analysis in Noubaran 1:100,000 sheet, Center of Iran. Arabian Journal of Geosciences 8 (9): 7343–7357.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



بررسی پتانسیل کانی زایی زون فلززایی ملوند، شمال شرق طبس، با تاکید بر کانه زایی روی - سرب - باریت

سرگل رحیمی*

دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه ارومیه

Rahimi.sargol@yahoo.com

پروفسور علی عابدینی

گروه زمین‌شناسی، استاد دانشگاه ارومیه

a.abedini@urmia.ac.ir

دکتر فرهنگ علیاری

گروه مهندسی معدن، استادیار دانشگاه صنعتی ارومیه

Aliyari184@yahoo.com

پروفسور علی اصغر کلاگری

گروه زمین‌شناسی، استاد دانشگاه تبریز

calagari@tabrizu.ac.ir

چکیده

زون فلززایی ملوند با کانی‌زایی غالب روی، سرب و باریت بخشی از بلوک طبس در خرده قاره ایران مرکز می‌باشد. این زون دارای معادنی چون ملوند و نیزار با کانه زایی روی و سرب و باریت و چندین اندیس دیگر روی، سرب، باریت، فلورین، مس است. این محدوده مابین دو گسله نابیندان و چاه نظر قرار گرفته که عملکرد آنها سبب فعال شدن گسل‌های فرعی دیگری شده که در ارتباط مستقیم با کانه‌زایی می‌باشند. واحدهای لیتولوژیک این محدوده از سن پالئوزوئیک تا سنوزوئیک هستند که کربنات‌های سازند جمال بیشترین رخنمون را دارا می‌باشند. سازند جمال به طور اصلی و سازندهای قلعه‌دختر، بغمشاه، آهک پرورده و شمشک میزبان کانی‌زایی در این بخش از بلوک طبس هستند. بخش میانی سازند جمال (کربنات‌های ریفی ضخیم لایه) میزبان اصلی کانه‌زایی روی در معدن ملوند می‌باشد. کانی‌های اصلی شامل کلسیت، دولومیت، اسفالریت، همی‌مورفیت، باریت، گالن، سروزیت، پیریت، اکسیدهای آهن و فلورین با بافت‌های گرانولار، لامینه‌ای، برشی، کلوپورم، جان‌شینی و رگچه‌ای هستند. دگرسانی‌های اکسید آهن، دولومیتی شدن و آرژیلیتی شدن در این ناحیه و همچنین در معدن ملوند گسترش چشمگیری دارند. براساس شواهد ژئوشیمیایی و تلفیق آنها با شواهد زمین‌شناسی (نوع سنگ میزبان، بافت و ساخت، کانی‌شناسی و دگرسانی و ...) تیپ کانی‌زایی ذخایر روی-سرب-باریت این محدوده به احتمال بالا از نوع دره می‌سی‌سی‌پی می‌باشد.

کلمات کلیدی: زون ساختاری طبس، کانی‌زایی روی-سرب-باریت، ذخایر رسوبی با میزبان کربناته-تخریبی، معدن ملوند، ذخایر تیپ

MVT



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Investigation of mineralization potential of Malvand metallurgical zone, northeast of Tabas, with emphasis on zinc-lead-barite mineralization

Sargol Rahimi*

PhD student of Urmia University, department of geology

rahimi.sargol@yahoo.com

Ali Abedini,

Professor of Urmia University, department of geology

a.abedini@urmia.ac.ir

Farhang Aliyari

Assistant Professor Urmia University of Technology, department of mining engineering

Aliyari184@yahoo.com

Ali Asghar Calagari

Professor of Tabriz University, department of geology

calagari@tabrizu.ac.ir

Abstract

Malvand metallurgical zone with predominant mineralization of zinc, lead and barite is a part of Tabas block in central of Iran. This zone has some mine such as; Malvand and Neyzar with evidence mineralization potential of Zn, Pb, Ba, F and Cu. This area is located between Naybandan and Chah Nazar faults, whose operation has activated other sub-faults that are directly related to mineralization. The lithological units of this area are from Paleozoic to Cenozoic age, that the carbonates of Jamal Formation have the most outcrops. Jamal Formation is mainly and Qaleh Dokhtar, Baghmshah, Parvardeh and Shemshak Formations are the host rock of mineralization in this part of Tabas block. The middle part of Jamal Formation (thick layer reef carbonates) is the main host rock of zinc mineralization in the Malvand mine. The main minerals include; calcite, dolomite, sphalerite, hemimorphite, barite, galena, serosite, pyrite, iron oxides and fluorine with granular, laminated, breccia, coliform, replacement and veinlet textures. Iron oxide alterations, dolomitization and argillitization are widespread in this area as well as in Malvand mine. Based on geochemical evidence and their combination with geological evidence (host rock, texture and structure, mineralogy and alteration, etc.) Mineralization type of zinc-lead-barite deposits in this area is most likely to MVT Type.

Keywords: Structural zone of Tabas, zinc-lead-barite mineralization, sedimentary deposits with carbonate-detrital host rock, Malvand mine, MVT type deposit.



مقدمه

ذخایر سرب و روی با میزبان رسوبی به طور ژنتیکی در ارتباط با فعالیت های آذرین نبوده، دارای میزبان رسوبی هستند و سرب و روی محصولات اصلی می‌باشند [1]. این نوع ذخایر به عنوان منبع اصلی سرب و روی و همچنین سوریس مهمی برای عناصری چون نقره، مس، آرسنیک، باریم، بیسموت، ژرمانیوم، جیوه، منگنز، نیکل، فسفر، آنتیموان و تانتالیوم بوده و عناصر استراتژیک چون ایندیوم می‌باشند [2,3]. دو طبقه‌بندی برای ذخایر سرب و روی با میزبان رسوبی عبارت از ذخایر رسوبی بروندمی (SEDEX) و ذخایر نوع دره می‌سی‌سی‌پی (MVT) می‌باشد که هر دوی آنها در شرایط کم دما از ذخایری چون ولکانوژنیک مسیو سولفاید که به طور مستقیم در ارتباط با ماگما می‌باشند هستند [1]. ذخایر MVT در شرایط دمای پایین و شوری بالا حوضه رسوبی و یا در آب‌های محبوس در طول دیاژنز رسوبات در حوضه رسوبی تشکیل می‌شوند [4]. ایران به لحاظ دارای بودن شرایط مناسب ژئودینامیکی و وسعت پلاتفرم‌های کربناته دارای مناطقی با پتانسیل قابل توجهی برای ذخایر روی-سرب با میزبان کربناته است. بیشتر از ۲۸۵ کانسار و نشانه معدنی روی-سرب با میزبان کربناته در ایران شناسایی شده که تعدادی از آنها همچون مهدی‌آباد و ایرانشاه دارای کلاس بندی جهانی هستند [5]. کانه‌زایی در ایران در کل در نتیجه تحولات تکتونیکی اقیانوس‌های تتیس و حوضه‌های دریایی مرتبط با آنها از نئوپروتروزوئیک تا عهد حاضر می‌باشد [6,7]. مقاله پیش رو سعی بر این دارد که زون فلززایی ملوند را از لحاظ پتانسیل معدنی روی-سرب-باریت مورد مطالعه و بررسی قرار دهد.

بحث

زمین‌شناسی

زون فلززایی ملوند بخشی از زون ساختاری خرده قاره ایران مرکزی و بخشی کوچک از بلوک طبس را شامل می‌شود [8]. این محدوده در بخشی از نقشه‌های زمین‌شناسی یکصد هزار بشروئیه و عشق‌آباد قرار گرفته است. در این زون واحدهای رسوبی بیشترین رخمون را دارا هستند. سازندها و واحدهای لیتولوژیکی پالئوزوئیک، مزوزوئیک و سنوزوئیک قابل روئیت هستند (شکل ۱). واحدها سنگ شناسی از قدیم به جدید شامل: پرمین (سازند کربناته - تخریبی جمال)، تریاس (شیل و رسوبات آواری سازند سرخ شیل، کربناته‌های شتری و آهک اسپهک)، ژوراسیک (رسوبات آواری، تخریبی، کربناته سازند شمشک، شیل و مارن و کربنات بغمشاه، کربناته‌ها، شیل و مارن قلعه دختر، آهک اسفندیار و شیل گره‌دوو)، پالئوژن (کنگلومرای کرمان)، رسوبات آواری تخریبی نئوژن و واحدهای کواترنری می‌باشند. اغلب معادن و اندیس‌های معدنی روی-سرب-باریت در این منطقه با واحدهای آهکی و یا دولومیتی شتری، جمال، اسفندیار، بغمشاه، قلعه‌دختر و شمشک در ارتباط هستند که اغلب این کانسارها در همپری‌های گسلیده سازندهای آهکی - دولومیتی با سازندهای تخریبی شیلی - ماسه سنگی منطقه و شکستگی‌های موجود درون واحدهای کربناتی تشکیل شده‌اند. در سیلورین آغازین باز شدن پالئوتتیس سبب جدایش صفحات رسوبی بزرگی از ایران از گندوانا شده [7]. در پرمین و تریاس حوضه دریایی شمالی صفحه ایران به شکل یک صفحه غیرفعال حوضه قاره ای در آمده که همراه با انباشته شدن پلاتفرم‌های وسیع کربناته [9] بوده است. وجود بروزندهای گسترده‌ی سنگهای پرمین در بخش بزرگی از ایران مرکزی و به ویژه



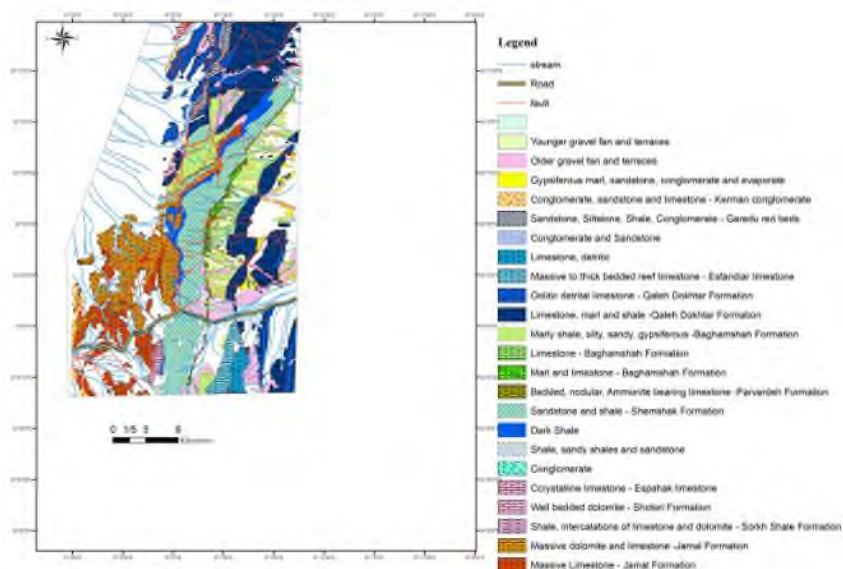
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



بلوک طبس گویای پیشروی دریای پرمین در ایران مرکزی است که در همه جا به ردیف‌های رسوبی این دریای پیشرونده، سازند جمال نام داده‌اند که علاوه بر کربناته بودن آن در همه جای ایران مرکزی با ردیف‌های آواری آغاز می‌شود، که وجود یک ناپیوستگی رسوبی در پایه این سازند گویای گذر تدریجی رسوبات سردر به سنگ‌های پرمین است. وجود فسیل‌های کربونیفر پسین در ردیف‌های آواری پایه سازند جمال نشانگر آن است که پس از چرخه فرسایشی هرسی‌نین، در آشکوب‌های پایانی کربونیفر (مسکووین-قرلین) دریا، به ویژه بلوک در حال نشست طبس را فراگرفته و رسوبگذاری آغاز شده در کربونیفر پایانی، بدون انفصال تا زمان پرمین ادامه پیدا کرده است [8]. محدوده مورد مطالعه بین دو گسله بزرگ امتدادلغز نایبندان در شمال شرق و چاه نظر در جنوب غرب قرار داشته و این سبب شده سنگ‌های منطقه به شدت خرد و تکتونیزه شوند و فرآیندهای دولومیتی شدن، آرژیلیتی شدن، هماتیته شدن به ویژه در واحد آهک دولومیتی سازند جمال که میزبان اصلی کانه‌زایی سرب و روی می‌باشد چشمگیر است. همچنین زون فلززایی ملوند دارای گسله‌های طولی و چین‌های ساده با روند شمال-شمال شرق است. افزون بر گسله‌های یاد شده دسته دیگری از گسله‌های شمالی-جنوبی وجود دارد که از اهمیت کمتری برخوردارند. گسله‌های نایبند و چاه نظر دارای جابجایی راست لغز راست گرد بوده و به همین علت گسله‌های فرعی هم روند با آنها در منطقه غالب بوده و اغلب باعث جابجایی و کنترل کانی‌سازی نیز شده‌اند. در نیمه شمالی زون، گسل‌ها با راستاهای متفاوتی موجب شکستگی و جابجایی واحدهای سنگی شده‌اند که نقش آنها در کنترل کانه‌زایی آشکار است. فعالیت‌های تکتونیکی در منطقه علاوه بر ایجاد زون‌های گسله و برشی، باعث ایجاد چین‌خوردگی‌هایی به شکل تاقدیس در منطقه شده که برخی از آنها با کانه‌زایی‌های سرب و روی نیز در ارتباط هستند. سنگ‌های پرمین، تریاس و ژوراسیک محدوده مورد بررسی دارای نشانه‌ها و ذخایری از مواد معدنی گوناگون از جمله سرب، روی، نقره، مولیبدن، مس و باریت هستند.



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی خلاصه شده از پهنه اکتشافی ملوند.



روش تحقیق

مطالعه پیش رو در سه بخش مطالعه دفتری، پیمایش و نمونه‌برداری صحرایی و انجام آنالیزهای شیمیایی همراه با تجزیه و تحلیل یافته‌ها انجام شده است. مرحله صحرایی با هدف بررسی واحدهای زمین‌شناسی موجود و نمونه‌برداری آغاز شد که طی اقدام به برداشت نمونه‌ها پیرامون مناطقی که احتمال کانی‌زایی در آن بیشتر بود متمرکز گردید تا در راستای آن امکان شناخت کانی‌سازی با کیفیت هرچه بهتر صورت پذیرد. نمونه‌های رسوب آبراهه‌ای پس از آماده‌سازی به آزمایشگاه زرآما (روش آنالیزی ICP-OES) ارسال گردید. نمونه‌های کانی سنگین نیز پس از شستشو توسط محلول بروموفورم مورد آماده‌سازی قرار گرفت، نمونه‌ها پس از آماده‌سازی توسط میکروسکوپ بینوکولار مورد مطالعه قرار گرفتند. پس از پردازش نتایج داده‌ها، نقشه سیمبلی عناصر آماده و نواحی آنومالی بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی مشخص گردید. سپس بر پایه نتایج حاصل از مطالعات مرحله نخست (ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای و کانی سنگین) نواحی ناهنجار یا مناطق امید بخش اولیه به ترتیب اولویت جدا گردید. پس از شناسایی مناطق دارای کانه‌زایی اقدام به نمونه‌برداری از ماده معدنی و سنگ میزبان ماده معدنی منطقه‌ای شد که این نمونه‌ها جهت انجام آنالیزهای مورد نیاز انتخاب و به آزمایشگاه ارسال شدند که تعدادی برای تهیه مقطع نازک، صیقلی و دوبرصیقل انتخاب، تعدادی جهت مطالعه ژئوشیمیایی و انجام آنالیز ICP-MS-OES، و سایر آنالیزهای مورد نیاز جداسازی و آماده شدند.

نتایج و بحث

نتایج حاصل از مطالعات زمین‌شناسی صحرایی نشان داد که در محدوده مورد بررسی واحدهای رسوبی بیشترین مقدار را داشته و سازند جمال بیشترین رخمون را دارا می‌باشد. سازند جمال را در این ناحیه می‌توان به صورت سه زیر رخساره تخریبی زیرین، آهک‌های ریفی توده‌ای ضخیم لایه خاکستری روشن (دارای فسیل) و لایه‌های دولومیت خاکستری تیره تقسیم بندی کرد. در این سازند بخش تخریبی زیرین را می‌توان به عنوان شروع کانی‌زایی در نظر گرفت که دارای بافت برشی با قله‌های ریز و درشت کربناته و سیلیسی در سیمان کربناته و دارای گرهک‌های چرتی و ریز رگچه‌های کلسیتی، کوارتزی و گاهاً باریتی می‌باشد، سیمان در بخش‌های از این زیر سازند اکسید شده و آثاری از اکسیدهای آهن و روی را می‌توان مشاهده کرد. بخش آهک ریفی ضخیم لایه میزبان اصلی کانه‌زایی اقتصادی روی در این زون محسوب می‌شود به طوری که در معدن روی ملوند بیشترین حجم کانه‌زایی روی در این بخش واقع شده است. بخش دولومیت بالایی تقریباً فاقد کانی‌زایی است و دارای بافت گرانولار و لامینه‌ای می‌باشد. علاوه بر سازند جمال بخش کربناته سازند قلعه دختر نیز در پهنه ملوند دارای کانه‌زایی سرب و باریت می‌باشد که بافت این سنگها بیشتر گرانولار همراه با دندریته‌های فراوان منگنز می‌باشد. بیشترین مقدار سنگ میزبان ذخایر روی-سرب جهانی مربوط به دوره‌های کامبرین-کربونیفر و تریاس-کرتاسه و اندکی نیز در سیلورین-پریمین هستند. علاوه بر فروانی کربناته‌ها در پروتروزوئیک ذخایر MVT بسیار کمی در این دوره تشکیل شده‌اند. این ذخایر در سنگهای دولومیتی مرتبط با آهک‌ها و میزبان دولومیتی (اولویت با دولومیت بدلیل توانایی تبادل بالاتر جریان سیال در دولومیت نسبت به سنگ‌آهک می‌باشد) بیشتر تشکیل شده و حاوی مقادیر فلز (سرب و روی و نقره) بالاتری می‌باشند. مورد استثنا در این باره ذخیره Irish Midland است که میزبان آن سنگ آهک است [1]. تمرکز



کانه در ذخایر MVT حاصل ارتباط بین رسوبگذاری، انحلال، جان‌شینی سنگ میزبان، پرشدگی فضاهای خالی و برشی شدن است. بافت کانه در این نوع ذخایر می‌تواند پیچیدگی‌های زیادی از لحاظ فابریک‌های اولیه به ارث برده شده جان‌شینی شده سنگ میزبان و فرآیندهای تشکیل کانه باشد. مهمترین بافت‌های ذخایر MVT بر طبق لیچ و سنگستر ۱۹۹۳ [10] عبارتند از: بافت لایه‌ای و لامینه‌ای، بافت کولوفورم و دندریتی، بافت خوشه‌انگوری که شاهی بر رسوبگذاری در فضاهای خالی را فراهم می‌کند. بافت جان‌شینی (سولفیدهای می‌توانند جان‌شینی فسیل‌ها، استیلولیتها، لایه‌های نازک استروماتولیتی و غنی از مواد ارگانیک شوند)، بافت برشی شدن که ممکن است در چندین مرحله در قبل و یا حین رخداد برشی شدن تشکیل شود [10]. مطالعات مقاطع نازک نشان داد که کانی‌ها اصلی سنگ‌ساز شامل آهنک و دولومیت بوده و کانی‌های کانساری شامل اسفالریت، همی‌مورفیت، سروزیت، اسمیت-زونیت، باریت، گالن، پیریت، اکسیدهای آهن و فلورین می‌باشد که هم به صورت اولیه، ثانویه و رگه رگچه‌ای با بافت‌های جان‌شینی، پرکنندگی فضای خالی، لامینه‌ای، کولوفورم، دروزی، گرانولار، برشی تشکیل شده‌اند. نتایج بررسی کانی سنگین در محدوده اکتشافی ملوند نشان از کانی‌های خانواده سرب، روی، باریم، استرانسیم و جیوه داد که فراوانترین آنها عبارتند از: اسمیت-زونیت، سروزیت، گالن، سینابر، مگنتیت، مالاکیت، سلسنتین، پیریت، گروه آهن، باریت و ... که گویای پتانسیل بالای معدنی زون فلزایی ملوند هستند. به طور کلی در ذخایر MVT کانیهای سولفیدی با غالب بودن اسفالریت و گالن، سولفیدهای آهن، باریت و فلوریت نیز به طور فرعی حضور دارند. بعضی ذخایر همانند (ویبورنوم) دارای تنوعی از سولفوسالت‌ها و سولفیدهای عناصر مس، کبالت، نیکل، آهن، نقره و آنتیموان می‌باشد [11]. در بعضی از ذخایر نیز کادمیم، ژرمانیوم، گالیوم، ایندیوم، باریت و فلوریت نیز حضور دارند. مس و نیکل در این نوع ذخایر معمول نیستند. نقره در بسیاری از ذخایر دیده می‌شود. تمام ذخایر بزرگ MVT دارای مقادیر روی بالاتری نسبت به سرب می‌باشند و بعضی ذخایر کلاً سرب ندارند [1]. مطالعه ژئوشیمیایی در زون ملوند نشان داد که عناصر روی، سرب، کبالت، آرسنیک، گوگرد، نیکل، آنتیموان، کادمیم، آهن و منگنز دچار غنی‌شدگی شده‌اند. همیافتی این عناصر در اکثر سیستم‌های روی‌دار با میزبان کربناته کاملاً منطقی است. بررسی ضرایب همبستگی بر پایه روش اسپیرمن، نشان داد که عنصر روی بیشترین همبستگی مثبت را با عناصر آرسنیک (۰,۸۲۷)، سرب (۰,۷۸۳)، کبالت (۰,۷۵۳) و آهن (۰,۷۰۵) و با شدتی کمتر (۰,۵۸۵) با عنصر نیکل نشان می‌دهد. عنصر سرب نیز بیشترین همبستگی مثبت را روی (۰,۷۸۳) و آرسنیک (۰,۷۴۱) دارا می‌باشد. با توجه به اینکه در محدوده معدنی ملوند با کانه‌زایی روی و سرب با میزبان کربناته مواجهه هستیم همبستگی مثبت این عنصر با عناصر کبالت، آرسنیک، نیکل، کادمیم و آهن دور از انتظار نیست. زیرا این عناصر به عنوان ردیاب‌های اصلی عناصر روی و سرب با میزبان کربناته تلقی می‌گردند. همبستگی بالای سه عنصر آهن، کبالت و آرسنیک می‌تواند نوید بوجود آمدن زون سوپرژنی در حوضه بالادست این نمونه‌ها بدهد. در ارتفاعات بالاتر این مناطق کلاک‌های آهنی قابل مشاهده هستند که به دلیل حضور اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن عیار عناصر کبالت و آرسنیک نیز دچار غنی‌شدگی می‌شود. این پدیده‌ها ارتباط مستقیمی با کانه‌زایی روی داشته و در صورت مساعد بودن شرایط Eh, pH محیط می‌تواند زون سوپرژنی خوبی را بالای زون هیپوزن ایجاد نماید. کانه‌زایی در زون مورد مطالعه ارتباط مستقیمی با شکستگی و تخلخل محیط نیز دارد. نتایج بررسی‌های صحرایی و ژئوشیمیایی نشان داد که کانسار روی ملوند به احتمال زیاد یک کانسار تیپ می‌سی‌سی‌پی (MVT) می‌باشد. مهمترین خصوصیات این ذخایر بر اساس Leach and Sangster [10] عبارتند از: (۱) اپی‌ژنتیک هستند، (۲) در ارتباط با فعالیت‌های آذرین نمی‌باشند، (۳) بیشتر



در سنگهای دولومیتی و آهکی و بندرت در ماسه‌سنگ‌ها تشکیل می‌شوند، (۴) کانی‌های غالب عبارتند از اسفالریت، گالن، پیریت، مارکازیت، دولومیت و کلسیت، باریت و فلورین نیز گاهاً حضور دارند، (۵) این ذخایر معمولاً در سکانس‌های پلاتفرم کربناته در جناح حوضه‌ها یا کمربندهای تراسی فورلندها تشکیل می‌شوند، (۶) عموماً استراباند هستند و ممکن است به طور محلی استراتی-فورم نیز باشند، (۷) معمولاً در حوضه‌های وسیع و بزرگ تشکیل می‌شوند، (۸) سیالات کانه‌دار از حوضه‌های شورایی با مقادیر ۱۰ تا ۳۰ درصد وزنی نمک حاصل شده‌اند، (۹) سولفور و فلز منشاء پوسته‌ای دارند، (۱۰) دمای تشکیل کانسار معمولاً ۷۵ تا ۲۰۰ درجه سلسیوس می‌باشد، (۱۱) مهمترین عامل کنترل کننده کانی‌زایی گسل‌ها و فراکچرها، تجمع در زون برشی شده، می‌باشد، (۱۲) سولفیدها معمولاً به صورت بلورهای زبر و خشن خوب دانه‌بندی شده، توده‌ای و دسیمین هستند، (۱۳) سولفیدها معمولاً جانشین سنگهای کربناته شده و بافت پرشدگی فضای خالی را نیز می‌توان مشاهده کرد، (۱۴) دگرسانی‌های غالب عبارتند از دولومیتی شدن، برشی شده و تخریب و تجزیه سنگ میزبان. وجود تنوع و تفاوت‌هایی در بخش‌های مختلف ذخایر MVT سبب شده که این ذخایر توسط پژوهشگران مختلف به زیر گروه‌هایی چون Appalachian-, Alpine-, Bleiberg-, Upper Silesia-, Reocin-, Irish- type تقسیم بندی شوند. ذخایر تیپ دره می‌سی‌سی‌پی پراکندگی به وسعت هزاران کیلومتر مربع دارند. بزرگترین این نوع ذخایر شامل ذخیره جنوب شرق میسوری (3000 km²)، تری استیت (1800 km²)، پاین پوینت (1600 km²)، آلپین (10000 km²)، سیلیسیاس (2800 km²)، ایریش میدلند (8000 km²) و دره می‌سی‌سی‌پی (7800 km²) می‌باشد. ذخایر ممکن است به طور محلی کوچک باشند [12]. برای ذخایر نوع دره می‌سی‌سی‌پی تناژ مابین ۰.۱ تا ۰.۵ (و یا بیشتر) بوده [13]. در زون فلززایی ملوند بررسی سنگ میزبان، عیار و تناژ، کانی شناسی، دگرسانی بیشترین شباهت را به ذخایر تیپ می‌سی‌سی‌پی را دارا هستند. کانی‌زایی در پیچ-های کوچک در امتداد گسل‌ها و با کانی‌شناسی ساده در سنگ میزبان کربناته تشکیل شده‌اند. مهمترین دگرسانی مرتبط با ذخایر MVT تجزیه سنگ میزبان کربناته است که این تجزیه و برشی شدن هیدروترمال سنگ میزبان کربناته در نتیجه اثر واکنش اسید تولید شده که حاصل اختلال سیال بوده است. اسید موجود در این واکنش در نتیجه اختلاط سیالات کاهنده غنی از سولفور همراه با سیالات غنی از فلز و مقداری نیز از کاهش سولفات در زون کانه تولید شده است [14]. بررسی‌های ماکروسکوپی و میکروسکوپی معدن ملوند و سایر نمونه‌های سنگ میزبان کانه‌زایی در زون فلززایی ملوند شواهدی از تجزیه سنگ میزبان کربناته را به وضوح نشان می‌دهند. دولومیت‌های هیدروترمال در ذخایر MVT بیشتر در اثر جانیشینی کربنات‌های میزبان و/یا به عنوان سیمان پرکننده تخلخل بین دانه‌ای و پرکننده فضا‌های خالی تشکیل می‌شوند. کلسیت در تعدادی از این نوع ذخایر غالب بوده و بیشتر شبیه حضورش در سنگ آهک‌های حاصل از لیتولوژی هستند. دولومیت‌های هیدروترمالی ممکن است قبل، حین و یا پس از هاله‌های دگرسانی پیرامون ذخیره تشکیل شوند [1]. اگرچه که دولومیت‌های هیدروترمالی معمولاً مرتبط با رخداد کانی‌زایی در ذخایر MVT هستند، ارتباط پیچیده‌ای با سولفایدها دارند و معمولاً گسترش آنها به طور وسیع در اکتشاف این ذخایر بکار می‌رود [15]. علاوه بر گوسن آهنی دولومیت‌های زون ملوند در مقیاس صحرایی به صورت راهنمای اکتشاف کانه‌زایی محسوب می‌شوند و در مقیاس میکروسکوپی دولومیت‌ها را می‌توان به شکل بافت جانیشینی و هم به صورت سیمان ملاحظه نمود. کوارتز و سیلیسی فیکاسیون هیدروترمال سنگ میزبان کربناته عموماً در ذخایر MVT فرعی و کمتر رخ می‌دهد. مقدار کوارتز به دمای تشکیل کانه و مقدار و نرخ سرد شدن (کولینگ) طی تشکیل ماده معدنی بستگی دارد. تشکیل سیلیکا می‌تواند بر اثر توقف رقیق‌شدگی و



کولینگ در نتیجه مخلوط شدن سیال طی تشکیل ذخیره همراه با بازداری جنبشی نهشت در دمای پایین رخ دهد [16]. اگر رقیق شدگی در دمای بالای ۲۰۰ درجه رخ دهد سرعت تشکیل سیلیکا بالاتر می‌رود، بنابراین مقادیر کوارتز در سیستم‌های داغتر بالاتر می‌باشد [17]. عدم حضور قابل توجه کوارتز و سایر اشکال سیلیکا مرتبط با کانه‌زایی در زون ملوند را می‌توان مرتبط با دمای تشکیل، نرخ سرد شدگی و اختلاط سیالات در نظر گرفت. با وجود اینکه مواد ارگانیک در بسیاری از ذخایر MVT حضور دارند اما نقش و ارتباط این مواد با کانه‌زایی هنوز نامشخص است [18]. مواد ارگانیکی نوع نفت مایع یا جامد، اگر در کانه وجود داشته باشند، بندرت در فلوئید انکلوژنهای اولیه در کانیهای مرحله نخست دیده می‌شوند. دگرسانی گرمایی موجودات زنده در مواد ارگانیکی جهت محاسبه وقایع رخ داده طی تشکیل ذخیره در ذخایر دره می‌سی‌سی پی استفاده شده است [19]. وجود مواد آلی در مقاطع میکروسکوپی و شواهد آن در معدن ملوند احتمالاً بی‌ارتباط با وقایع نهشت کانه نمی‌باشد. ذخایر MVT به طور کلی از لحاظ مقیاس و اندازه متغیر هستند اما در مقیاس مستقیم یا دید کلی استراباند هستند. هندسه و موقعیت این ذخایر نشانگر اثر متقابل مابین گسل، خواص و ویژگی انحلال کربناتهای اولیه قبل از کانه‌زایی و واحدهای اولیه چینه‌شناسی هستند. یکی از خصوصیات مهم این ذخایر از لحاظ مورفولوژی برشهای انحلالی-ریزشی هستند. آنها تغییراتی از برشهای منشوری [20, 21] و برشهای ستونی [22] دارند. ساختارهای برشی شبیه کارستهای لانه زنبوری نیز در این ذخایر دیده شده است. گسل کنترل‌کننده این نوع ذخایر تغییرات قابل توجهی از نظر شکل و اندازه نشان می‌دهند که نشانگر تاثیر تغییرات کنترل‌کننده‌های ساختاری و لیتولوژیکی می‌باشد. گنبد‌های نمکی نیز محیطی مناسب اما فرعی برای ذخایر MVT هستند. سولفیدها در مجموعه کانیهای کپ راک تشکیل می‌شوند، این کانیها به شکل‌های پرکننده فضا خالی و جانشینی، جانشین سنگ میزبان می‌شوند [1, 20, 21].

جدول ۱: پارامترهای آماری داده‌های خام عناصر آنالیز شده در محدوده اکتشافی ملوند.

	min	max	mean	std.deviation	variance	skewness	kurtosis	average
Ag	0/1	0/3	0/2	0/0	0/0	0/8	0/5	0/2
Al	6735/0	15921/0	10408/0	1781/3	3199328/6	0/4	0/7	10379/2
As	4/3	113/1	10/0	10/5	111/8	7/8	72/6	11/5
Cd	0/3	29/6	0/3	2/9	8/6	8/6	79/9	0/8
Ce	11/0	23/0	18/0	2/9	8/7	0/0	-1/0	17/8
Co	6/0	32/0	13/0	5/1	26/4	0/7	0/0	14/1
Cr	19/0	45/0	31/0	4/9	24/4	0/2	-0/2	30/7
Cu	11/0	31/0	18/0	4/4	19/6	0/6	0/0	19/1
Fe	13494/0	46015/0	22891/0	5951/1	35710894/2	0/7	0/4	23767/2
La	5/0	11/0	8/0	1/5	2/2	0/0	-1/0	7/9
Li	7/0	34/0	11/0	4/6	20/9	1/7	4/1	12/7
Mg	4924/0	20000/0	9384/0	3856/9	14999374/3	0/5	-1/0	11252/6



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Mn	293/0	1158/0	507/0	173/3	30287/8	0/8	-0/1	572/7
Mo	0/7	1/2	0/8	0/1	0/0	1/3	2/4	0/8
Ni	23/0	71/0	40/0	7/9	62/2	0/6	1/2	41/0
P	228/0	489/0	338/0	50/0	2521/3	0/3	0/2	341/0
Pb	11/0	424/0	32/0	40/5	1653/2	7/4	69/4	36/6
S	161/0	1774/0	259/0	283/6	81087/7	3/1	11/1	359/2
Sb	0/8	2/3	1/0	0/1	0/0	5/8	50/4	1/0
Sc	2/2	6/7	3/9	0/8	0/7	0/5	0/3	4/1
Th	4/8	129/2	8/3	13/1	172/7	6/5	53/5	12/0
V	27/0	62/0	37/0	5/7	32/4	0/9	1/8	37/9
Y	6/0	11/0	8/0	1/0	0/9	0/4	0/2	8/2
Yb	0/6	0/9	0/8	0/1	0/0	0/2	-0/4	0/8
Zn	49/0	1327/0	80/0	114/8	13284/8	10/4	111/9	93/4

نتیجه گیری

زون فلززایی ملوند بخشی از بلوک طبس در خرده قاره‌ی ایران مرکزی است که دارای واحدهای رسوبی پالئوزوئیک تا سنوزوئیک می‌باشد. این زون دارای پتانسیل معدنی بالایی برای عناصر روی، سرب، باریت و فلورین می‌باشد. این زون در حال حاضر دارای چند معدن فعال روی، سرب و باریت می‌باشد که مهمترین آنها معدن روی ملوند است. کانه‌زایی روی، سرب و باریت در این زون در بخش کربناتی ریفی ضخیم لایه سازند جمال، بخش کربناتی ضخیم لایه دارای دندریته‌های منگنز سازند قلعه دختر و به شکل غیر اقتصادی در سازندهای بغمشاه، شمشک و آهک پرورده تشکیل شده است. کانیهای این محدوده شامل کلسیت، دولومیت، اسفالریت، همی‌مورفیت، اسمیت‌زونیت، سروزیت، باریت، گالن، فلورین، پیریت و اکسیدهای آهن می‌باشد. تقریباً در بیشتر مناطق دارای کانه‌زایی، شاهد وجود گوسن آهنی در بالادست هستیم و از دیگر خصوصیات بارز این محدوده تشکیل کانه‌زایی در امتداد گسل‌ها می‌باشد. علاوه بر گسل‌ها ما شاهد طاق‌دیزی در معدن ملوند هستیم که شواهدی از کارستی شدن را نیز می‌توان دید که این ساختارها بر اثر فعالیت گسل کمی به هم‌ریختگی را متحمل شده‌اند. نتایج مطالعات میکروسکوپی گویای وجود بافت‌های برشی شدن، گرانولار، جانیشینی، لامینه‌ای، کلو فورم و ... می‌باشد. در محدوده معدن ملوند و در بسیاری از بخش‌های دارای کانی‌زایی، زون فلززایی مورد مطالعه دگرسانی‌های دولومیتی شدن و آرژیلیتی شدن قابل رویت هستند. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان دادند که عنصر روی بیشترین همبستگی را با عناصر آرسنیک، سرب، کبالت، آهن و نیکل دارد و همچنین عنصر سرب نیز بیشترین همبستگی را با عناصر روی و آرسنیک دارا می‌باشد. این همبستگی‌های و غنی‌شدگی عناصری چون آهن، روی، سرب، کبالت،



نیکل، آرسنیک، گوگرد و آنتیموان و سایر شواهد صحرایی و کانی‌شناسی وجود تیب کانی زایی نوع دره می‌سی‌سی‌پی را بازگو می‌کند.

منابع

- [1] Leach, D.L., Sangster, D.F., Kelley, K.D., Large, R.R., Garven, G., Allen, C.R., Gutzmer, J., and Walters, S., 2005, Sediment-hosted lead-zinc deposits: A global perspective: *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p. 561–607.
- [2] Werner, T.T., Mudd, G.M., Jowitt, S.M. 2016a. the world's by-production and critical metal resources part II; A New Methodology. *Ore Geol.*
- [3] Werner, T.T., Mudd, G.M., Jowitt, S.M., 2016b. the world's by-production and Critical metal resources part III; indium. *Ore geol.*
- [4] Robb, L., 2005. *Introduction to Ore-forming Processes*. Blackwell pub., 373 P.
- [5] Rajabi, A., Rastad, E., Alfonso, P., and Canet, C., 2012, Geology, ore facies and sulfur isotopes of the Koushk ventproximal sedimentary-exhalative deposit, Posht-e-Badam Block, Central Iran: *International Geology Review*, (doi: 10.1080/00206814.2012.659106).
- [6] Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: A review: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 52, p. 1229–1258.
- [7] Golonka, J., 2004, Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic: *Tectonophysics*, v. 381, p. 235–273.
- [8] آقائاتی، علی، ۱۳۷۸، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۷۰۸ صفحه.
- [9] Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K., and Lasemi, Y., 1997, The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aqdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, no. 12, p. 1563–1575.
- [10] Leach, D.L., and Sangster, D.F., 1993, Mississippi Valley-type lead-zinc deposits: *Geological Association of Canada Special Paper 40*, p. 289–314.
- [11] Heyl, A.V., 1983, Geologic characteristics of three Mississippi Valley-type districts, in Kisvarsanyi G, et al., eds., *Proceedings of International Conference on Mississippi Valley-type lead-zinc deposits*: Rolla, Missouri, University of Missouri, Rolla Press, p. 27–30.
- [12] Sangster 1990, Mississippi Valley-type and sedex lead-zinc deposits: A comparative examination: *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy*, sec. B, v. 99, p. B21–B42.
- [13] Heyl, A.V., Agnew, A.F., Lyons, E.J., and Behre, C.H., 1959, The geology of the Upper Mississippi Valley zinc-lead district: *U.S. Geological Survey Professional Paper 424–D*, 310 p.
- [14] Corbella, M., Ayora, C., and Cardellach, E., 2004, Hydrothermal mixing, carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-type deposits: *Mineralium Deposita*, v. 39, p. 344–357.
- [15] Wilkinson, J.J., and Earls, G., 2000, A high-temperature hydrothermal origin for black dolomite matrix breccias in the Irish Zn-Pb orefield: *Mineralogical Magazine*, v. 64, p. 1017–1036.
- [16] Plumlee, G.S., Leach, D.L., Hofstra, A.H., Landis, G.P., Rowan, E.L., and Viets, J.G., 1994, Chemical reaction path modeling of ore deposition in Mississippi Valley-type Pb-Zn deposits of the Ozark region, U.S. midcontinent: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 89, p. 1361–1383.
- [17] Rimstidt, J.D., 1997, Gangue mineral transport and deposition, in H.L. Barnes, ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, John Wiley and Sons, p. 487–516.
- [18] Leventhal, J.S., 1990, Organic matter and thermochemical sulfate reduction in the Viburnum Trend, Southeast Missouri: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 85, p. 622–632.
- [19] Rowan, E.L., and Goldhaber, M.B., 1995, Duration of mineralization and fluid-flow history of the Upper Mississippi Valley zinc-lead district: *Geology*, v. 23, p. 609–612.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



-
- [20] Rhodes, D., Lantos, E.A., Lantos, J.A., Webb, R.J., and Owen, D.C., 1984, Pine Point orebodies and their relationship to the stratigraphy, structure, dolomitization, and karstification of the Middle Devonian barrier complex: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 79, p. 991–1055.
- [21] Kyle, J.R., 1981, Geology of the Pine Point lead-zinc district, in Wold, K.H., ed., *Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits*: New York, Elsevier, v. 9, p. 643–741.
- [22] Ohle, 1985, Breccias in Mississippi Valley-type deposits: *ECONOMIC GEOLOGY*, v. 80, p. 1736–1752.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



ارتباط کانی‌های رسی با شکل‌های شیمیایی مس و روی در تعدادی از خاک‌های آهکی استان کهگیلویه و بویراحمد

سیروس شاکری*

گروه کشاورزی دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

Shakeri@pnu.ac.ir

ابوالفضل آزادی

بخش تحقیقات خاک و آب، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی خوزستان، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، اهواز، ایران

Abolfazl_azadi@yahoo.com

چکیده

تحقیق حاضر به منظور بررسی و شناخت شکل‌های شیمیایی دو عنصر روی و مس و ارتباط آن‌ها با کانی‌های رسی ثانویه انجام شد. نمونه-برداری از خاک‌های سطحی و زیرسطحی در واحدهای فیزیوگرافی مختلف استان انجام و شکل‌های شیمیایی روی و مس آن‌ها با روش عصاره-گیری متوالی اندازه‌گیری و ارتباط آن‌ها با خصوصیات مختلف خاک بررسی شد. نتایج نشان داد، در حالی که مقدار شکل‌های شیمیایی تبادل و جذب سطحی شده عناصر مس و روی بسیار کم و قابل چشم پوشی بود، شکل‌های باقی‌مانده، کربناتی و آلی به ترتیب بیشترین به کمترین مقادیر از شکل‌های شیمیایی این عناصر را به خود اختصاص داده‌اند. همبستگی مقادیر کمی کانی‌های رسی با شکل‌های شیمیایی این عناصر نشان داد مقدار شکل‌های مختلف روی و مس با کانی‌های سیلیکاتی ۲:۱ (به ویژه ورمی‌کولیت) ارتباط مستقیم دارند. همچنین نتایج حاکی از همبستگی مثبت همه شکل‌های روی و مس با کائولینیت بود؛ هرچند که این ارتباط به دلیل ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح ویژه کم این کانی، معنی‌دار نبود.

کلمات کلیدی: کانی‌های رسی، شکل‌های شیمیایی، مس، روی، خاک‌های آهکی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Relationship between clay minerals properties with chemical forms of zinc and copper in some calcareous soils of Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad province

Sirous Shakeri*

Department of Agriculture, Payame Noor University, Tehran, Iran

Shakeri@pnu.ac.ir

Abolfazl Azadi

Soil and Water Research Department, Khuzestan Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, AREEO, Ahvaz, Iran

Abolfazl_azadi@yahoo.com

Abstract

This research was attempted to the recognition of chemical fractions of zinc (Zn) and copper (Cu) and their relation with secondary clay minerals. In order to carry out this research, samples of surface and subsoil soils were collected in different physiographic units of the province, and their chemical fractions of Zn and Cu were measured by sequential extraction method and their relationship with different soil characteristics were investigated. The results showed that the exchangeable and absorbed chemical fractions of Cu and Zn in all soil samples were lower than the detection limit of atomic absorption spectroscopy. Distribution of chemical fractions of both Zn and Cu followed the order: Residual > Carbonate > organic fraction. Correlation of amounts of clay minerals with chemical forms of these elements showed that amount of different forms of Zn and Cu is directly related with 2:1 clay minerals (especially vermiculite). The results also showed a positive correlation between all fractions of Zn and Cu with kaolinite, although this relationship was not significant due to the low cation exchange capacity and low specific area of this mineral.

Keywords: Clay minerals, Chemical fractions, Cu, Zn, Calcareous soils



۱. مقدمه

روی و مس از مهم‌ترین عناصر کم مصرف محسوب می‌شوند که وجود غلظت کم آن‌ها برای رشد بهینه گیاهان، جانوران و انسان‌ها ضروری می‌باشد. علاوه بر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی هر خاک مانند بافت، ماده آلی و پی-اچ، نوع و میزان کانی‌های رسی از جمله عوامل تاثیر گذار بر قابلیت دسترسی عناصر کم مصرف محسوب می‌شود [۱]. ذرات رس فعال‌ترین فاز جامد معدنی خاک به شمار می‌روند. کانی‌های رسی به علت دارا بودن سطح ویژه بالا و بار منفی نقش تعیین کننده‌ای در جذب عناصر غذایی مورد نیاز گیاه دارند. شناسایی کمی و کیفی و ترکیب ساختمانی آنها اطلاعات مفیدی از جذب، تثبیت و رهاسازی کاتیون‌ها در اختیار می‌گذارد [۲]. مهم‌ترین کانی‌های درگیر در جذب عناصر سنگین، سلیکات‌های لایه‌ای، اکسیدها و هیدروکسیدهای فلزی، کربنات‌های فلزی و فسفات‌ها می‌باشند [۳]. مطالعات انجام شده نشان داده است، رس‌های ۲:۱ به خصوص اسمکتیت، تمایل زیادی برای جذب مس [۴] و روی [۱] دارا می‌باشند، که به تبع آن قابلیت دسترسی این عناصر را تحت تاثیر قرار خواهند داد. قابلیت دسترسی، تحرک و رفتار عناصر کم مصرف در هر خاک، متأثر از توزیع نسبی شکل‌های شیمیایی آن عنصر می‌باشد، که خود تابعی از خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی آن خاک است [۵]. با توجه به مطالب ذکر شده و عدم وجود تحقیقات کافی از شناخت رابطه شکل‌های شیمیایی روی و مس با خصوصیات خاک، به خصوص کانی‌های رسی ثانویه، تحقیق حاضر تلاش دارد در خاک‌های سطحی و زیرسطحی ۱۶ خاکرخ مختلف، به بررسی رابطه شکل‌های شیمیایی این عناصر با کانی‌های رسی بپردازد.

۲. مواد و روش‌ها

۲-۱. تشریح موقعیت منطقه

استان کهگیلویه و بویراحمد با ۱۶۲۶۴ کیلومتر مربع وسعت، در جنوب غربی ایران، در محدوده ۳۰ درجه و ۹ دقیقه تا ۳۱ درجه و ۳۲ دقیقه عرض شمالی و ۴۹ درجه و ۵۷ دقیقه تا ۵۰ درجه و ۴۲ دقیقه طول شرقی واقع شده و سرزمینی کوهستانی و نسبتاً مرتفع است که کوه‌های زاگرس با رشته‌های موازی، سراسر شمال و شرق آن را در بر گرفته‌اند. بلندترین نقطه استان، قله دنا با ارتفاع ۴۴۰۹ متر و پست‌ترین ناحیه آن لیستر با ارتفاع ۵۰۰ متر از سطح دریا می‌باشد. با توجه به شرایط جغرافیایی استان، در امتداد اصلی کوه‌های زاگرس از شمال شرقی به جنوب غربی، ارتفاع کوه‌ها و مقدار بارندگی و رطوبت هوا به طور محسوسی کاهش می‌یابد. این وضعیت طبیعی، مشخصات اقلیمی دوگانه‌ای را پدید آورده و استان را به دو ناحیه سردسیری و گرمسیری تقسیم کرده است.

۲-۲. تجزیه‌های فیزیکی، شیمیایی و کانی‌شناسی

برای انجام این تحقیق، ابتدا بر اساس اطلاعات بدست آمده از عکس‌های هوایی و نقشه‌های توپوگرافی، اقدام به تفکیک واحدهای فیزیوگرافی نموده و تعدادی خاکرخ در این واحدها انتخاب و بر اساس راهنمای تشریح خاکرخ، توصیف و نمونه‌برداری شد. این نمونه‌ها به طور پراکنده از کل استان جمع‌آوری شدند. بر طبق اهداف این تحقیق، از هر خاکرخ، دو نمونه سطحی و زیرسطحی جمع‌آوری و نمونه‌ها برای آزمایش‌های فیزیکی- شیمیایی، کانی‌شناسی و تعیین شکل‌های شیمیایی روی و مس به آزمایشگاه منتقل شدند. ویژگی‌های فیزیکی و شیمیایی خاک شامل پی-اچ در خمیر اشباع، قابلیت هدایت الکتریکی خاک در عصاره اشباع و



با استفاده از هدایت سنج الکتریکی، بافت خاک به روش هیدرومتر، کربنات کلسیم معادل به روش تیتراسیون برگشتی ظرفیت تبادل کاتیونی به روش جانشینی کاتیون‌ها با استات سدیم، کربن آلی به روش سوزاندن تر با بی‌کرومات پتاسیم در مجاورت اسید سولفوریک غلیظ و تیتراسیون بی‌کرومات پتاسیم باقی مانده با فروآمونیم سولفات اندازه‌گیری شد. برای آماده‌سازی نمونه‌ها جهت شناسایی کانی‌های رسی، روش‌های معمول [۶، ۷، ۸] برای از بین بردن عوامل شیمیایی سیمانی‌کننده و جدا شدن ذرات رس از یکدیگر مبنای عمل قرار گرفت. نمونه‌های خالص شده با منیزیم و پتاسیم اشباع و به ترتیب با گلیسرول و دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس تیمار شد و به‌طور جداگانه با پراش پرتو ایکس مورد بررسی قرار گرفتند. فراوانی نسبی کانی‌های رسی طبق روش جونز و همکاران [۹] و به کمک نرم افزار Xpert Highscore انجام شد. در این نرم‌افزار با استفاده از مساحت زیر پیک‌های مربوط به کانی‌ها در تیمار گلیسرول، مقدار کانی‌ها با حداکثر دقت تعیین شدند. به منظور تعیین شکل‌های شیمیایی روی و مس، از روش اسپوزیتو و همکاران [۱۰] استفاده شد. بعد از استخراج هر شکل شیمیایی در هر مرحله، روی و مس توسط دستگاه جذب اتمی (Shimatzu AA-670G) اندازه‌گیری شد.

۳-۲. نتایج و بحث

بر اساس مطالعات انجام شده، خاک‌ها در پنج راسته انتی‌سولز، اینسپتی‌سولز، مالی‌سولز، آلفی‌سولز و ورتی‌سولز طبقه بندی شدند (جدول ۱)، که تنوع راسته‌های خاک در این تحقیق، می‌تواند به تفسیر بهتر در مورد وضعیت شکل‌های شیمیایی روی و مس و روابط آن‌ها با خصوصیات مختلف خاک، کمک نماید. برخی خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک‌های مورد مطالعه در جدول ۱ نشان داده شده است. نتایج ویژگی‌های فیزیکی شیمیایی خاک‌های مطالعه شده نشان می‌دهد که پی‌اچ خاک‌های مطالعه شده با میانگین ۷/۸۴ در محدوده خنثی و بازی ضعیف (۷/۴ تا ۸/۲) قرار دارند. مقادیر قابلیت هدایت الکتریکی در نمونه خاک‌های مورد تحقیق، در محدوده ۰/۱ تا ۱/۱ دسی‌زیمنس بر متر (میانگین ۰/۶۵ دسی‌زیمنس بر متر) بدست آمده که نشان از عدم شوری خاک‌های منطقه دارد. مقادیر بالا از میانگین کربنات کلسیم معادل (۴۷/۶۲٪) در خاک‌های مورد مطالعه، نشان از آهکی بودن آنها دارد که حداقل مقدار آن در افق Bt یک خاک آلفی‌سول (خاک‌رخ ۱۴) در یک پلاتو (۸ درصد) و بیشترین آن در افق‌های C انتی-سول‌های واقع در رسوبات بادبزی شکل که دارای بافت سبک بوده و در سرتاسر منطقه به طور پراکنده وجود دارد، مشاهده شد. در منطقه مطالعه شده میانگین کربن آلی همه خاک‌های سطحی و زیرسطحی ۱/۰۷٪ بدست آمد، که بیشترین و کمترین مقدار آن به ترتیب در افق‌های سطحی خاک‌رخ ۸ (مالی‌سولز) به مقدار ۵/۳٪ و زیر سطحی خاک‌رخ ۱۵ (آلفی‌سولز) به مقدار ۰/۱۴٪ مشاهده شد. در منطقه مورد مطالعه، بیشترین مقدار ظرفیت تبادل کاتیونی ۳۹ و کمترین آن ۵/۵ سانتی‌مول بر کیلوگرم خاک بدست آمد که میانگین این خصوصیت از خاک در منطقه، ۱۹/۷۵ سانتی‌مول بر کیلوگرم محاسبه شد. بر طبق نتایج، در مناطق شرقی و شمالی استان که بارندگی بیشتری دارند، میزان رس بیشتری مشاهده شد. میانگین رس در خاک‌های مطالعه شده استان ۳۵/۵ درصد بدست آمد که این خصوصیت از خاک در خاک‌های مورد مطالعه در محدوده ۱۳/۴ و ۵۳/۴٪ قرار داشت.



جدول ۱- تعدادی از خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک‌های مطالعه شده

شماره خاک	شماره خاکرخ	افق	شن	سیلت	رس	پی-اچ	هدایت الکتریکی	کربنات کلسیم معادل	گج	کربن آلی	ظرفیت تبادل	رده بندی خاک
											کاتیونی	
		%		%		dS m ⁻¹		%		Cmol kg ⁻¹		
۱	۱	Ap	۲۷/۳	۳۶	۳۶/۷	۷/۹	۰/۷	۴۴/۱	۰	۱/۱۶	۱۵/۶	Typic Haplustolls
۲	۲	Bw1	۳۴	۳۰/۶	۳۵/۴	۷/۹	۰/۸	۶۵/۹	۰	۰/۶۷	۱۳	
۳	۳	Ap	۱۹/۳	۴۳/۳	۳۷/۴	۷/۸	۰/۷	۴۵/۴	۰	۱/۰۸	۲۱/۷	Calcic Argiustolls
۴	۴	A/B	۱۷/۳	۳۷/۳	۴۵/۴	۸	۰/۵	۴۰/۲	۰	۱/۰۳	۱۸/۴	
۵	۵	Ap	۲۸	۴۴/۶	۲۷/۴	۷/۹	۰/۷	۵۵/۲	۰	۰/۹۶	۱۱/۱	Aridic Calciustepts
۶	۶	Bk1	۲۳/۳	۴۲	۳۴/۷	۸	۰/۳	۵۳/۹	۰	۰/۵۱	۹/۴	
۷	۷	Ap	۵۱/۳	۲۷/۳	۲۱/۴	۷/۹	۰/۷	۶۵/۲	۰	۱/۳۴	۱۴	Typic Ustifluvents
۸	۸	C1	۴۶	۲۴/۶	۲۹/۴	۷/۷	۱/۲	۶۲	۰	۰/۹	۱۴/۳	
۹	۹	Ap	۵۱/۳	۳۲	۱۶/۷	۸	۰/۶	۵۳/۳	۰/۴	۰/۵۲	۹/۱	Gypsic Haplustepts
۱۰	۱۰	C1	۵۳/۳	۲۷/۳	۱۹/۴	۷/۶	۲	۸۰/۹	۳/۲	۰/۴۱	۷/۱	
۱۱	۱۱	Ap	۳۲	۳۵/۳	۳۲/۷	۷/۸	۱/۳	۶۲/۳	۰	۰/۹۶	۱۷	Typic Xerofluvents
۱۲	۱۲	C1	۷۷/۳	۹/۳	۱۳/۴	۸/۲	۰/۳	۹۰/۷	۰	۰/۴۱	۵/۵	
۱۳	۱۳	Ap	۱۷/۳	۴۵/۳	۳۷/۴	۷/۶	۰/۱	۴۱/۸	۰	۱/۵	۱۷/۷	Calcic Haploxeralfs
۱۴	۱۴	Btk1	۱۵/۳	۳۲	۵۲/۷	۷/۷	۰/۸	۴۹/۴	۰	۰/۷	۱۵	
۱۵	۱۵	A	۳۷/۳	۳۵/۳	۳۷/۳	۷/۴	۱/۳	۳۷/۳	۰	۵/۲۵	۳۹	Typic Haploxerolls
۱۶	۱۶	Bw	۳۷/۳	۳۲	۳۷/۳	۷/۹	۰/۳	۵۴/۶	۰	۱/۴۳	۲۲	
۱۷	۱۷	Ap	۱۵/۳	۳۹/۳	۴۵/۴	۷/۸	۰/۶	۹/۷	۰	۱/۱۴	۳۰/۱	Chromic Calcixererts
۱۸	۱۸	Bkss1	۱۶/۹	۳۳/۶	۴۹/۴	۷/۸	۰/۳	۱۷/۶	۰	۰/۴	۳۰/۱	
۱۹	۱۹	Ap	۱۵/۳	۴۲	۴۲/۷	۷/۸	۰/۵	۲۰/۲	۰	۱/۲۶	۲۶/۷	Aquic Haploxerepts
۲۰	۲۰	Bg1	۱۷/۳	۳۳/۳	۴۹/۴	۷/۸	۰/۴	۱۷/۳	۰	۰/۴۷	۳۱/۸	
۲۱	۲۱	Ap	۱۷/۳	۴۴	۳۸/۷	۷/۷	۰/۵	۵۲	۰	۱/۶۴	۲۴/۴	Calcic Haploxeralfs
۲۲	۲۲	Btk1	۹/۳	۳۵/۳	۵۵/۴	۸	۰/۳	۵۵/۲	۰	۰/۷۶	۲۱/۳	
۲۳	۲۳	Ap	۳۵/۳	۳۰	۳۴/۷	۷/۷	۰/۱	۴۸/۱	۰	۳/۱۱	۲۵/۹	Typic Haploxerolls
۲۴	۲۴	C1	۴۵/۳	۲۳/۳	۳۱/۴	۷/۹	۰/۲	۴۵/۴	۰	۰/۷۹	۲۵/۱	
۲۵	۲۵	Ap	۵۶/۹	۱۹/۶	۲۳/۴	۸	۰/۶	۶۵/۹	۰	۰/۶۵	۹/۹	Typic Xerorthents
۲۶	۲۶	C	۵۸	۱۹/۳	۲۲/۷	۸	۰/۶	۶۷/۸	۰	۰/۵۱	۹/۴	
۲۷	۲۷	Ap	۱۵/۳	۳۸	۴۶/۷	۸	۰/۲	۲۰/۲	۰	۰/۸۸	۳۰/۱	Mollic Haploxeralfs
۲۸	۲۸	Bt1	۱۱/۳	۳۱/۳	۵۷/۴	۷/۸	۰/۳	۸/۱	۰	۱/۱۶	۳۵/۳	
۲۹	۲۹	Ap	۳۵/۳	۳۹/۳	۲۵/۴	۷/۸	۰/۵	۴۷/۸	۰	۱/۱۶	۲۵/۱	Calcic Haploxeralfs
۳۰	۳۰	Btk	۲۳/۳	۲۶	۵۰/۷	۸	۰/۴	۴۱/۲	۰	۰/۱۴	۲۴/۴	
۳۱	۳۱	A	۳۹/۳	۲۶	۳۴/۷	۷/۹	۲/۱	۲۲/۶	۰	۱/۳۷	۲۱/۳	Typic Xerorthents
۳۲	۳۲	C1	۷۸	۸/۶	۱۳/۴	۷/۶	۱	۸۲/۸	۰	۰/۲	۵/۵	
		میانگین		۳۳/۰۳	۳۱/۹۷	۳۵/۵	۷/۸۴	۰/۶۵	۴۷/۶۲	۰/۱۱	۱۹/۵۷	
		دامنه		-۹/۳	-۸/۶	-۱۳/۴	-۷/۴	۹۰/۷ - ۸/۱	۲/۱ - ۰/۱	--	۳۹ - ۵/۵	

نتایج مطالعات گذشته از کانی‌شناسی خاک‌های منطقه مورد مطالعه نشان داده است که اسمکتیت، ایلیت، کلریت، ورمی‌کولیت، پالیگورسکیت و کائولینیت کانی‌های عمده خاک‌های مطالعه شده می‌باشند [۱۱]. کانی‌های غالب رسی در مناطق با بارندگی کم پالیگورسکیت، اسمکتیت، ایلیت و کلریت و در مناطق با بارندگی زیاد، اسمکتیت، ایلیت و ورمی‌کولیت بودند. ایلیت و کلریت در همه افق‌های سطحی و زیرسطحی خاک‌های مطالعه شده مشاهده شد، اما در خاک‌های جوان واقع در اراضی شیب‌دار مانند



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



رسوبات واریزه‌ای، خاک‌های آبرفتی و مناطق با بارندگی کمتر، به عنوان کانی غالب نمایان شد. بر طبق نتایج جدول ۲، کلریت روند و تغییر مشخصی نسبت به عمق و اقلیم نشان نداد. بر طبق مطالعات انجام شده، ایلیت و کلریت مشاهده شده در منطقه، منشا مواد مادری دارند [۱۲]. کائولینیت در شرایط حاره‌ای می‌تواند تشکیل شود و منشا آن در خاک‌های استان را می‌توان به ارث رسیده از مواد مادری دانست. اسمکتیت به عنوان کانی اصلی بخش رس خاک‌های مناطق شرق، شمال و تعدادی از خاک‌های منطقه غرب استان، شناسایی شد. به دلیل وجود زهکشی مناسب در همه خاک‌ها، علاوه بر حضور این کانی در مواد مادری، تبدیل سایر کانی‌ها مانند ایلیت و پالیگورسکیت به اسمکتیت می‌تواند مهم‌ترین دلایل حضور این کانی در خاک‌ها و به خصوص در بخش‌های مرطوب‌تر استان باشد، که با نتایج شاکری و ابطحی [۱۱] مطابقت دارد. در مطالعه حاضر، ورمی‌کولیت به مقدار بسیار کم در خاک‌های استان مشاهده شد. پالیگورسکیت در مناطق با بارندگی کمتر استان، کانی غالب بود.

جدول ۲- تجزیه نیمه کمی کانی‌های رسی در بخش رس برخی از خاک‌های مورد مطالعه

شماره خاک	پالیگورسکایت	کائولینیت	ورمی‌کولیت	کلریت	ایلیت	اسمکتیت
۱	++	+	+	++	+++	+++
۲	++	+	+	++	++	+++
۳	++	+	+	++	+++	+++
۴	++	+	+	+++	++	+++
۵	++	+	+	+	+++	+++
۶	++	+	+	+	+++	++
۷	+	++	+	++	++	++
۸	++	++	+	++	+++	++
۹	+++	-	-	++	+++	++
۱۰	++++	-	-	++	++	++
۱۱	+	+	+	++	+	+++
۱۲	++	++	-	++	++	+
۱۳	++	+	+	++	++	+++
۱۴	++	+	-	++	+	+++
۱۵	-	++	+	++	++	+++
۱۶	-	++	-	++	++	+++
۱۷	-	+	++	+	++	+++
۱۸	-	++	+	++	+	+++
۱۹	+	++	+	+	+	++++
۲۰	-	++	+	-	-	++++
۲۱	-	++	++	+	+	++++
۲۲	-	+	++	-	-	++++
۲۳	++	-	++	++	++	+++
۲۴	-	-	++	+++	++	++
۲۵	+	-	++	++	++	+++
۲۶	++	-	+	++	++	+++
۲۷	-	++	++	-	+++	++++
۲۸	-	+	+++	-	++	+++
۲۹	++	+	++	-	++	+++
۳۰	+	+	++	-	+	++++
۳۱	+	++	-	+++	+	+++
۳۲	++	++	+	+++	++	++



- تشخیص داده نشد، +: < ۱۵٪، ++: ۱۵-۳۰٪، +++: ۳۰-۵۰٪، > ۵۰٪

جدول ۳، همبستگی بین شکل‌های شیمیایی روی و مس با کانی‌های رسی شناسایی شده در خاک‌های مورد مطالعه منطقه را نشان می‌دهد. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، شکل کربناتی روی با اسمکتیت و کائولینیت ارتباط مثبت (به ترتیب ۰/۱۸۷ و ۰/۰۴۹)، با ورمی کولیت ارتباط مثبت و معنی‌دار (۰/۳۵۷*) و با پالیگورسکیت ارتباط منفی و معنی‌داری (۰/۳۶۷*) نشان می‌دهد. شکل باقی‌مانده نیز با اسمکتیت و ورمی کولیت ارتباط مثبت و معنی‌دار (به ترتیب ۰/۶۵۵** و ۰/۵۸۰**)، با کائولینیت ارتباط مثبت (۰/۲۱۹) و با پالیگورسکیت ارتباط منفی و معنی‌داری (۰/۴۲۹*) داشت. روی استخراجی با DTPA نیز با اسمکتیت، ورمی-کولیت و کائولینیت ارتباط مثبت (به ترتیب، ۰/۱۹۵، ۰/۱۸۸ و ۰/۰۶۲) و با پالیگورسکیت ارتباط منفی و معنی‌داری (۰/۴۰۰*) داشت. شکل‌های آلی و استخراجی مس با DTPA با اسمکتیت (به ترتیب ۰/۴۰۱* و ۰/۴۶۳*) و ورمی کولیت (به ترتیب ۰/۵۳۲** و ۰/۵۴۵*) ارتباط مثبت و معنی‌داری نشان دادند. این دو شکل مس با کائولینیت ارتباط مثبت (به ترتیب ۰/۰۸۶ و ۰/۰۳۱) و با پالیگورسکیت ارتباط منفی (۰/۳۲۷- و ۰/۳۳۶-) را نشان دادند. شکل‌های کربناتی و باقیمانده مس ارتباط مثبتی با اسمکتیت (به ترتیب ۰/۲۶۵ و ۰/۳۱۴) و کائولینیت (به ترتیب ۰/۱۱۲ و ۰/۲۰۱)، ارتباط مثبت و معنی‌داری با ورمی کولیت (به ترتیب ۰/۵۱** و ۰/۴۱۵**) و ارتباط منفی با مقدار پالیگورسکیت (به ترتیب ۰/۳۱۲- و ۰/۲۶۴-) نشان دادند. این نتایج نشان می‌دهد که شکل‌های مختلف روی و مس با کانی‌های سلیکاتی ۲:۱ ارتباط مستقیم دارند. کانی‌های رسی ۲:۱ در پی-اچ بالا دارای بار منفی دائمی زیادی بوده و در نتیجه توانایی جذب کاتیون‌های مختلف را دارا می‌باشند. معمولاً در بررسی تاثیر رس‌ها بر جذب عناصر، مقدار و نوع رس با هم در نظر گرفته می‌شوند. منطقه مطالعه شده دارای دو اقلیم مختلف می‌باشد و بارندگی در بخش‌های شمالی و شرقی استان زیاد و در مناطق غربی و جنوبی بارندگی کم است. در مناطق با بارندگی بیشتر کربنات کلسیم از خاک‌ها شسته شده و در نتیجه مقدار رس بیشتر است. همچنین در مناطق با بارندگی کمتر مقدار رس پالیگورسکیت بیشتر از مناطق با بارندگی زیاد است و مقدار آن روند عکس با کانی اسمکتیت دارد. کانی پالیگورسکیت دارای سطح ویژه حدود $180 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ و ظرفیت تبادل کاتیونی حدود 12 Cmol kg^{-1} بوده [۱۳]، در حالی که کانی اسمکتیت دارای سطح ویژه حدود $800 \text{ m}^2\text{g}^{-1}$ و ظرفیت تبادل کاتیونی حدود 100 Cmol kg^{-1} می‌باشد. در مناطقی که کربنات کلسیم بیشتر است رس کمتر بوده و کانی پالیگورسکیت با سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی کمتر غالب است، که این شرایط باعث می‌شود که مقدار جذب شکل‌های مختلف روی و مس در این خاک‌ها کمتر از خاک‌های با رس بیشتر و کانی غالب اسمکتیت و ورمی کولیت باشد. بر طبق مطالعات سیپاس [۱۴] به دلیل ظرفیت بالای رس‌ها در جذب عناصر کم مصرف مثل روی و مس، زیست‌فراهمی آن‌ها با افزایش مقدار رس در خاک‌ها کاهش پیدا می‌کند. مطالعات گذشته نشان داده است، در بین کانی‌های رسی، رس اسمکتیت بیشترین تمایل را برای جذب مس و روی دارد [۱۵، ۱]. همچنین غلظت بعضی عناصر سنگین مثل مس ارتباط مثبتی با مقدار ورمی کولیت خاک‌ها دارد. این کانی ظرفیت پیوندی بیشتری در مقایسه با سایر کانی‌های رسی دارد. شکل‌های مختلف روی و مس همبستگی مثبتی با کائولینیت نیز نشان دادند؛ گرچه این ارتباط معنی‌دار نبود. کانی کائولینیت بجز در بخش‌های کمی از منطقه مطالعه شده در سایر خاک‌های مطالعه شده مشاهده شد. این کانی از نوع کانی‌های موروثی بوده که در حال حاضر امکان تشکیل آن در منطقه به دلیل عدم وجود شرایط لازم ممکن نیست. این کانی دارای بار وابسته به پی-اچ بوده و ظرفیت تبادل کاتیونی پایینی نیز دارد. به دلیل جذب مقداری از مس و روی بر روی این کانی، همبستگی مثبتی بین شکل‌های مختلف روی و مس با این کانی مشاهده شد ولی به دلیل ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح ویژه کم، این ارتباط معنی‌دار بدست نیامد. بر طبق مطالعات انجام شده، مس و روی در غلظت‌های کم به وسیله اکسیدهای



آهن و آلومینیوم با تشکیل کمپلکس درون‌کره‌ای (جذب شیمیایی) جذب می‌شوند، اما در غلظت‌های زیاد از این عناصر، رسوب هیدروکسیدهای این فلزات تشکیل می‌شود. جذب مس و روی با تشکیل کمپلکس برون‌کره‌ای (جذب فیزیکی) بر روی سطوح با بار منفی کانی‌های سلیکاتی لایه‌ای ۲:۱ و شاید با تشکیل کمپلکس درون‌کره‌ای (جذب شیمیایی) روی سطوح کائولینیت اتفاق می‌افتد. در خاک‌های قلیایی، جذب روی بر روی کلسیت و هم‌رسوبی مس در کلسیت اتفاق می‌افتد [۱۶].

جدول ۳- همبستگی شکل‌های شیمیایی روی و مس با کانی‌های رسی شناسایی شده در خاک‌های مورد مطالعه

پالیگورسکیت	کائولینیت	ورمی‌کولیت	کلریت	ایلیت	اسمکتیت	شکل شیمیایی
روی						
-۰/۱۳۳	-۰/۰۹	۰/۰۳	۰/۱۹۹	-۰/۰۶۳	-۰/۰۹	آلی
-۰/۳۶۷*	۰/۰۴۹	۰/۳۵۷*	-۰/۰۷۶	-۰/۰۹۵	۰/۱۸۷	کربناتی
-۰/۴۲۹*	۰/۲۱۹	۰/۵۸۰**	-۰/۴۴۷*	-۰/۱۶۷	۰/۶۵۵**	باقی مانده
-۰/۴۰۰*	۰/۰۶۲	۰/۱۸۸	-۰/۰۳۴	-۰/۲۸۱	۰/۱۹۵	استخراجی با DTPA
مس						
-۰/۳۲۷	۰/۰۸۶	۰/۵۳۲**	-۰/۱۲۳	-۰/۰۴	۰/۴۰۱*	آلی
-۰/۳۱۲	۰/۱۱۲	۰/۵۱۰**	-۰/۱۱۸	۰/۰۴۳	۰/۲۶۵	کربناتی
-۰/۲۶۴	۰/۲۰۱	۰/۴۱۵*	-۰/۳۷۵*	-۰/۲۹۳	۰/۳۱۴	باقی مانده
-۰/۳۳۶	۰/۰۳۱	۰/۵۴۵**	-۰/۱۶	-۰/۰۲۶	۰/۴۶۳**	استخراجی با DTPA

** و * به ترتیب در سطح ۱ و ۵ درصد معنی‌دار می‌باشند.

۳. نتیجه‌گیری

بر اساس نتایج بدست آمده، شکل‌های باقی‌مانده، کربناتی و آلی به ترتیب بیشترین به کمترین مقادیر از شکل‌های شیمیایی مس و روی را به خود اختصاص دادند. نتایج کانی‌شناسی خاک‌های منطقه نشان داد، کانی‌های رسی اسمکتیت، ایلیت، کلریت، ورمی‌کولیت، پالیگورسکیت و کائولینیت، کانی‌های غالب منطقه می‌باشند. نتایج این مطالعه نشان داد که مقدار شکل‌های مختلف روی و مس با کانی‌های سیلیکاتی ۲:۱ ارتباط مستقیم دارند. در مناطقی که کربنات کلسیم بیشتر بوده است، میزان رس کمتر بوده و کانی پالیگورسکیت با سطح ویژه و ظرفیت تبادل کاتیونی کمتر غالب بود، که این شرایط باعث می‌شود مقدار جذب شکل‌های مختلف روی و مس در این خاک‌ها کمتر از خاک‌های با رس بیشتر و کانی غالب اسمکتیت و ورمی‌کولیت باشد. همچنین شکل‌های مختلف روی و مس همبستگی مثبتی با کائولینیت نیز نشان دادند؛ گرچه این ارتباط به دلیل ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح ویژه کم این کانی، معنی‌دار نبود.



تشکر و قدردانی

این پژوهش بخشی از طرح تحقیقاتی در قالب پژوهانه (شماره ۵/۹۶/۲۴۵/۲۳۶۷۲/۱) است که هزینه آن توسط دانشگاه پیام نور تأمین شده است و بدینوسیله تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- [1] Shukla, L. M. (2002). Sorption of Zn and Cd on soil clays. *Agrochemical*, 44, 101-106.
- [2] Dixon, J. B., and Weed, S.B. (1992). *Minerals in soil environments*. 2nd ed. SSSA. Madison, Wisconsin, U.S.A. 1244p.
- [3] Sparks DL. (2005). Environmental soil chemistry. *San Diego (CA): Academic Press*.
- [4] Heller-Kallai, L., and Mosser, C. (1995). Migration of Cu ions in Cu montmorillonite heated with and without alkali halides. *Clays and Clay Minerals*, 43(6), 738-743.
- [5] Saffari, M., Yasrebi, J., Karimian, N., and Shan, X. (2009). Evaluation of three sequential extraction methods for fractionation of zinc in calcareous and acidic soils. *Research Journal of Biological Sciences*, 4(7), 848-857.
- [6] Jackson, M.L. 1975. Soil Chemical Analysis Advanced Course. *Department of Soils, College of Agriculture, University of Wisconsin, Madison, WI*.
- [7] Kittrick, J. A., and Hope, E. W. (1963). A procedure for the particle-size separation of soils for X-Ray diffraction analysis. *Soil Science*, 96(5), 319-325.
- [8] Mehra, O. P., and Jackson, M. L. (1958). Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In *Clays and clay minerals: proceedings of the Seventh National Conference* (pp. 317-327).
- [9] Johns, W. D., Grim, R. E., Bradley, F. (1954). Quantitative estimations of clay minerals by diffraction methods. *Journal of Sedimentary Research*, 24(4), 242-251.
- [10] Sposito, G., Lund, L. J., and Chang, A. C. (1982). Trace Metal Chemistry in Arid-zone Field Soils Amended with Sewage Sludge: I. Fractionation of Ni, Cu, Zn, Cd, and Pb in Solid Phases 1. *Soil Science Society of America Journal*, 46(2), 260-264.
- [11] Shakeri, S., and Abtahi, S.A. (2020) Potassium fixation capacity of some highly calcareous soils as a function of clay minerals and alternately wetting-drying, *Archives of Agronomy and Soil Science*, 66(4), 445-457.
- [12] Shakeri, S., and Abtahi, S. A. (2018). Potassium forms in calcareous soils as affected by clay minerals and soil development in Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad Province, Southwest Iran. *Journal of Arid Land*, 10(2), 217-232.
- [13] Hojati, S., Khademi, H. (2014). Physicochemical and Mineralogical Characteristics of Sepiolite Deposits of Northeastern Iran. *Journal of Geoscience*, 23(90), 165-174. (In Farsi).
- [14] Sipos P. (2003). Distribution of Cu, Ni, Pb and Zn in natural brown forest soil profiles from the Cserhat Mts., Ne Hungary. *Acta Mineralogical-Petrografica*, 44, 43-50.
- [15] Rybicka, E. H., Calmano, W., and Breeger, A. (1995). Heavy metals sorption/desorption on competing clay minerals; an experimental study. *Applied Clay Science*, 9(5), 369-381.
- [16] Ginder-Vogel, M., and Sparks, D. L. (2010). The impacts of X-ray absorption spectroscopy on understanding soil processes and reaction mechanisms. In *Developments in soil science* (Vol. 34, pp. 1-26). Elsevier.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



مقدمه‌ای بر زمین‌شناسی آهک دولومیتی در مجموعه آتشفشانی-رسوبی کامبرین
زیرین و محیط زمین‌ساختی در کانسار سه‌چاهون، ایران مرکزی

غلامرضا میرزابابائی*

دکترای زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید بهشتی

G_mirzababaei@sbu.ac.ir

محمد یزدی

استاد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید بهشتی

m-yazdi@sbu.ac.ir

مهرداد بهزادی

استاد زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید بهشتی

M_behzadi@sbu.ac.ir

چکیده

رخداد آهک دولومیتی بعنوان بخشی از واحدهای آتشفشانی-رسوبی کامبرین زیرین در اطراف کانسارهای مگنتیت-آپاتیت (نظیر سه‌چاهون) و روی و سرب (کوشک) در منطقه معدنی بافق در ایران مرکزی در کنار واحدهای آتشفشانی از جمله ریولیت و توف ریولیتی از پدیده‌های معمول در این منطقه می‌باشد. عدم حضور هاله‌های حرارتی در اطراف آهک‌های دولومیتی موجود در مجاورت ریولیت از موارد قابل توجه است که به سادگی مبین وجود پدیده‌های آتشفشانی زیرآبی در این محدوده است. این موارد با شواهد موجود در برخی از کانسارهای آهن منطقه همخوانی چندانی ندارد و بنابراین نمی‌توان محیط زمین‌ساختی یکسانی برای تمام این کانسارها متصور شد. از خصوصیات بارز آهک‌های دولومیتی در کانسار سه‌چاهون می‌توان به نسبت بالای CaO به MgO (متوسط ۱/۵ با دامنه تغییر بسیار اندک) و همبستگی شدید این دو اکسید اصلی اشاره کرد. رفتار عناصر کمیاب و نادر خاکی در این سنگ‌های کربناتی نیز بسیار شبیه به رفتار این عناصر در توف‌های ریولیتی مجاور آنهاست (ناهنجاری‌های نظیر). حضور آثار سیلیسی هم بصورت دانه‌های کوارتز و هم بصورت ریزلایه‌های سیلیس (برخی بحالت چرت) مشهود است و با مقادیر بالای سیلیس در نتایج ژئوشیمیایی آهک‌های دولومیتی به خوبی سازگار است. شواهد مذکور حاکی از هم‌جواری یا وراثت بخشی از ژئوشیمی محیط تشکیل توف ریولیتی در داخل آهک‌های دولومیتی است و بیشتر با حاکمیت محیط دریایی در تشکیل کانسار سه‌چاهون انطباق دارد (اگرچه ژئوشیمی ریولیت‌ها بیشتر با محیط حاشیه قاره همخوانی دارد). این مسئله با حضور ژاسپیلیت و دراپ‌استون‌ها در بالای ستون چینه‌شناسی کانسار نیز پررنگ‌تر می‌گردد و نشان از حاکمیت محیط دریایی تا زمان‌های طولانی پس از تشکیل کانسار سه‌چاهون می‌باشد.

کلمات کلیدی: آهک دولومیتی، توف ریولیتی، کانسار سه‌چاهون، ایران مرکزی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



An introduction to the geology of the dolomitic limestone in the lower Cambrian volcano-sedimentary sequence and the tectonic setting of the Se-Chahun ore deposit, central Iran

Gholamreza Mirzababaei*

PhD. Economic Geology, Shahid Beheshti university

G_mirzababaei@sbu.ac.ir

Mohammad Yazdi

Prof. Economic Geology, Shahid Beheshti university

m-yazdi@sbu.ac.ir

Mehrdad Behzadi

Assoc. Prof. Economic Geology, Shahid Beheshti university

M_behzadi@sbu.ac.ir

Abstract

Occurrence of dolomitic limestone as a part of the Lower Cambrian volcanic-sedimentary units around magnetite-apatite (such as Sechachaun) and Zn-Pb (Kushk) ore deposits in the Bafgh mining district, in Central Iran, along with volcanic units including rhyolite and rhyolite tuff are of common phenomena in this region. The absence of thermal halos around the dolomitic limestones in the vicinity of the rhyolite is a significant case that simply indicates the presence of submarine volcanic activities in this area. These cases are not very consistent with the evidence in some iron deposits in the region and therefore a unique tectonic setting can not be proposed for all the iron ore deposits in this region. The dolomitic limestones, in the Se-Chahun ore deposit show high CaO/MgO ratios (av. 1.5) with high correlation coefficient. The behavior of trace and rare earth elements in these carbonate rocks is similar to that of the adjacent rhyolite tuffs (similar anomalies). The presence of siliceous traces is evident both in the form of quartz grains and the silicic thin layers (cherty silica) and is well compatible with high amounts of silica in the geochemical results of dolomitic limestones. The mentioned evidence indicate the proximity or inheritance of a part of the geochemistry of the rhyolite tuff formation environment inside the dolomitic limestones and is more consistent with the dominance of the marine environment in the formation of the She-Chahun ore deposit (although, the geochemistry of the rhyolitic rocks point to a continental margin setting). This is highlighted with the presence of jaspilites and dropstones above the ore deposit in the stratigraphic column.

Keywords: Dolomitic limestone, rhyolitic tuff, Se-Chahun ore deposit, central Iran



۱. مقدمه

آنچه در این نوشتار ارائه می‌گردد، مشتمل بر اشاره‌ای بر ماهیت سنگ‌شناسی دولومیت‌های موجود در سری آتشفشانی-رسوبی در ایران مرکزی و بویژه در منطقه معدنی بافق و در کانسار سه‌چاهون می‌باشد که بعنوان واحدی بسیار مفید در تفسیر زمین‌ساختی محیطی است که کانسار سه‌چاهون در آن تشکیل شده است. بطور کلی تحقیقات بسیاری در زمینه زمین‌شناسی، زمین‌ساخت و کانه‌زایی منطقه بافق در ایران مرکزی صورت گرفته است [۱، ۲، ۳، ۴، ۵، ۶ و ۷]. از جمله ویژگی‌های منحصر بفرد منطقه بافق که وجه شاخص این منطقه در زمین‌شناسی ایران است، می‌توان به سن زیاد برخی از واحدهای سنگی موجود و نیز پیچیدگی‌های ساختاری و زمین‌ساختی در این منطقه اشاره کرد. این منطقه در بردارنده قدیمی‌ترین واحدهای چینه‌ساختی در ایران به سن نئوپروتروزوئیک است که بررسی واحدهای مزبور منجر به جهت‌گیری پژوهش‌های دقیق زمین‌شناسی به منظور پی‌بردن به تاریخچه واقعی تشکیل این سنگ‌ها و نحوه جایگیری آنها در موقعیت‌های امروزی خود شده است. سن زیاد سنگ‌ها و نیز زمین‌ساخت پیچیده حاکم بر محیط در نتیجه تأثیر فازهای زمین‌ساختی متعدد در طول زمان از کاتانگایی در پرکامبرین پسین تا کوهزایی‌های آلپی در فانروزوئیک پسین، همگی منجر به ایجاد نوعی پیچیدگی در شناسایی واحدها و فازهای مزبور شده که این خود در تنوع نامگذاری واحدهای یکسان در این منطقه انعکاس یافته است. با این حال و با آنکه موارد مذکور با آنچه بر سر زمین مشاهده می‌شود همخوانی دارد اما حضور واحدهای دولومیتی در ابعاد وسیع با توجه به مدل زمین‌ساختی که اخیراً با عنوان حاشیه قاره‌ای (یا حاشه نوع آندی) مورد توجه بسیاری از محققان قرار گرفته است، همخوانی کاملاً مناسبی نشان نمی‌دهد؛ عبارت دیگر شواهد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمی در دولومیت‌های مزبور وجود دارد که حاکی از وابستگی این سنگ‌ها به محیط‌های زیرآبی در دوره‌های زمانی طولانی است که به سادگی با وجود یک محیط حاشیه قاره‌ای فعال یا قوس فعال، قابل حل و فصل نیست. در این نوشتار به شواهدی از جمله حضور واحدهای دولومیتی در کنار توف‌های ریولیتی و همچنین زمین‌شناسی دولومیت‌ها پرداخته شده است که براساس آن نیاز به بررسی‌های جامع‌تری را در زمینه زمین‌ساخت پیچیده منطقه فلززایی بافق بخوبی نشان می‌دهد.

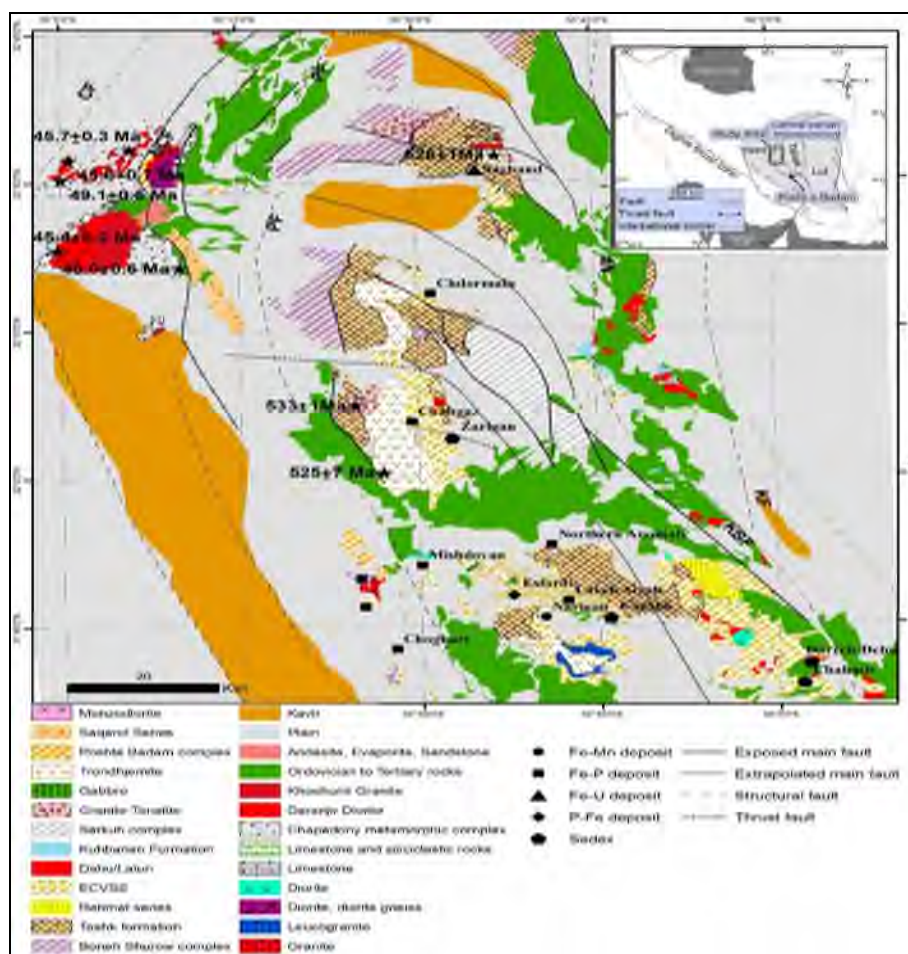
۲. زمین‌شناسی منطقه بافق در ایران مرکزی

براساس Samani [۸]، اینفراکامبرین در ایران با سیمای مختلفی رخنمون دارد. در ایران مرکزی شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی است که گسترش بسیار زیادی از پشت بادام تا زرنند دارد و میزبان مهم‌ترین کانسارهای اکسید آهن-آپاتیت، Pb-Zn و U در ایران است. سنگ‌های آتشفشان‌زاد دارای ترکیبی متفاوت از اسیدی تا بازی هستند و شامل ریولیت، توف آگلومرای، گدازه اسپلیتیک و دیاباز بوده و بسیاری از آنها در معرض متاسوماتیسم قلیایی گسترده می‌باشند. سنگ‌های رسوبی شامل دولومیت، سنگ آهک دولومیتی و تبخیری می‌باشند. این سری‌های متناوب توسط Huckriede et al [۹] به عنوان سری‌های ریزو و دزو در ایران مرکزی معرفی شده‌اند. Borumandi [۱۰] نام سازند اسفوردی را برای این سری از ناحیه بافق در نظر گرفت. Ramezani and Tucker [۲] سن کامبرین زیرین را ۵۲۹-۵۵۴ میلیون سال برای سنگ‌های آتشفشانی این واحد آتشفشانی-رسوبی تعیین کردند و این واحد متناوب را با عنوان واحد آتشفشانی-رسوبی کامبرین^۱ نامگذاری کردند. سنگ‌های دولومیتی در ایران مرکزی هم‌ارز چینه‌ساختی دولومیت‌های سازند سلطانیه با سن کامبرین زیرین در منطقه البرز هستند که دارای افق‌های فسفات رسوبی شناخته شده‌ای در مناطق زنجان، البرز و آذربایجان هستند [۸]. افق‌های تبخیری اینفراکامبرین هم‌ارز چینه‌ساختی سازند نمکی هرمز بوده که پلاک‌ها و گنبد‌های نمکی هرمز در رشته‌کوه‌های زاگرس و خلیج فارس را تشکیل داده است. سازند هرمز عمدتاً شامل تبخیری‌ها، کربنات تبخیری، ماسه‌سنگ، شیل، ریولیت، روانه‌های دیابازی و گل‌سنگ می‌باشد. بیگانه سنگ‌هایی از قطعات بزرگ گنیس-گرانیت پی‌سنگ، سنگ‌های سبز و فیلیت‌ها، بطور محلی یافت شده‌اند. براساس Torab [۱۱]،

¹ - Cambrian Volcano-Sedimentary Unit (CVSU)



پراکندگی این رخساره‌های رسوبی (دولومیت، تبخیری ...) این موضوع را پیشنهاد می‌کند که مناطق ایران مرکزی و زاگرس همراه با رشته کوه‌های نمک در پاکستان و عمان، طی پرکامبرین پسین-کامبرین زیرین، بخشی از یک سرزمین خشک بوده که بطور بخشی با دریای کم عمق، پوشیده شده است. بررسی نقشه زمین‌شناسی منطقه بافق در ایران مرکزی نشان می‌دهد که گسترش واحدهای دولومیتی بوپژه در اطراف برخی از کانسارهای مگنتیت-آپاتیت، کاملاً معمول است و رخداد دولومیت در بخشی از سری آتشفشانی رسوبی مشاهده می‌شود که واحد آتشفشانی همراه با آن اغلب از نوع توفهای ریولیتی می‌باشد. در شکل ۱، نقشه زمین‌شناسی منطقه بافق ارائه شده است.

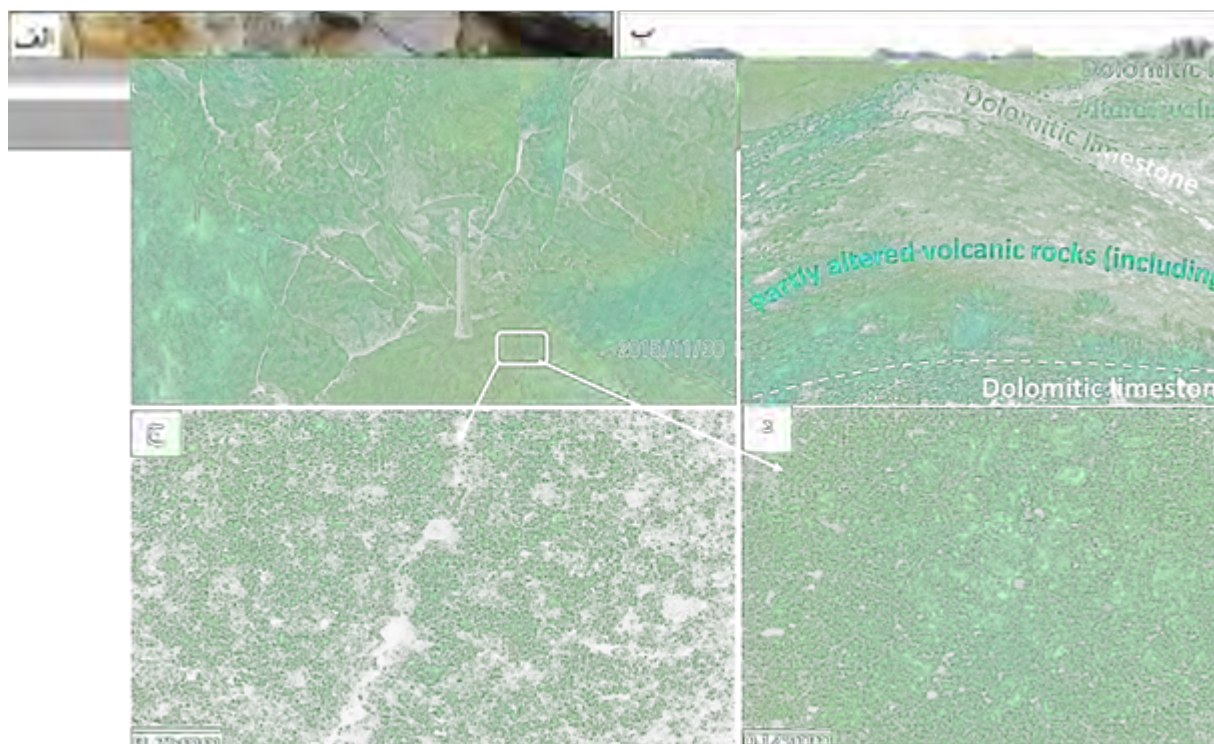


شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه بافق [۱۲، ۷، ۲، ۱۳].

در کانسار آهن سه‌چاهون این واحدهای دولومیتی در مجاورت بلافضل توفهای ریولیتی (شکل ۲. الف) و در نقاط دیگر منطقه از جمله در مجاورت کانسار روی و سرب کوشک قربات رخدادی-مکانی نزدیکی با واحدهای ریولیتی دارند (شکل ۲. ب) و تفکیک این واحدها در ابعاد وسیع تقریباً مشکل می‌باشد. در برخی از موارد نیز دولومیت و آهک‌های دولومیتی با واحدهای ریولیتی حالت بین لایه‌ای نیز نشان می‌دهند. در هر صورت حضور دولومیت با ریولیت توأم بوده و تفکیک این واحدها بصورت جامع در این منطقه تا حدی مشکل می‌باشد. حضور واحدهای



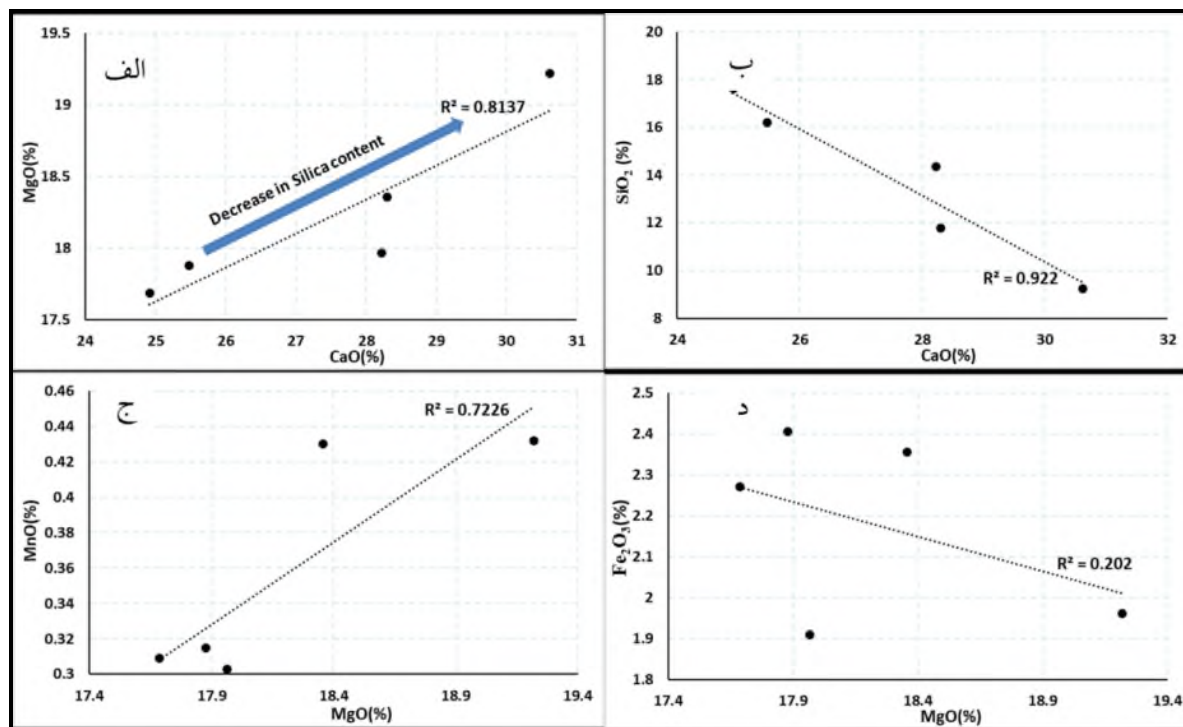
شیل و ماسه سنگی نیز از ویژگی‌های زمین‌شناسی این منطق بشمار می‌رود که در اطراف برخی از کانسارهای آهن بویژه سه‌چاهون مشاهده می‌شوند و تقریباً همزمان با واحدهای دولومیتی تشکیل شده‌اند. براساس مطالعه مقاطع نازک، دولومیت در این منطقه اغلب از نوع ریزبلور (شکل ۲. ج) و یا مشتعل بر دانه‌های کربناتی (آهک دولومیتی) در یک زمینه میکریتی (شکل ۲. د) است.



شکل ۲. الف. رخداد آهک‌های دولومیتی در جنوب شرق-بلافاصل کانسار سه‌چاهون (آنومالی ۱۱)؛ ب. همیافتی آهک دولومیتی با سنگ‌های آتشفشانی از جمله ریولیت در شمال غرب کانسار کوشک؛ ج. مقطع نازک بخش از آهک دولومیتی ریزبلور؛ د. بلورهای دولومیت با زمینه میکریتی.

۳. بحث

همانطور که ذکر گردید، سنگ‌های کربناتی در ارتباط نزدیک با توف ریولیتی می‌باشند. سنگ‌های ریولیتی در این کانسار دارای برخی از شاخصه‌های ژئوشیمیایی خاص محیط فرورانش هستند با اینحال سنگ‌های کربناتی تشکیل شده در مجاورت ریولیت‌ها در ابعاد وسیع، شواهد رسوب‌شناسی دیگری را به نمایش می‌گذارند؛ بنابراین در مورد محیط زمین‌ساختی این کانسار، نیاز به اعمال احتیاط جدی می‌باشد. به منظور بررسی ژئوشیمیایی آهک‌های دولومیتی، تعداد ۵ نمونه دولومیت به روش XRF در آزمایشگاه شرکت اسکام (انرژی اتمی) مورد آنالیز قرار گرفتند. براساس نتایج بدست آمده، سنگ‌های مورد بررسی اغلب دارای نسبت بالای CaO به MgO هستند و مقادیر معتدلهی SiO_2 (بین ۹ تا ۱۷ درصد) دارند (شکل ۳).



شکل ۳. الف. انطباق مثبت بین MgO و CaO؛ ب. انطباق منفی بین محتوای سیلیس و CaO؛ ج. انطباق مثبت بین مقادیر MgO و MnO؛ د. انطباق منفی بین MgO و Fe₂O₃ در نمونه‌های برداشت‌شده از آهک‌های دولومیتی در کانسار سه‌چاهون.

براساس نسبت اکسیدهای اصلی در سنگ‌های کربناتی، این سنگ‌ها در محدوده ترکیبی آهک دولومیتی قرار می‌گیرند. بطور کاملاً قابل پیش‌بینی، انطباق مثبت بین MgO و CaO مشاهده می‌شود (شکل ۳. الف). برعکس، بین محتوای سیلیس و CaO انطباق مثبتی وجود ندارد (شکل ۳. ب). مقادیر بالای سیلیس حاکی از حضور عضو سیلیسی یا بصورت دانه‌های کوارتز و یا بصورت ریزلایه یا رگچه‌های سیلیسی بصورت چرت در زمینه سنگ کربناتی می‌باشد که نشان از تشکیل در شرایط محیط آبی می‌باشد. انطباق مثبت بین مقادیر MgO و MnO (شکل ۳. ج) احتمالاً حاکی از وابستگی تشکیل بخشی از دولومیت-آهک دولومیتی به سامانه‌های گرمایی می‌باشد که احتمالاً در محیط تشکیل دولومیت و بصورت نامتداوم فعال بوده‌اند. از طرف دیگر این انطباق ممکن است گویای منشأ مشترک این دو عنصر (منیزیم و منگنز) از یک منبع سرشار از آنها از جمله آب دریا باشد. انطباق منفی بین MgO و Fe₂O₃ نیز مشاهده می‌شود (شکل ۳. د). براساس شاخصه‌های ژئوشیمیایی واحدهای کربناتی در همراهی با توف ریولیتی میزبان کانسنگ آهن، به سادگی با نوعی سردرگمی برای تعیین محیط زمین‌ساختی کانسار سه‌چاهون مواجه هستیم زیرا واحدهای ریولیتی-توف ریولیتی دارای خصوصیات ژئوشیمیایی محیط فرورانش می‌باشند که با آنومالی منفی عناصر با تحرک کم از جمله تیتانیوم، تانتالیوم و نیوبیوم مشخص می‌شود. همچنین آنومالی منفی شاخصی برای یوروپیوم نیز در سنگ‌های ریولیتی به‌نچار شده با مقادیر کندریتی و نیز نسبت به مقادیر عنصری مربوط به جبه اولیه مشاهده می‌شود. جالب آنکه همین الگوهای ژئوشیمیایی برای سنگ‌های دولومیتی تشکیل شده همراه با ریولیت‌ها نیز بویژه در بخش‌هایی که تراکم ریزلایه‌های سیلیسی بالاست مشاهده



می‌شود که احتمالاً حاکی از وراثت ژئوشیمیایی دولومیت و آهک دولومیتی از محیط تشکیلی است که توف ریولیتی نیز در آن در حال تشکیل بوده است. با این حال، حضور واحد ژاسپیلیتی نیز که در ستون چینه‌شناسی محدوده کانسار سه‌چاهون و بالاتر از کانسار قرار می‌گیرد، خود موید این واقعیت است که کانسار سه‌چاهون حداقل بعد از تشکیل تا زمان‌های طولانی زیر آب دریا بوده است. لایه ژاسپیلیتی [۱۴] از شاخصه‌های محیط تشکیل سیستم‌های کانساری نوع راپیتان می‌باشد که در اواخر پروتروزوئیک تشکیل شده‌اند و این نوع کانسارها ارتباطی با مناطق فرورانش ندارند. در ظاهر کانسار سه‌چاهون وضعیت زمین‌شناسی تقریباً مشابه با کانسار چغارت دارد که در حدود ۳۰ کیلومتری غرب آن قرار گرفته است اما اختلافات اساسی زمین‌شناسی با آن دارد. براساس بررسی‌های صورت گرفته در کانسار سه‌چاهون می‌توان گفت که اگرچه الگوی پراکندگی عناصر کمیاب و نادرخاکی و همچنین پرتوزا در کانسار سه‌چاهون مشابه الگوهای نظیر در کانسار چغارت [۵] می‌باشد اما تمرکز عناصر مزبور بدان شدت نیست. با آنکه براساس نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی، ریولیت‌های میزبان کانسار سه‌چاهون موقعیت حاشیه قاره را نشان می‌دهند اما حضور و بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی کربنات‌ها (با ترکیب متغییر از دولومیت تا دولومیت آهکی و آهک دولومیتی) در همراهی با واحدهای ریولیتی و توف ریولیتی در کانسار سه‌چاهون بخوبی نشان می‌دهد که برخی از شاخصه‌های زمین‌ساختی تشکیل این کانسار بیشتر به واحدهای تشکیل شده در محیط دریایی شباهت دارند تا محیط قوس قاره‌ای. با این حال نیز در صورت پذیرش مدل حاشیه فعال قاره برای کانسارهای آهن منطقه بافق، به نظر می‌رسد که موقعیت زمین‌ساختی تشکیل کانسار سه‌چاهون بسمت حوضه پشت قوسی باید بوده است (نه الزاماً حوضه پشت قوسی کششی). عبارتی کانسار سه‌چاهون احتمالاً کمی بعد از تشکیل و تکوین تا زمان‌های طولانی (بدلیل تداوم کشش پس از فوران‌های ریولیتی) زیر آب بوده است که می‌تواند بعنوان توضیحی برای رخداد لایه ژاسپیلیتی و دیگر شواهد مرتبط با سیستم‌های راپیتان باشد. با اینحال مسائل دیگری نیز مانند عدم گسترش لیتولوژی‌های خاص محیط فرورانش، بصورت بالقوه بدون پاسخ می‌ماند. حضور واحدهای خاص محیط‌های فرورانشی در این منطقه چندان مشهود نیست و بیشتر واحدهای مذکور گسترش قابل توجهی در مقایسه با واحدهای رسوبی ندارند. در واحدهای کربناتی (دولومیت و آهک دولومیتی)، حضور ژاسپیلیت (شکل ۴. الف)، لایه‌ها، ریزلایه‌ها و در برخی از موارد حضور قلوه‌های سیلیسی (چرتی) (شکل ۴. ب) از موارد مشهود در این واحدهای سنگی است.



شکل ۴. الف. لایه ژاسپیلیتی در آنومالی ۱۱ سه‌چاهون [۱۴]؛ ب. رخداد قلوه‌های چرتی در زمینه دولومیت در محدوده کوشک که بدلیل مقاوت بیشتر در برابر عوامل فرسایشی مانند دولومیت، انحلال نیافته است.



علاوه بر محدوده سه‌چاهون، رخداد متناوب ریولیت و واحدهای کربناتی از نوع دولومیت کربناتی یا آهک دولومیتی در محدوده کوشک نیز کاملاً مشهود است. همچنین لایه‌های ژاسپیلیتی نیز در این محدوده با کانه‌زایی آهن (با غلبه اولیژیست) مشاهده می‌شود. لایه‌های چرتی با حضور آهن اکسیدی در افق‌های بالاتر از سنگ میزبان کانسنگ سولفیدی قرار گرفته‌اند و خصوصیات ظاهری سنگ‌شناسی مشابهی با لایه‌های ژاسپیلیتی در نقاط دیگر منطقه نشان می‌دهند.

۴. نتیجه‌گیری

با وجود شواهد ژئوشیمیایی مبنی بر حاکمیت محیط زمین‌ساختی مرتبط با فرورانش در برخی از واحدهای سنگی در منطقه بافق و بویژه در ریولیت‌های کانسار سه‌چاهون، گسترده‌گی واحدهای رسوبی از جمله واحدهای کربناتی، شیل و ماسه‌سنگ در محدوده کانسار سه‌چاهون و همچنین حضور لایه‌های چرتی و بویژه ژاسپیلیت در چینه‌شناسی کانسار سه‌چاهون نشان می‌دهد که غلبه محیط دریایی در برخی از نقاط تا حدودی پررنگ‌تر از حاکمیت محیط زمین‌ساختی حاشیه قاره‌ای مفروض برای کانسارهای آهن منطقه بافق می‌باشد. در هر صورت منطقه بافق، منطقه‌ای با توان فلززایی بسیار زیاد و متنوع بوده که به نظر می‌رسد تمامی کانسارهای مزبور در یک محیط زمین‌شناسی واحد اما با سن‌های مختلف تشکیل شده‌اند. شواهد صحرایی حاکی از تشابه برخی از واحدهای میزبان کانسنگ‌های حتی متفاوت در این منطقه است که به نظر می‌رسد در موقعیت‌های زمین‌ساختی متغییری (در طول زمان) تشکیل شده‌اند؛ با این وجود عدم توجه بنیادین و منطقه‌ای به این بخش از ایران مرکزی و تمرکز نقطه‌ای در برخی از پژوهش‌ها و تحقیقات صورت گرفته در این منطقه بعنوان عامل بخشی از ناهمانگی‌های تفسیری در تبیین محیط زمین‌ساختی منطقه فلززایی بافق به شمار می‌رود.

منابع

- [1] Forster, H., Jafarzadeh, A., 1994. The Bafq Mining District in Central Iran a Highly Mineralized Infracambrian Volcanic Field. *Economic geology*, 89, 1697-1721.
- [2] Ramezani, J., Tucker, R., 2003. The Saghand Region, Central Iran: U-Pb Geochronology, Petrogenesis and Implications for Gondwana Tectonics. *American Journal of Science*, 303(3), 622-665.
- [3] Torab, F.M., Lehmann, B., 2007. Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. *Mineralogical Magazine*, 71, 347-363.
- [4] Mokhtari, M.A., Hossein Zadeh, G. and Emami, M.H., 2013. Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (Central Iran) using REE geochemistry. *Journal of Earth System Science*, 122(3): 795-807.
- [5] Khoshnoodi, K., Behzadi, M., Gannadi-maragheh, M. and Yazdi, M., 2017. Alkali Metasomatism and Th-REE Mineralization in the Choghart deposit, Bafq district, Central Iran. *Journal of the Croatian Geological Survey and the Croatian Geological Society*, 70(1): 53-69.
- [6] Deymar, S., Yazdi, M., Rezvanianzadeh, M.R., Behzadi, M., 2018. Alkali metasomatism as a process for Ti-REE-Y-U-Th mineralization in the Saghand Anomaly 5, Central Iran: Insights from geochemical, mineralogical and stable isotope data. *Ore Geology Reviews*, 39, 308-336.
- [7] Rajabi, A., Canet, C., Rastad, E., and Alfonso, P., 2014. Basin evolution and stratigraphic correlation of sedimentary-exhalative Zn-Pb deposits of the Early Cambrian Zarigan-Chahmir basin, Central Iran. *Journal of Ore Geology Reviews*, 64: 328-353.
- [8] Samani, B.A., 1988. Metallogeny of the Precambrian in Iran. *Precambrian Research*, 39, 85-106.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



-
- [9] Huckriede, R., Kursten, M., Venzlaff, H., 1962. Zur geologie des gebiets zwischen Kerman und Saghand (Iran). Beih. Geol. Jb. 53, 197.
- [10] Borumandi, H., 1973. Petrographische und Lagerstättenkundli Untersuchungen der Esfordi-Formation Zwischen Mishdovaund Kushk bei Bafq (Zentraliran). Unpublished Ph.D. Thesis, Aachen, Germany, Rheinisch-Westfalische Technisch Hochschule, p. 174.
- [11] Torab, F.M., 2008. Geochemistry and Metallogeny of Magnetite- apatite Deposits of the Bafq Mining District, Central Iran: Ph.D Thesis, Clausthal University of Technology: Faculty of Energy and Economic Sciences. p. 131.
- [12] Kargaranbafghi, F., Neubauer, F., Genser, J., Faghih, A. & Kusky, T., 2012b. Mesozoic to Eocene ductile deformation of western Central Iran: From Cimmerian collisional orogeny to Eocene exhumation. Tectonophysics. 564–565, 83-100.
- [13] Haghypour, A., 1977. Geological Map of the Posht-e-Badam Area. Tehran, Geological Survey of Iran, scale 1:100,000.
- [14] Mohseni, S., Aftabi, A., 2012. Comment on "Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Sehchahun iron oxideapatite deposit, Bafq district. In: By Bonyadi, Z., Davidson, G.J., Mehrabi, B., Meffre, S., Ghazban, F. (Eds.), Iran: insights from paragenesis and geochemistry. Chem. Geol. 281, 253–269.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شناسی فسفات‌های سازند پابده-گورپی، تاق‌دیس
خورموج، جنوب غرب ایران

فاطمه حداد*

دانشجوی دکتری زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

F_haddad@sbu.ac.ir

محمد یزدی

استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

m-yazdi@sbu.ac.ir

مهرداد بهزادی

دانشیار، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی

M_behzadi@sbu.ac.ir

خالق خشنودی

پژوهشکده مواد و چرخه سوخت، پژوهشگاه علوم و فنون هسته‌ای

Khoshnoodi78@gmail.com

چکیده

ذخیره فسفات تاق‌دیس خورموج در شمال شرق شهرستان خورموج و جنوب شرقی شهر بوشهر و بخشی از زون رسوبی زاگرس چین‌خورده است، تاق‌دیس خورموج در بخش انتهایی این زون با روند شمال غربی-جنوب شرقی واقع شده است. این کانسار در سنگ‌های کربناته سازند پابده که غالباً از مارن، سنگ آهک و سنگ چرتی ندولار حاوی گلوکونیت و کانی‌های فسفاتی تشکیل شده با سن پالئوسن قرار دارد. لایه آهک ندولار در بالا و پائین لایه فسفاته قرار دارد و کانی‌سازی فسفاته عمدتاً همراه با گلوکونیت‌های سبز رنگ می‌باشد. این لایه‌ها می‌توانند به‌عنوان لایه کلیدی برای اکتشاف این فسفات‌ها مورد توجه قرار گیرند. مطالعات میکروسکوپی و داده‌های بدست آمده از تجزیه با دستگاه پراش پرتو ایکس نشان داد که کانی‌شناسی این فسفریت‌ها ساده بوده ولی با تغییرات منظم در لایه فسفاته همراه است. فلوتور آپاتیت کانی اصلی این فسفات‌ها می‌باشد. کلسیت، دولومیت، آنکرایت، پیریت، اکسیدهای آهن، چرت و کانی‌های رسی بویژه گلوکونیت کانی‌های غیر فسفاته موجود در این نهشته هستند. لایه فسفاتی از گرینستون - پکستون‌های فسفریتی و از دانه‌های فسفاتی پلت، اولیت، اینتراکلاست، اجزای باقیمانده استخوان مهره‌داران، خرده‌های صدف و دندان و پولک ماهی و میکروفسیل (فسفات بیوژنیک) و دانه‌های غیرفسفاتی در رنگ‌ها و شکل‌های مختلف تشکیل شده‌اند. نتایج بدست آمده از این پژوهش وجود سه نوع کانی‌زایی سین ژنتیک، دیاژنتیک و اپی ژنتیک به همراه کانی‌زایی زیستی در اثر فعالیت باکتریایی را نشان می‌دهد.

کلمات کلیدی: زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، فسفات، تاق‌دیس خورموج، جنوب غرب ایران



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Mineralogical and geological features of phosphates mineralization in Pabdeh-Gurpi Formation, Khormuj anticline, SW of Iran

Fatemeh Haddad*

Ph.D. student in Economic geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Iran

F_haddad@sbu.ac.ir

Mohammad Yazdi

Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Iran

m-yazdi@sbu.ac.ir

Mehrdad Behzadi

Associated professor, Faculty of Earth sciences, Shahid Beheshti University, Iran

M_behzadi@sbu.ac.ir

Khalegh Khoshnoudi

Assistance professor, Institute for Nuclear Science and Technology, Iran

Khoshnoodi78@gmail.com

Abstract

Khormuj area is a major phosphate prospect area in the southwest of Iran. The area is located in the Khormuj anticline which is a part of Zagros folded geo-tectonic zone. Pabdeh Formation (Paleocene) is host of the sedimentary phosphate mineralization. Pabdeh Formation is often composed of marl, limestone, nodular cherty limestone containing glauconite and phosphate minerals. Phosphate mineralization is mainly associated with green glauconites and is located between nodular cherty limestones which are the best key for further exploration. Microscopic studies and X-ray diffraction (XRD) data indicate that the mineralogy of the phosphate is simple and it has regular changes. Fluorapatite is identified as the main phosphate mineral in these sediments. The non-phosphate minerals are calcite, dolomite, ankerite, chert, pyrite, iron oxides, and clay minerals. The phosphatic layer is composed of Phosphorus grainstone- packstone and phosphatic grains include of pellet, ooid, intraclast, vertebrates bone fragments and shells and fish teeth and scales and microfossils (biogenic phosphate) and non-phosphate grains in various colors and different shape. The results of this research show that syngenetic, diagenetic and epigenetic are three types of mineralization.

Keywords: Mineralogy, geology, phosphate, Khormuj anticline, SW of Iran



۱. مقدمه

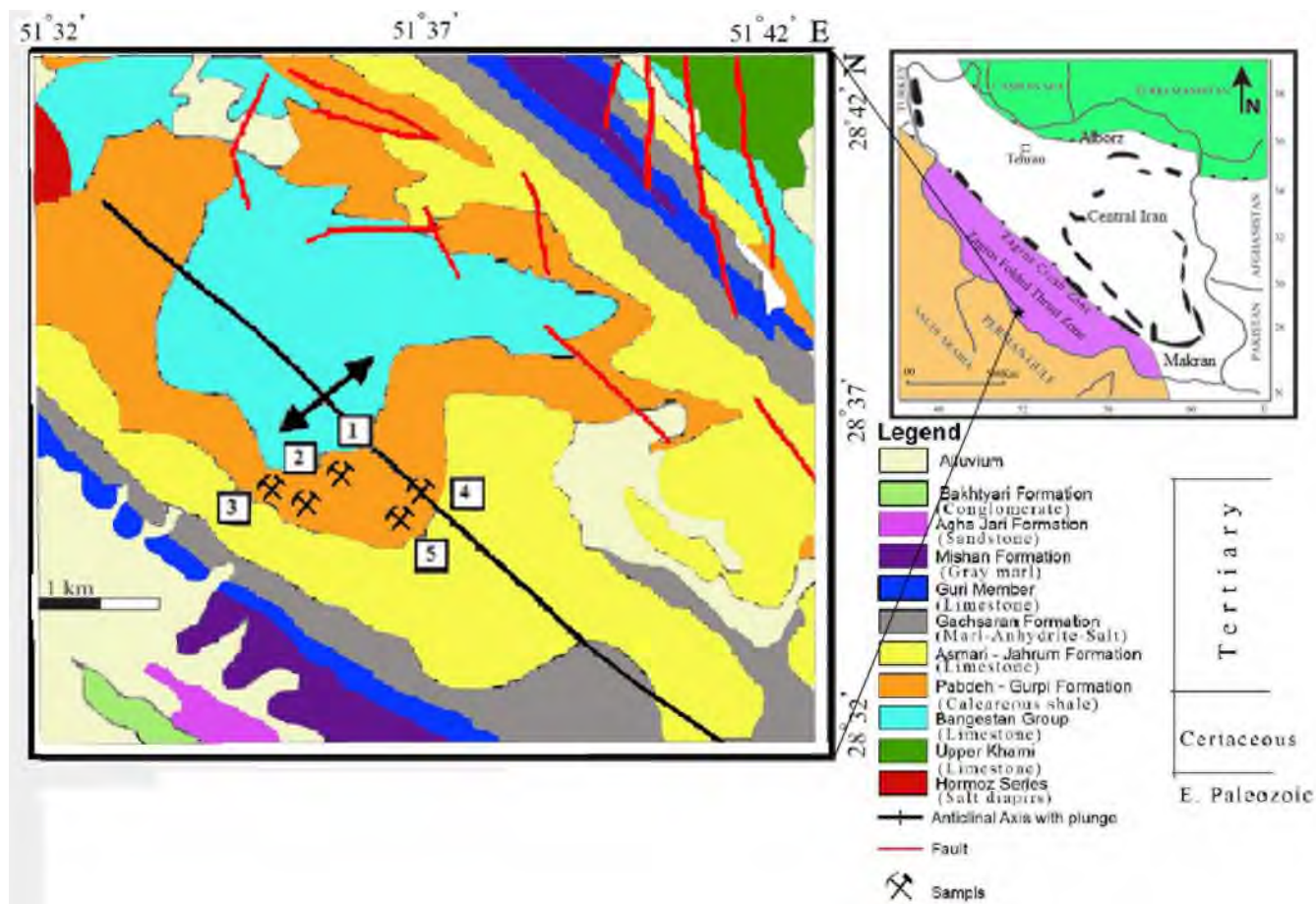
بدلیل اهمیت کانسارهای فسفات رسوبی، زمین‌شناسان در ایران به مطالعه این کانسارها توجه ویژه‌ای دارند [۳ و ۲]. ذخیره فسفات تاقدیس خورموج، با سن کرتاسه-ماستریشتین [۴ و ۳] بخشی از ایالت فسفات‌زایی خاورمیانه تا شمال آفریقا است [۶]. مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی در نهشته‌های فسفات می‌توانند در روشن ساختن نحوه تشکیل این لایه‌های فسفات در محیط‌های رسوبی و تغییرات بعدی طی فرایندهای زمین‌شناسی مورد استفاده قرار گیرند. از آنجا که منطقه مورد مطالعه جزء مناطق نفت خیز ایران محسوب می‌شود لذا تا کنون منطقه فوق از نظر وجود معادن و از جنبه زمین‌شناسی اقتصادی مورد بررسی قرار نگرفته است. مقاله پیش رو به مطالعه بافت و کانی‌شناسی ترکیبات فسفات رسوبی دریایی از زمان تشکیل و تاثیر فرایندهای پسارسوبی بر روی آن‌ها می‌پردازد.

۲-۱. زمین‌شناسی منطقه

تاقدیس خورموج با روند شمال غربی-جنوب شرقی در بخش انتهایی زون زاگرس چین خورده و در شمال شرق شهرستان خورموج و جنوب شرقی شهر بوشهر واقع شده است. محدوده مورد مطالعه در تاقدیس خورموج بین طول‌های جغرافیایی $51^{\circ}32'$ و $51^{\circ}42'$ عرض‌های جغرافیایی $28^{\circ}32'$ و $28^{\circ}42'$ قرار دارد. توالی سازند پابده حاوی لایه‌های فسفات، به طور هم شیب لایه‌های نازک شیل خاکستری روشن سازند گورپی را در سرتاسر تاقدیس پوشانده است. این سازند با سازند آسماری در بالا [۷] مرز هم شیب دارد. رخنمون سازندهای تاقدیس خورموج به ترتیب از قدیم به جدید شامل سازند نمکی هرمز با سن پالئوزوئیک پیشین، سازند آهکی خامی بالایی، گروه آهکی بنگستان با سن کرتاسه، سازند شیلی آهکی گورپی با ناهمسازی فرسایشی و سازند شیلی آهکی پابده به سن کرتاسه-ترشیاری، سازند آهکی آسماری، سازند آهکی جهرم، سازند مارنی میشان، سازند ماسه سنگی آقاجاری، سازند کنگلومرای بختیاری، با سن ترشیاری و رسوبات آبرفتی عهد حاضر می‌باشد (شکل ۱).

۲-۲. مواد و روش‌های پژوهش

مطالعات میکروسکوپی بر روی مقاطع نازک و نازک صیقلی با استفاده از میکروسکوپ نور انکساری و انعکاسی جهت تشخیص کانی‌های موجود در ۵ مقطع انجام شد. نمونه‌برداری از لایه آهکی زیرین، لایه ماسه فسفات گلوکونیتی سبز رنگ و لایه آهک بالایی پوشاننده لایه فسفات انجام شد. برای ارزیابی این نهشته‌ها و به منظور مطالعات میکروسکوپی، تعداد ۱۶ نمونه مقطع نازک و ۲۸ نمونه مقطع نازک صیقلی از این لایه‌ها تهیه شد. از آنجا که لایه فسفات بسیار نرم و در یک مورد بسیار سخت بود، نمونه‌های نرم به صورت پودر و خاکه و نمونه سخت به صورت تراشه‌های ریز برداشت شد و با اشباع شدن چند مرحله‌ای در چسب، از آن‌ها مقطع تهیه گردید. داده‌های کانی‌شناسی با استفاده از روش X-Ray Diffraction بر روی نمونه‌های فسفات برداشت شده تکمیل شد. ۵ نمونه از کانسنگ فسفریت برای مطالعات دقیق‌تر کانی‌شناسی، با دستگاه XRD به مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی کشور در شهرستان کرج فرستاده شد و ۲ نمونه جهت بررسی نوع کانی رسی به شرکت کانساران بینالود تهران ارسال گردید.



شکل ۱- نقشه تکتونیکی ایران و نقشه ساده زمین‌شناسی و نقاط نمونه برداری شده بخش مطالعه شده از تاقدیس خورموج.

۲-۳. پتروگرافی

مقطع‌های بررسی شده شامل لایه آهکی زیرین واقع در انتهای سازند گورپی، لایه ماسه فسفاته گلاکونیتی سبز رنگ مربوط به بخش تحتانی سازند پابده و آهک بالایی پوشاننده لایه فسفات‌دار می‌باشند، که مرز بین تمامی لایه‌ها تدریجی است. نهشته‌های فسفاته به شکل لایه‌ایی بوده و دو افق سخت فرسا (غیر هوازده مقاطع ۱، ۲، ۴ و ۵) و نرم فرسا (هوازده، مقطع ۳) را شامل می‌شوند. لازم به ذکر است که در هر سه لایه، نودول‌های فسفات در اندازه‌های متفاوت از اندازه‌های میکروسکوپی تا چندین سانتی‌متر وجود دارد. این لایه‌های آهکی نودول‌دار لایه‌های کلیدی در اکتشاف لایه فسفاتی می‌باشند. لایه آهکی زیرین و بالایی عمدتاً پکستون‌های کربناته‌ایی هستند که از تجمع فرامینیفرهای پلانکتونیک در ماتریکس میکرایتی تشکیل شده و مواد آلی موجود در این لایه‌ها بخوبی حفظ شده‌اند. در لایه آهکی زیرین دولومیت و آنکریت‌زایی بخوبی مشهود است. در شکل ۲ الف فرامینیفر موروزوولا (*Morozovella*)، گونه کونیکوترونکاتا (*Conicotruncata*) با سن پالئوسن زیرین [۸] تحت تاثیر این فرایند قرار گرفته است. در لایه فسفاتی منطقه مورد مطالعه، دانه‌های فسفاتی شامل پلت، اوولیت، اینتراکلاست، اجزای باقیمانده‌ی استخوان مهره‌داران، خرده‌های صدف، دندان و پولک ماهی و میکروفسیل (فسفات بیوژنیک) و کانی‌های



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



غیرفسفاتی می‌باشند. پلت‌ها بیشترین نوع ماده فسفاتی از نوع آپاتیت بسیار ریز دانه (کلوفان) و فاقد ساختار درونی در این نهشته‌ها هستند که غالباً، کروی و یا بیضی شکل (شکل ۲ج) بوده و گردش‌گی خوب تا ضعیف دارند. این پلت‌ها با اندازه متغییر و به رنگ‌های زرد کم‌رنگ تا قهوه‌ای پر رنگ دیده می‌شوند، که از مواد فسفاتی اتوژنیک مشتق شده‌اند. اولیت‌ها به خوبی در لایه فسفاتی مشهود هستند (شکل ۲ د). اینتراکلاست‌ها قبلاً در حوضه تشکیل شده و طی فرایندهایی همچون آشفستگی و طوفانی شدن دریا، از محل نهشت اولیه خود جدا شده و در لایه‌های فسفاتی مطالعه شده به صورت شکل‌دار و بدون شکل، گرد شده تا زاویه‌دار قرار گرفته‌اند (شکل ۳ و). در مقاطع مورد مطالعه، بایوکلاست‌ها از قطعات استخوان و دندان ماهی (شکل ۲ و) در اندازه‌های متنوع با ظاهر شکل‌دار و بی‌شکل، گوشه‌دار تا بدون گوشه با رنگ‌های نارنجی، قهوه‌ای روشن و یا بی‌رنگ دیده می‌شوند که برخی بطور جزئی یا کامل فسفاتی شده و یا به وسیله سیلیس ریز بلور جایگزین شده‌اند. در شکل ۲ ی مواد آلی با رنگ زرد تا نارنجی در زمینه‌ایی از گل فسفاته قرار دارند که بخشی از آن‌ها فسفاته شده است. بدلیل احیایی بودن محیط مواد آلی در این لایه بخوبی حفظ شده. لامیناسیونی که بخوبی مشهود است، تاکیدی بر، برج بودن این فسفریت‌ها می‌باشد [۹]. برخی از فرامینیفرها، پس از اتمام رسوب‌گذاری، تحت تاثیر فعالیت‌های زیستی و باکتریایی [۱۰]، توسط ماده فسفاته یا اکسید آهن پر شده و حتی در برخی موارد ممکن است پوسته این فسیل‌ها انحلال یافته و فسفات یا اکسید آهن جایگزین آن شده باشد که نوعی آلتراسیون اپی ژنتیک را حاصل می‌کند (شکل ۲ ب). کانی‌های غیر فسفاتی نیز در مقاطع نازک و نازک صیقلی مشاهده شده‌اند که شامل کانی‌های پیریت، گلاکونیت، کوارتز، کانی‌های رسی، کانی‌های کربناته (آنکریت و دولومیت) و اکسید آهن (هماتیت و گوتیت) می‌باشند. گلاکونیت، کانی آب‌دار سیلیکات-آلومینیوم آهن-پتاسیم‌دار با فرمول شیمیایی $[(\text{OH})\text{Al}_{0.35}\text{Si}_{3.6}]\cdot n\text{H}_2\text{O}$ (K, Ca, Na) (Al, Fe, Mg)₂ بوده [۱۱] و شاخص محیط‌های کم عمق است [۱۲]. در لایه آهکی زیرین و بالایی لایه ماسه فسفاته گلاکونیتی، تعداد اندکی از کانی‌های گلاکونیتی سبز رنگ (حاوی Fe^{2+}) دیده شد. به تدریج به سمت بالا و لایه ماسه فسفاته، گلاکونیت‌های فراوانی در اندازه ماسه و دارای اشکال کروی یا تخم مرغی شکل و قرصی شکل در قالب حجره فرامینیفرها با ساختارهای داخلی، به رنگ سبز، زرد و قهوه‌ایی مشاهده شدند (شکل ۳ و، ی). فراوانی گلاکونیت‌ها به قدری است که لایه با چشم غیر مسلح به رنگ سبز تیره دیده می‌شود. در شکل ۳ و در یک اینتراکلاست فسفاتی، دو میکروفسیل گلوکونیتی دیده می‌شود بطوری که ساختار داخلی آن‌ها به خوبی حفظ شده است. در شکل ۳ ی میکروفسیل گلوکونیتی شده‌ایی مشاهده می‌شود که نیمی از آن فسفاتی شده و دیواره میکروفسیل بطور کامل ترکیب کلسیتی خود را حفظ کرده است. حضور گلاکونیت‌های قهوه‌ای یا سبز مایل به زرد، همچنین، حاشیه قهوه‌ای در اطراف گلاکونیت‌ها، بیانگر تاثیر هوازدگی و تبدیل آهن فرو موجود در ترکیب به آهن فریک است (اپی ژنتیک). در حجره برخی از میکروفسیل‌ها فسفات به شکل ثانویه رسوب کرده است (شکل ۲ ب، شکل ۳ و). چرت سبز رنگ در نمونه‌های مطالعه شده با شکلی نامنظم بصورت دانه‌های گرد، نیمه گرد تا بدون گرد شدگی (شکل ۳ و، ی)، که احتمالاً منشا زیستی دارند [۱۳] مشاهده شد. در لایه‌های حاوی فسفات منطقه مورد مطالعه، پیریت به صورت دانه‌های مجزای سیاه رنگ در کل مقاطع پراکنده است و گاهی در حجرات میکروفسیل‌ها جانشین شده (شکل ۳ الف و ب). فرامبوئیدال‌های پراکنده در رسوبات در نتیجه تبدیل مونوسولفیدهای آهن اتوژنیک طی واکنش باکتریایی سولفات به سولفید ایجاد شده‌اند [۱۴]. به دلیل هوازدگی و اکسیدی شدن محیط اکثر پیریت‌های موجود (سین ژنتیک) به همتایت (اپی ژنتیک) تبدیل شده‌اند که گواه آن همتایت‌های خود شکل و یا پیریت‌های کوچکی است که از حاشیه همتایتی شده‌اند. کانی‌های کربناته دولومیت و آنکریت (دولومیت آهن‌دار) به شکل بلورهای رومبوهدرال و به تعداد زیادی در مقاطع نازک لایه‌های آهکی و مقاطع نازک صیقلی لایه فسفاته مشاهده می‌شوند (شکل ۳ ج و د). این کانی‌ها ثانویه بوده و تمام آنکریت‌ها بر روی دولومیت کانی‌زایی شده‌اند.

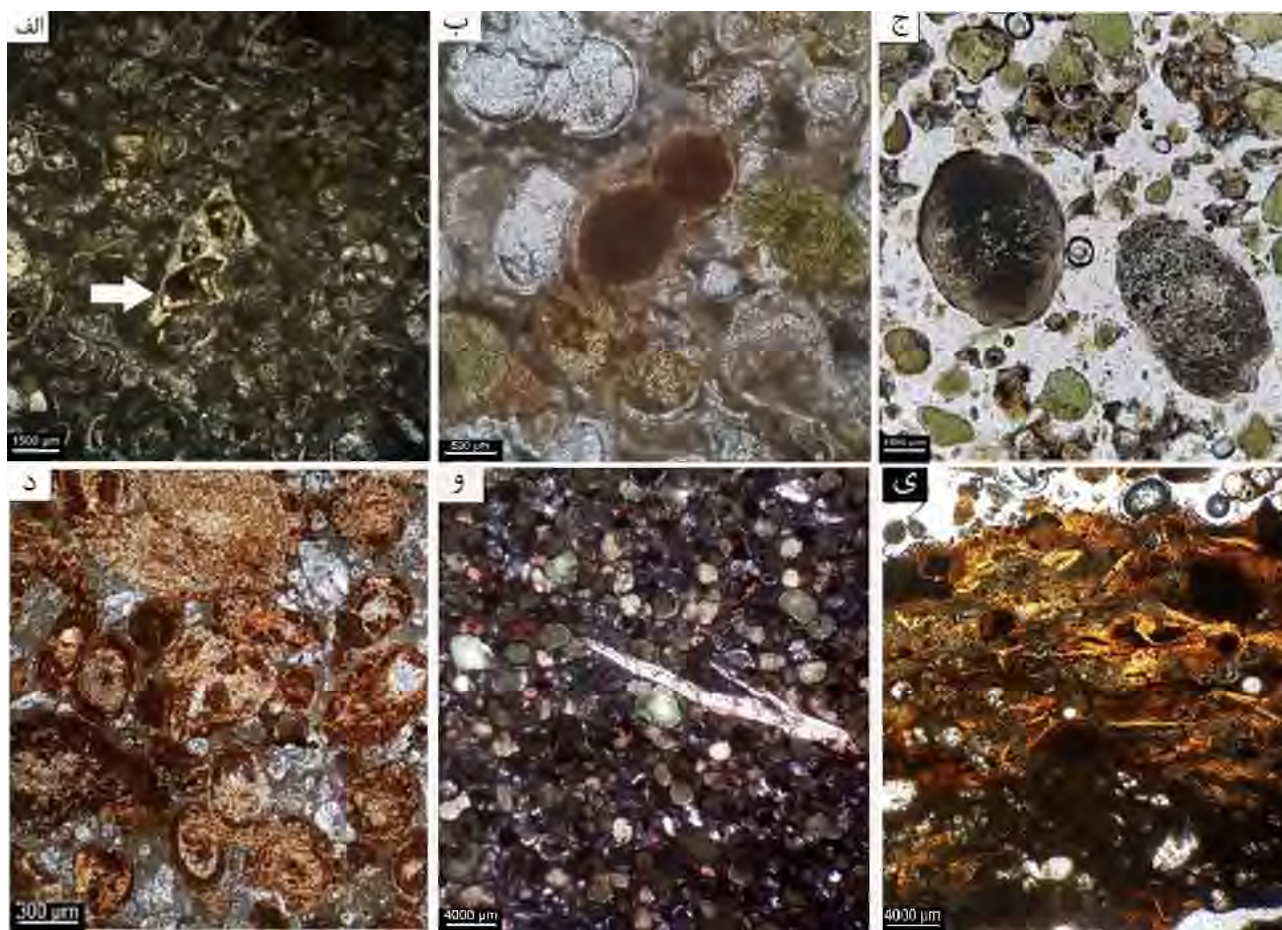


بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



۴-۲. بررسی‌های کانی‌شناسی به روش XRD

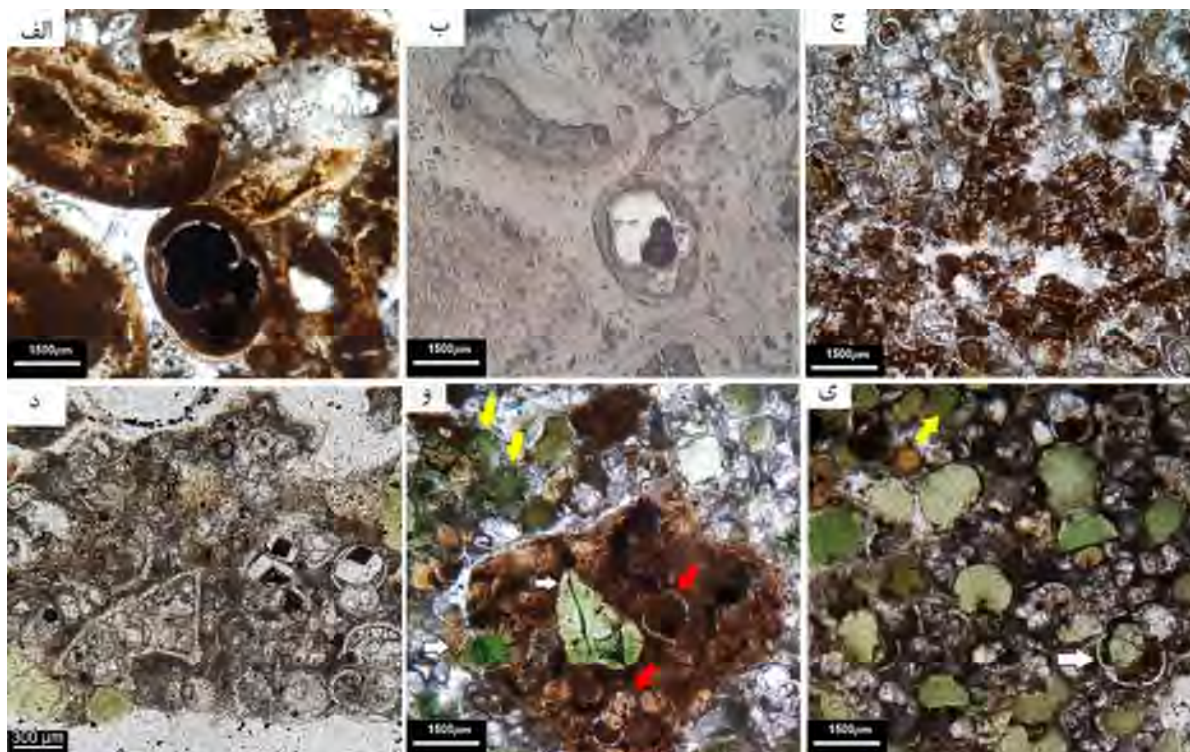
با توجه به اینکه آپاتیت‌های رسوبی و کانی‌های رسی، با ترکیب‌های گوناگون، معمولاً در مطالعات میکروسکوپی، حتی با بزرگنمایی بالا از یکدیگر قابل تمیز نمی‌باشند جهت تعیین کانی‌های تشکیل دهنده‌ی فسفاتی و غیر فسفاتی، علاوه بر مطالعات میکروسکوپی، آزمایش XRD جهت کانی‌شناسی استفاده شد. ۵ نمونه از لایه‌های فسفات‌ها برای مطالعات دقیق‌تر کانی‌شناسی، به وسیله‌ی دستگاه XRD در مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی کشور (کرج) و ۲ نمونه جهت بررسی وجود کانی رسی و نوع آن در این فسفات‌ها به شرکت کانساران بینالود تهران ارسال شد. نتایج در جدول ۱ ارائه شده است



شکل ۲- الف: فسفیل دوآومیتی آنکریتی شده، بزرگنمایی 10X. ب: تاثیر دگرسانی اپی‌ژنتیک بر میکروفسیل‌های موجود در محیط بزرگنمایی 40X. ج: پلوئیدهای فسفات‌ها در لایه فسفات‌ها، بزرگنمایی 10X. ب: اوئیدهای فسفاتی، و: استخوان ماهی در لایه فسفات‌ها بزرگنمایی 4X. ی: لامینه‌های مواد آلی و فسفات بزرگ مایی 4X.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
 ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
 The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
 10-11 November, 2020



شکل ۳- الف: پیریت نهشته شده در حجره‌های فرامینفر که به‌عنوان هسته اووئید عمل کرده، در نور عبوری ب: نور انعکاسی بزرگنمایی 10X. ج: دولومیتی و آنکریتی شدن در لایه آهک زیرین بزرگنمایی 10X. د: دولومیتی و آنکریتی شدن در لایه ماسه فسفاتی گلوکونیت‌دار، د: میکروفسیل گلوکونیتی (فلش سفید) و فسفاتی شده (فلش قرمز)، چرت سبز (فلش زرد) بزرگنمایی 10X، ی: میکروفسیل گلوکونیتی و فسفاتی شده (فلش سفید)، چرت سبز (فلش زرد) بزرگنمایی 10X

جدول ۱: نتایج حاصل از تجزیه با دستگاه XRD.

نمونه	کانی اصلی*	کانی حدواسط**	کانی فرعی***
Kh-4	کلسیت، فلئورواپاتیت	مسکوویت-ایلیت، کوارتز	دولومیت، آنکریت، کائولینیت
Kh-7	کلسیت	مسکوویت-ایلیت، دولومیت، فلئورواپاتیت	کوارتز، کائولینیت
Kh-14	کلسیت	فلئورواپاتیت، مسکوویت-ایلیت، کوارتز	کائولینیت، دولومیت، آنکریت
Kh-22	کلسیت، فلئورواپاتیت	مسکوویت-ایلیت، کوارتز، دولومیت، آنکریت	کائولینیت
Kh-32	کلسیت، فلئورواپاتیت	مسکوویت-ایلیت، کوارتز	دولومیت، کائولینیت

* بیشتر از ۲۵٪، ** ۵-۲۵٪، *** کمتر از ۵٪



۳. نتیجه‌گیری

در مقاطع مطالعه شده ماسه‌های فسفاتی گلوکونیتی سبز رنگ کربناته سازند پابده واقع در ناقدیس خورموج، گرینستون/ پکستون‌های فسفریتی از دانه‌های فسفاتی پلت، اوولیت، اینتراکلاست، اجزای باقیمانده‌ی استخوان مهره‌داران، خرده‌های صدف، دندان و پولک ماهی و میکروفسیل (فسفات بیوژنیک) و دانه‌های غیرفسفاتی در رنگ‌ها و شکل‌های مختلف تشکیل شده‌اند. نهشته‌های فسفاته به شکل لایه‌ای بوده و دارای دو افق سخت فرسا (غیر هوازده) و نرم فرسا (هوازده) هستند. لایه‌های آهکی ندول‌دار زیرین و بالایی، لایه کلیدی این ذخیره برای اکتشاف می‌باشند. کانی فسفاتی اصلی این ذخیره کانی فلونورواپاتیت (فرانکولیت) است که به شکل نهان بلور در نمونه‌ها حضور دارد. در نمونه‌های فسفریتی، کانی‌زایی زیستی به وضوح قابل مشاهده است. علاوه بر اجزای فسفاتی، کانی‌های پیریت، گلوکونیت، کوارتز، کانی‌های رسی، کانی‌های کربناته (دولومیت و آنکریت) و اکسید آهن (هماتیت و گوتیت) در لایه ماسه فسفاتی گلاکونیتی حضور دارند. فراوانی گلوکونیت‌ها به قدری است که لایه با چشم غیر مسلح به رنگ سبز تیره دیده می‌شود.

تشکر و قدردانی

این پژوهش با حمایت و همکاری دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی و مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی کشور انجام شد، که بدین وسیله از همه این عزیزان سپاسگزاری می‌شود.

منابع

- [۱] چشمه سری، م. و عابدینی، ع. و علیزاده، ا. و موسوی، س. م.، (۱۳۹۱) کانی‌شناسی و زمین‌شناسی عناصر نادر خاکی افق فسفاتی دلیر (جنوب غرب چالوس، استان مازندران). مجله زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه فردوسی مشهد، ۲، ۳۱۹ - ۳۳۳.
- [۲] عابدینی، ع.، چشمه‌سری، م. و علیزاده، ا.، (۱۳۹۱) زمین‌شیمی و محیط تشکیل نهشته فسفاتی دلیر، جنوب باختر چالوس، استان مازندران، مجله رسوب‌شناسی کاربردی، دانشگاه بوعلی سینا همدان، جلد ۱، ص. ۲۸ تا ۴.
- [۳] مقدسی، س.، ج.، (۱۳۹۵) کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر خاکی کمیاب نهشته فسفات جیرود در دره شمشک، شمال تهران، مجله علوم زمین، شماره ۱۰۲، صفحه ۳۱۳ تا ۳۲۴.
- [۴] ویسه، س.، (۱۳۹۶) اکتشاف عناصر نادر خاکی (REEs) در ایران، پی‌جویی عناصر نادر خاکی در افق‌های فسفات رسوبی ایران (گزارش)، ص ۲۳۴.
- [۵] Senemari, S., Foroughi, F. (2019), Calcareous nannofossils biostratigraphy of the Campanian-Danian interval, Gurpi Formation in the Zagros Basin, SouthWest of Iran, *Geopersia*, v 9 (2), PP. 251-264.
- [۶] Bolourchifard, F., Fayazi, F., Mehrabi, B., (2019), Evidence of high-energy storm and shallow water facies in Pabdeh sedimentary phosphate deposit, Kuhe-Lar-anticline, SW Iran, *Carbonates Evaporites* V., 34, P., 1703-1721.
- [۷] Sepehr, M., Cosgrove, J. (2004), Structural framework of the Zagros fold-thrust belt, Iran. *Mar Pet Geol*, V. 21, P829-843.
- [۸] Subbotina, N. N. (1947), Danian and Paleogene foraminifera of the northern Caucasus. VNIGRI, *Microfauna of the oilfields of the Caucasus, Emba, and Central Asia*. 39-160.
- [۹] Abed A.M., Jaber O., Al Kuisi M., R. Sadaqah, (2016), Rare earth elements and uranium geochemistry in the Al-Kora Phosphorite province, Late Cretaceous, northwestern Jordan. *Arab J Geosci*, 9:187.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



-
- [۱۰] Pufahl, P.K., Pirajno, F. and Hiatt, E. E., (2013), Riverine mixing and fluvial iron formation: A new type of Precambrian biochemical sediment, Geological Society of America, v. 41, no. 12, p. 1235–1238.
- [۱۱] Adams A. E., Mackenzie W. S., Guilford C., (1988), Atlas of sedimentary rocks under the microscope, p. 108.
- [۱۲] Carson, G. A. and Crowley, S. F. (1993), the glauconite phosphatic association in hardgrounds: examples from the Cenomanian of Devon, southwest England, *ret. Res.* V. 14, P. 69 - 89.
- [۱۳] Glenn, C.R., Follmi, K.B., Riggs, S.R., Baturin, G.N., Grimm, K.A., Trappe, J., Abed, A.M., Galli-Oliver, C., Garrison, R.E., Dyin, A., Jehl, C., Rohrich, V., Sadaquah, R., Schiderlowski, M., Sheldon, R.E., Seigmund, H., (1994), Phosphorus and phosphorites: sedimentology and environments of formation. *Eclogae Geologica Helvetiae*, V. 87, P. 747–788.
- [۱۴] Fazio, A.M., Scasso, R.A., Castro, L.N., Carey, S. (2007), Geochemistry of rare earth elements in early-diagenetic Miocene phosphatic concretions of Patagonia, Argentina: Phosphogenetic implications, *deep-Sea Research II*, V.54, p. 1414-1432.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



کانی‌شناسی و ژئوشیمی متالائتریت علی‌آباد، باختر محلات

محبوبه علی دخت جلگه*

کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات

mahboob.alidokht@gmail.com

پرویز آرمانی

عضو هیئت علمی دانشگاه بین‌المللی امام خمینی

parviz.armani4@gmail.com

دکتر علیرضا جعفری راد

عضو هیئت علمی دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات

alirad@yahoo.com

چکیده

افق متالائتریتی علی‌آباد در ۱۰ کیلومتری باختر و شمال باختر محلات واقع شده و در پهنه ایران مرکزی قرار دارد. این نهشته معدنی به صورت دو لایه عدسی‌شکل درون سنگ‌آهک سازند روته (پرمین) قرار گرفته که از این نظر دارای سرشتی کارستی است. لایه‌های متالائتریتی به دلیل سختی بیشتر، برجسته‌تر از سنگ‌آهک‌ها بوده که این ویژگی سبب ایجاد فرسایش نابرابر شده است. رنگ متالائتریت‌ها از قرمز قهوه‌ای (به دلیل فراوانی آهن) تا سیاه رنگ (به دلیل پدیده زنگار) در تغییر است. برپایه بررسی‌های کانی‌شناسی، کانی‌های هماتیت، کلریتوئید، شاموزیت و کوندوم کانی‌های اصلی و کانی‌های کائولینیت، گوتیت، آنورتیت و کلسیت کانی‌های فرعی نهشته متالائتریتی هستند. با توجه به محتوای بالای آهن (میانگین FeOt بیش از ۲۳/۹۱)، می‌توان واژه متالائتریت یا بوکسیت آهنگار را برای این کانسار به کاربرد. میانگین عیار دیگر عناصر شامل Al_2O_3 (۳۳/۲۰)، $(25/1) SiO_2$ و TiO_2 (۱۴/۳۱) درصد است.

واژه‌های کلیدی: متالائتریت، کارست، ایران مرکزی، آهن، محلات.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Mineralogy and Geochemistry of Ali Abad's Metalaterit, west of Mahallat

Mahboobeh Alidokht*

Graduate of, Islamic Azad University, Science and Research Branch

Mahboob.alidokht@gmail.com

Parviz Armani

Department of Geology, Faculty of Imam Khomeini International University

parviz.armani4@gmail.com

Alireza Jafarirad

Department of Geology, Faculty of Science, Islamic Azad University, Science and Research Branch

alirad@yahoo.com

Abstract

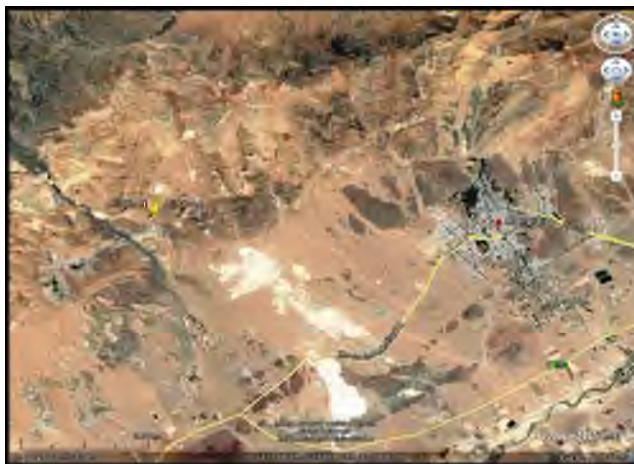
The Metalaterite horizon of Ali Abad is located in 10 Km west and northwest of Mahallat and also in the Central Iran zone. This mineral deposit is developed in two lens-shaped layers within the limestones of Ruteh Formation (Permian) which, in this regard, is belong to Karstic deposits. The metalaterite layers are more resistance than limestone due to being more formidable and this has caused differential erosion. Metalaterite colors vary from brown red (as a result of iron abundance) to black (due to occurrence of varnish). Based on mineralogical investigations, hematite along with chloritoid, chamosite and corundum are among the main minerals and kaolinite, goethite, anorthite and calcite are accessory minerals of Metalaterite deposit. Based on the high content of iron (the average FeO_t being more than 23/91); it can be use the term of Metalaterite or Iron Bauxite for this mine. The average carat of other elements includes (14/31) TiO₂ and (25/1) SiO₂, (33/20) AL₂O₃ percentages.

Keywords: Metalaterite, Karstic, Central Iran, Iron, Mahallat.



۱. مقدمه

بوکسیت به سنگ‌های رسوبی برونزاد و سرشار از آلومینیوم که از کانی‌های گیبسیت، دیاسپور و بوهمیت تشکیل شده گفته می‌شود [9]. امروزه ذخایر بوکسیت-لاتریت تنها کانسنگ‌های با ارزشی هستند که از آن‌ها آلومینیوم و در مواردی عناصر با ارزشی نظیر REE و گالیم استحصال می‌شوند. نزدیک ۸۵ درصد تولید جهانی بوکسیت تبدیل به فلز آلومینیوم می‌شود و مابقی آن برای تولید مواد دیرگداز (۵ درصد)، ساینده (۴ درصد)، تولید سیمان (۳ درصد)، صنایع شیمیایی و فولاد (۲ درصد) و جوشکاری (۱ درصد) به کار می‌رود [14]. ذخایر بوکسیتی را بر پایه نوع سنگ بستر می‌توان به دو گروه اصلی بوکسیت‌های با سنگ بستر آلومینوسیلیکاتی و کربناتی تقسیم کرد [9]. بوکسیت‌های آلومینوسیلیکاتی شامل بوکسیت‌های لاتریتی و تیخون یا آلوکتون (نابرجا) هستند. بوکسیت‌های با بستر کربناتی نیز که بوکسیت‌های کارستی نامیده می‌شوند، بر پایه ریخت‌شناسی، ترکیب و ویژگی‌های جغرافیایی و جغرافیای دیرین به چند نوع تقسیم بندی شده‌اند. بوکسیت‌های کارستی که حدود ۱۴ درصد ذخایر بوکسیت جهان را تشکیل می‌دهند به دلیل پیچیدگی‌های پیدایشی همواره مورد توجه پژوهشگران مختلف قرار داشته‌اند. آنچه در این کانسارها بیشتر مورد توجه است، چگونگی جدایی عناصر آلومینیوم و سیلیسیوم طی فرایندهای بوکسیتی‌شدن است. ذخایر بوکسیتی مهم و شناخته شده در ایران، اغلب در کمربند موسوم به Irano-Hymalian واقع شده‌اند [1]. منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی ۳۷°، ۵۴°، ۳۳° عرض شمالی و ۲۰°، ۵۰° طول شرقی در ۱۰ کیلومتری باختر محلات واقع شده‌است (شکل ۱). این منطقه در پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد [6]. هدف از این پژوهش شناسایی ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی افق متالاتریت علی‌آباد واقع در باختر محلات (از شهرستان‌های استان مرکزی) است.



شکل ۱: جایگاه جغرافیایی و راه‌های دسترسی معدن علی‌آباد

۲- روش پژوهش

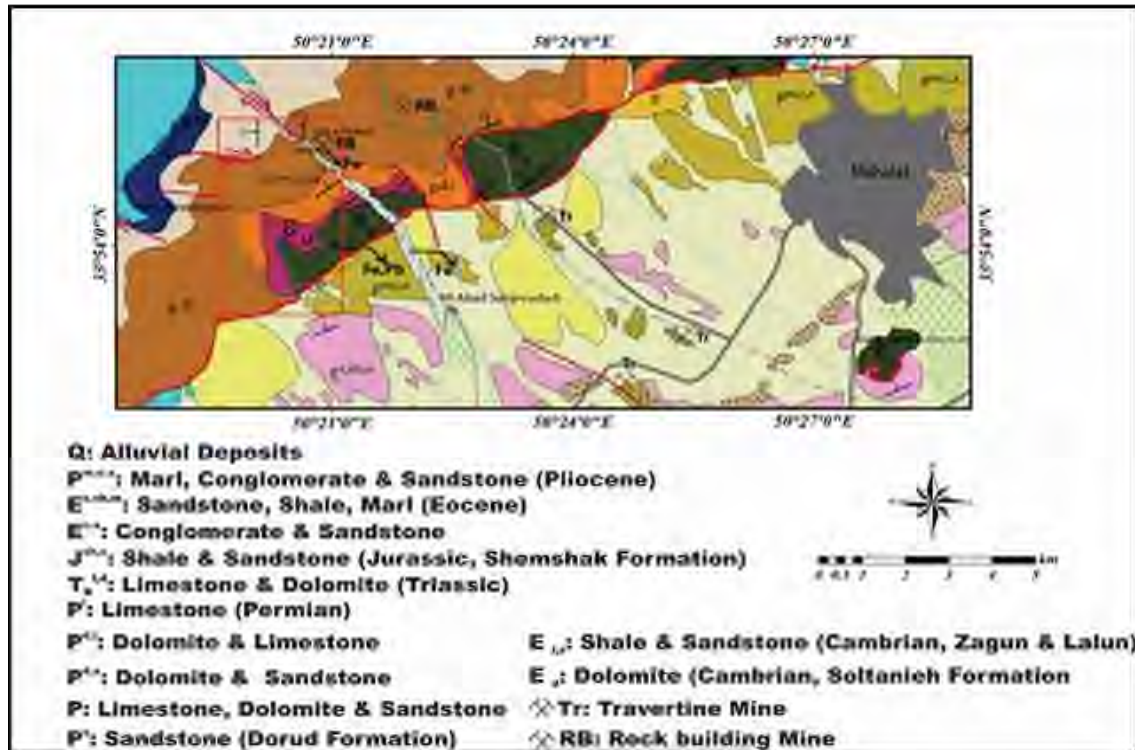
پژوهش‌های انجام شده دربرگیرنده ۲ مرحله، مطالعات میدانی و آزمایشگاهی است. در طی بازدیدهای میدانی پیمایش‌هایی در امتداد و عمود بر دو لنز متالاتریتی انجام گرفت و ستون چینه‌نگاری از رخنمون‌های آن تهیه شد. تعداد ۱۲ نمونه از کانسنگ



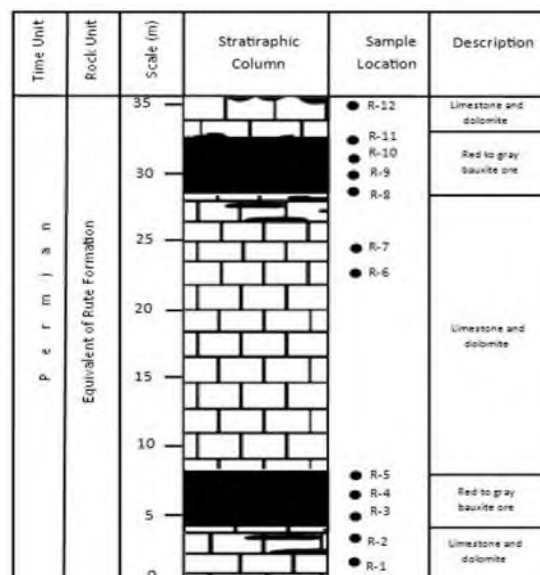
متالائزیت و سنگ میزبان (سنگ‌آهک سازند روته) برای تهیه مقاطع نازک و صیقلی، همچنین تجزیه ژئوشیمیایی برداشت شد. این نمونه‌ها پس از خردایش تا اندازه زیر ۲۰۰مش، به روش XRF در آزمایشگاه با دقت ۰/۰۱ درصد وزنی، شرکت زراژما مورد واکاوی شیمیایی قرار گرفتند. مقادیر LOI نمونه‌ها نیز براساس وزن نمونه‌ها پیش و پس از گرمایش (۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد به مدت یک ساعت) محاسبه شدند. همچنین برای شناسایی فازهای کانیاپی، واکاوی پراش پرتو X (XRD) در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور بر روی نمونه‌های یادشده انجام شد.

۳- زمین‌شناسی

به طور کلی برپایه دسته‌بندی‌های مختلف پهنه‌های زمین‌ساختاری ایران، کانسار متالائزیت علی‌آباد در پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. این منطقه بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ محلات می‌باشد. چینه‌شناسی منطقه اغلب از واحدهای سنگی پرکامبرین و پالئوزوئیک تشکیل شده است (شکل ۲). به طور کلی سنگ‌شناسی این ناحیه دارای واحدهای مختلف سنگ-آهک، دولومیت، شیل و ماسه‌سنگ است. واحدهای زمین‌شناسی رخنمون یافته در منطقه علی‌آباد از کهن به جوان شامل سنگ-آهک دولومیتی و دولومیت خاکستری قهوه‌ای تا خاکستری تیره، ماسه سنگ آهن دار تیره رنگ به سن پرمین میانی، و سنگ-آهک‌های متبلور سفید تا شیری رنگ، با گسترش زیاد (پرمین بالایی) می‌باشد. سنگ‌آهک‌ها توده‌ای و به ندرت دارای لایه‌بندی هستند. مرز زیرین این بخش با مرزی نامشخص و پیوسته بر روی بخش میانی پرمین قرار گرفته است. برپایه بازدیدهای میدانی و بررسی‌های چینه‌شناسی، افق بوکسیت منطقه به صورت دو لنز عدسی شکل، که به موازات لایه‌های سنگ‌آهک قرار گرفته‌اند. متالائزیت‌ها به رنگ قرمز قهوه‌ای (به دلیل فرسایش نابرابر) تا سیاه‌رنگ (به دلیل پدیده زنگار) می‌باشند. ستبرای کانسنگ پایینی ۴ متر و کانسنگ بالایی ۲/۷۰ متر است (شکل ۳). به دلیل سختی بیشتر لایه‌های متالائزیتی، این لایه‌ها برجسته‌تر از سنگ-آهک‌ها هستند و در نتیجه باعث ایجاد فرسایش نابرابر شده‌اند. بوکسیت محدوده مورد مطالعه دیرینه‌کارست (Paleokarst) می‌باشد. امروزه نیز نشانه‌های کارست‌زایی در سنگ‌آهک سازند روته به شکل زمین‌دیس‌هایی (Landforms) چون کارن (Karren) دیده می‌شود [13].



شکل ۳: نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه (برگرفته از شیخ الاسلامی، ۲۰۰۵)



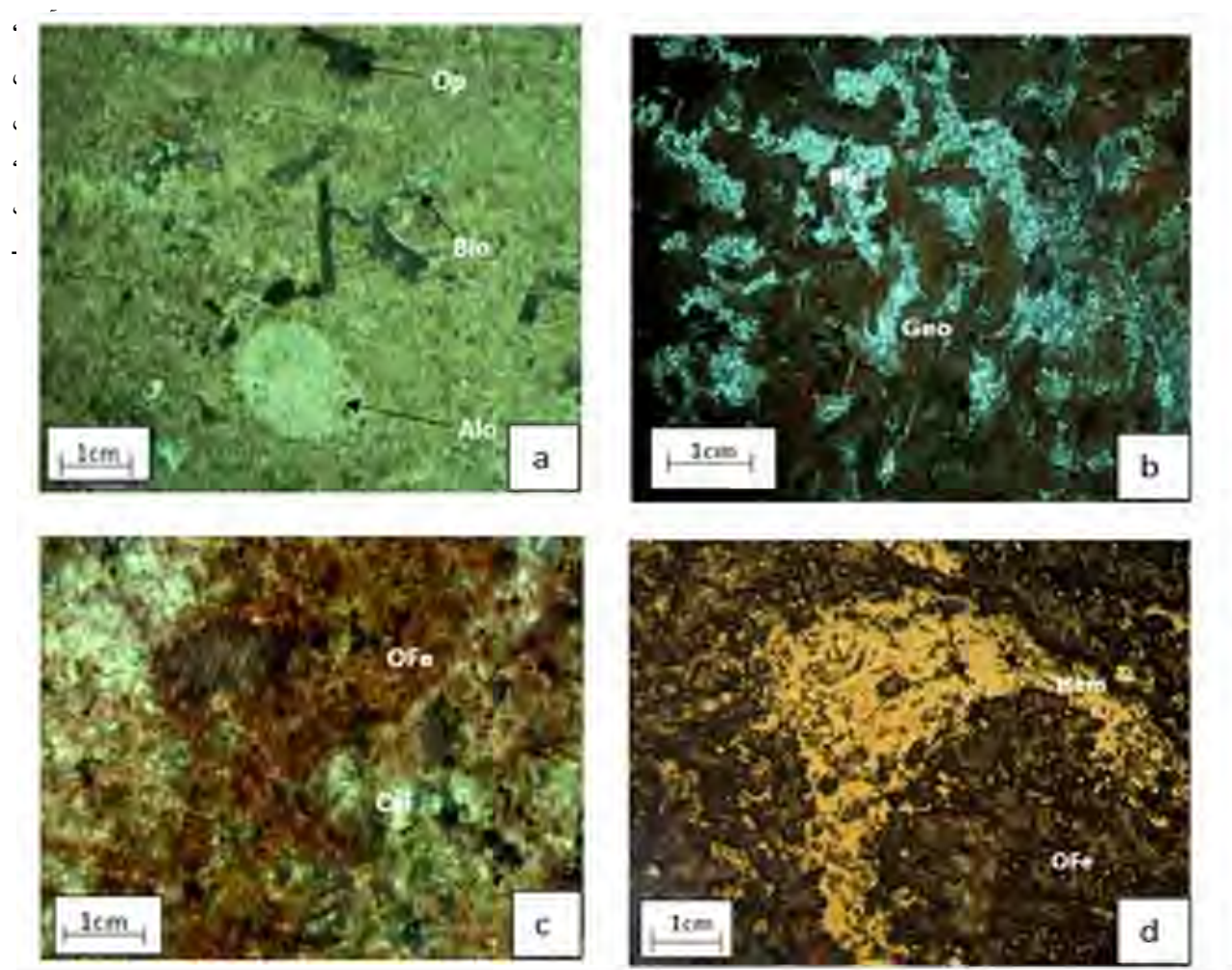
شکل ۴: ستون سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی افق بوکسیتی علی‌آباد



۴- بحث و یافته‌ها

سنگ‌نگاری

هدف از بررسی‌های سنگ‌نگاری در این پژوهش، درگام نخست شناخت ویژگی‌های بافتی و در مرحله بعد کانی‌شناسی است. به دلیل خمیره‌ی بسیار ریز بیشتر نمونه‌ها، به موازات بررسی‌های میکروسکوپی، کانی‌شناسی دقیق‌تر آن‌ها با بهره‌گیری از روش XRD انجام گرفت. در مطالعات پتروگرافی به بررسی سنگ بستر کربناته دیده شده در قاعده نهشته‌های پرمین پرداخته شد.



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی از مقاطع نازک منطقه علی‌آباد شامل: (a) سنگ آهک سازند روته با آلوم‌های اسکلتی در XPL، (b) برش نازک از سنگ آهک روته با کانی‌های گوتیت و فلدسپات پلاژیوکلاز در XPL، (c) جایگزینی کلسیت و آغشتگی به اکسید آهن در کانسنگ PPL در (d) ریز بلورهای هماتیت در زمینه‌ای از اکسی-هیدروکسی‌های آهن در XPL

کانی‌شناسی و ژئوشیمی



به منظور شناخت افق متالائیتی، تعداد ۹ نمونه از بخش‌های مختلف افق متالائیت برداشت و مورد بررسی‌های کانی‌شناسی و تجزیه شیمیایی قرار گرفت. نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی به روش واکاوی پراش پرتو ایکس (XRD) بر روی نمونه‌های کانسنگ علی‌آباد، نشان می‌دهد کانی‌های سازنده نهشته‌های مورد بررسی شامل موارد زیر هستند (جدول ۱):

- (۱) هیدروکسیدها و اکسیدهای آلومینیوم (کندوم)،
- (۲) هیدروکسیدها و اکسیدهای آهن (هماتیت، گوتیت)
- (۳) اکسیدهای تیتانیوم (ایلمنیت، بروکیت)
- (۴) سیلیکات‌ها (کائولینیت، کوارتز، شاموزیت، کلریت)
- (۵) سولفات‌ها (ژپس)
- (۶) کربنات‌ها (کلسیت)

جدول ۱: کانی‌های سازنده نمونه‌های بوکسیتی کانسار علی‌آباد

Sample numbers	Minerals
3	Chlorite(Chloritoid+chamosite)+Corundom+Hematite+Clay Minerals(Kaolinite)+Brookite+Calcite+QuartzAlpha+Anorthite
4	Corundom+ Chlorite(chamosite+ Chloritoid)+ Calcite+Clay Minerals(Kaolinite)+ Hematite+Ilmenite+ Quartz+ Anorthite
5	Corundom+ Chlorite(chamosite+ Chloritoid)+ Hematite+ Calcite+ Clay Minerals(Kaolinite)+Feldspars(Anorthite)
6	Chlorite(Chloritoid+chamosite)+ Calcite+Quartz+ Feldspars(OrtoclaseSodian)+ Hematite
8	Corundom+ chamosite+ Hematite+Amesite+ Calcite+ Quartz+ Feldspars(Anorthite)
9	Corundom+ chamosite+ Hematite+Amesite+ Calcite+ Quartz +Gypsum
10	Calcite+ Quartz+ Hematite
12	Chlorite(Chloritoid)+Goethite+ Hematite+ Corundom+ Calcite
K	Chlorite(Chloritoid)+ chamosite+ Hematite

در میان گروه‌های کانیایی یادشده اکسید تیتانیوم و سولفات‌ها از فراوانی کمتری برخوردارند. حضور مقادیر بالایی از کانی‌های سیلیکاتی در نهشته‌های مورد بررسی نشان از آن دارد که پروفیل هوازده در این منطقه نارس (Immature) بوده و این نهشته‌ها



در طی تکوین خود از هوازدگی سنگ‌های اولیه (precursors) از زهکشی خوبی برخوردار نبوده و بیشتر کانی‌های حدواسط هنگام تبدیل سنگ مادر به متالاتریت به دلیل کندبودن فرآیند هوازدگی حفظ شده‌اند (طبق جدول ۱).

کائولینیت‌ها نیز احتمالاً از دگرسانی فلدسپارهای سنگ مادر شکل گرفته‌اند. کردوم معمولاً از سنگ‌های مادر اولیه منتج نمی‌شود و به صورت ثانوی در بوکسیت‌ها ساخته می‌شود. حضور کانی کلریتوئید در نهشته‌های متالاتریتی علی‌آباد نشانگر رخداد تغییرات بعدی در مراحل پس از ساخت کانی‌های اولیه است.

معمولاً کانی اولیه بوکسیت یعنی گیبسیت، با توجه به تاثیر فشارهای لیتواستاتیک ناشی از مواد روی آن و همچنین چین‌خوردگی و زمین‌ساخت با از دست‌دادن دو مولکول آب به بوهمیت و سپس در نتیجه دگرگونی خفیف به دیاسپور با یک مولکول آب و در شرایط دگرگونی شدید به کردوم، یعنی اکسید آلومینیوم بدون آب تبدیل می‌شود.

شاموزیت در این نهشته‌ها در اثر شرایط کاهش (احیایی) حاکم بر روی کانسنگ‌های بوکسیتی آهن‌دار و تأمین سیلیس از طریق آب‌های زیرزمینی ساخته شده است [9]. کوارتز در این نهشته منشأ آواری دارد. گوتیت احتمالاً از دگرسانی کانی‌های فرومنیزین مانند آمفیبول پدیدآمده است [22]. کلریت در این نهشته به احتمال زیاد از دگرسانی سیلیکات‌های آهن-منیزیم‌دار ایجاد شده است. هماتیت در کانسنگ‌ها به احتمال قوی از اکسیداسیون پیریت و کانی‌های فرومنیزین و یا آب‌زدایی گوتیت پدیدآمده است [9].

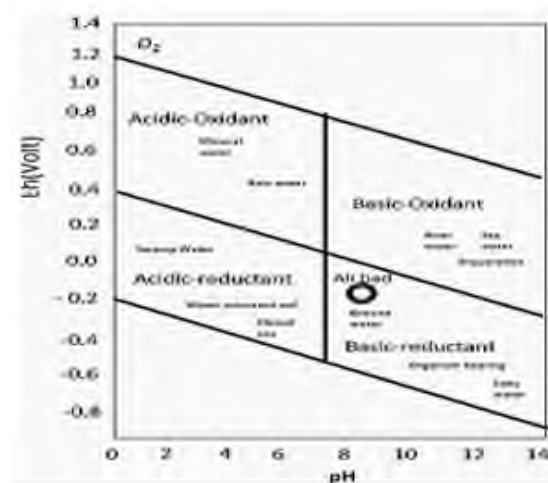
ساخت کائولینیت در بوکسیت‌های کارستی به جانشینی دیاژنتیکی کانی‌های آلومینیوم‌دار با سیلیس و یا آب‌زدایی کانی‌های آلومینیوم‌دار نسبت داده شده است. آب‌زدایی کانی‌های آلومینیوم‌دار می‌تواند در نتیجه‌ی کاهش فعالیت آب در دمای ثابت، افزایش دما در فعالیت ثابت آب و یا کاهش همزمان فعالیت آب و افزایش دما انجام شود. شاموزیت در محیط‌های احیایی (اگر بازه pH بین ۷ الی ۸ باشد، EH باید کمتر از ۰/۲- و اگر pH در محدوده ۸ الی ۹ باشد، EH باید بیشتر از ۰ باشد) در شرایط فشارپایین تشکیل می‌شود [25].

حضور کانی شاموزیت نشانگر تسلط شرایط کاهش در این کانسار است. همچنین حضور کانی‌های هماتیت و گوتیت در کانسار مورد بررسی، نشانگر شرایط pH بالاتر از ۷ و EH بالاتر از ۰/۲ است [25]. به نظر می‌رسد آهن مورد نیاز برای ساخت این کانی‌ها از هوازدگی سنگ منشأ تأمین شده و در شرایط کاهش حاصل از سنگ بستر کربناتی، به جای گذاشته است [17]. دی‌اگرام EH-pH نشان می‌دهد که EH و pH اولیه و ثانویه محلول‌های آب‌های زیرزمینی، کنترل موثر و مهمی روی تحرک نسبی Al و Fe و در نتیجه روی انحلال و ته‌نشست کانی‌های مربوطه در طی ساخت لاتریت‌ها و بوکسیت‌ها دارند [23].

برحسب EH و pH، سیلیسیم در اثر هیدرولیز قابل شستشو است و در pH بالاتر به نحو فزاینده‌ای محلول است. در حالی که، آلومینیوم در pH خیلی پایین یا خیلی بالا بیشترین قابلیت انحلال را دارد [23]. آهن، به‌صورت آهن فرو (دوظرفیتی)، در EH و pH پایین، پویاترین وضعیت را دارد. در محیط‌های لاتریتی، که تمرکزهایی از آهن و آلومینیوم وجود دارد، شرایط ویژه‌ای برای جداسازی این دو فلز، برای ساخت کانسنگ بوکسیت با کیفیت بالا ضروری است [23]. با توجه به نحوه توزیع کانی‌های یادشده در نهشته‌های مورد بررسی در دی‌اگرام EH-pH محیط‌های طبیعی (شکل ۵) به نظر می‌رسد که نهشته‌های متالاتریتی مورد بررسی در محیطی با کارکرد آب‌های زیرزمینی بازی و احیا ساخته شده‌اند. به‌کارگیری مطالعات ژئوشیمیایی برای بررسی وضعیت ژنز یک



کناسار ضروری است. بررسی رفتار عناصر در طی یک فرآیند هوازدگی در ساخت یک نهشته متالاتریتی می‌تواند نشان‌دهنده وضعیت محیط ساخت و نحوه لاتریت‌زایی باشد.



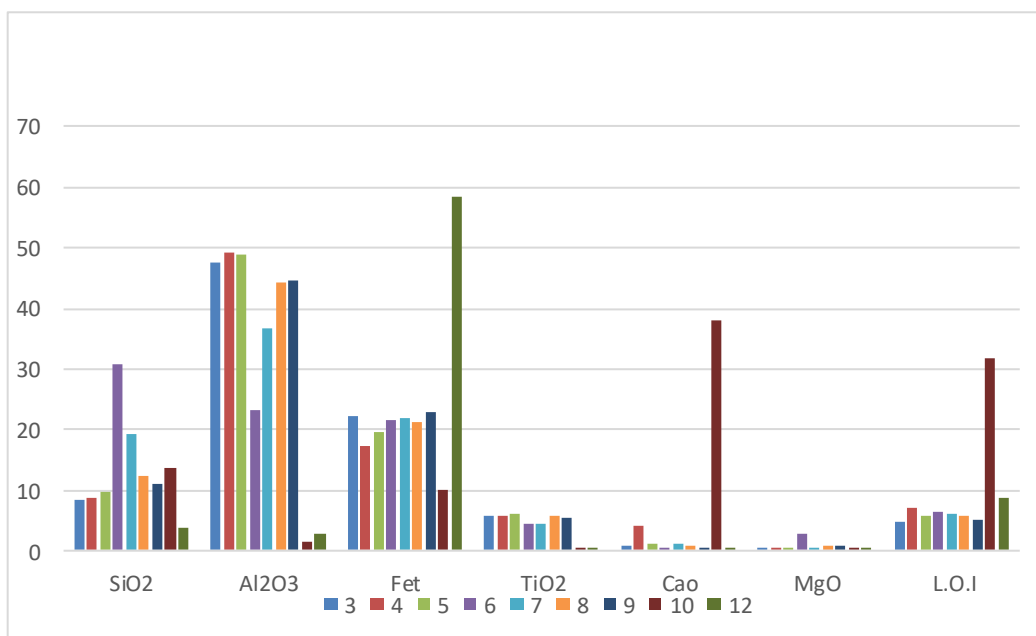
شکل ۵: جایگاه کانه‌زایی متالاتریت علی‌آباد در نمودار Eh-pH محیط‌های اتمسفری طبیعی با توجه به محدوده پایداری آب [24]

نتایج واکاوی XRF

نتایج واکاوی شیمیایی نمونه‌های مختلف برداشت شده از توده بوکسیتی به روش XRF برای اکسیدهای اصلی مانند آلومینیوم (Al_2O_3)، سیلیسیوم (SiO_2)، تیتانیوم (TiO_2)، آهن (Fet)، منیزیم (Mgo)، منگنز (Mno)، سدیم (Na_2O)، فسفات (P_2O_5)، کلسیم (K_2O) و عناصر فرار (LOI) انجام شد (جدول ۴). همانگونه که نتایج واکاوی شیمیایی به روش XRF نشان می‌دهد، از دید ژئوشیمیایی، متالاتریت علی‌آباد دارای مقادیر بالا و متغیر اکسیدهای آهن (۱۰٪ تا ۵۸/۴۴٪)، آلومینیوم (۲/۸۴٪ تا ۴۸/۸٪) و سیلیس (از ۳/۸۸٪ تا ۳۰/۷۷٪) به همراه مقادیر کمتر تیتانیوم (۰/۳۷٪ تا ۵/۸۹٪) می‌باشد. آلومینیوم Al_2O_3 در کانی‌های کلریت، کربنوم و در مقادیر کمتر در کائولینیت و آنورتیت می‌تواند حضور داشته باشد.

جدول ۲: نمایش اکسیدهای اصلی حاصل از نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌ها به روش XRF (برحسب درصد وزنی)

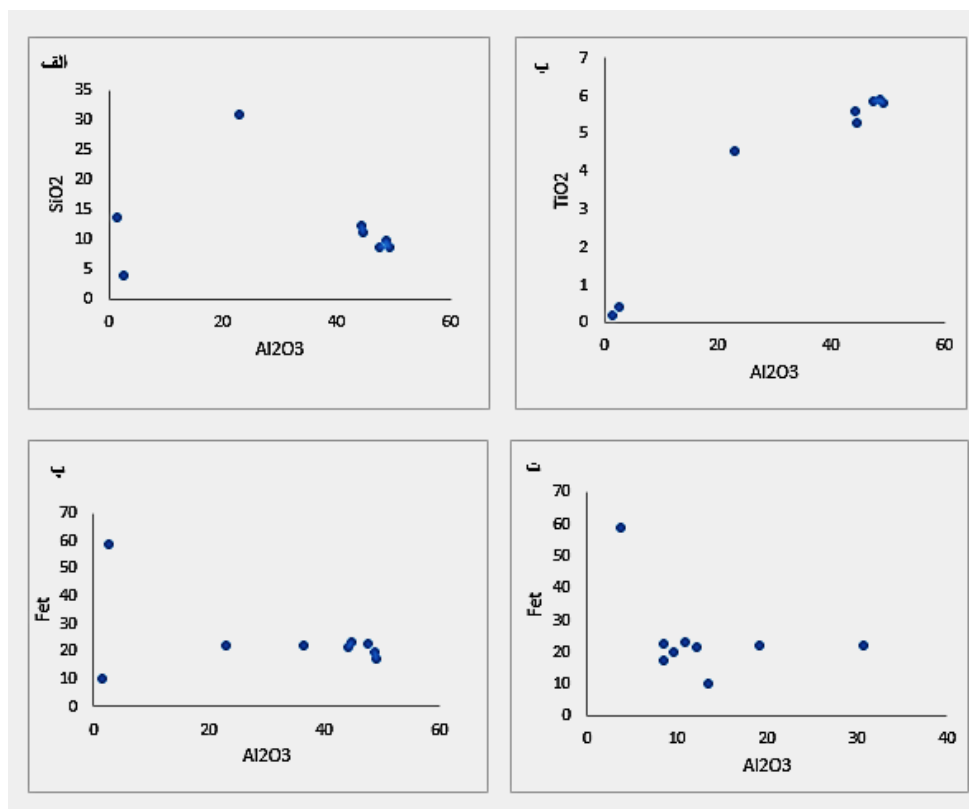
نمونه	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۲	جمع نهایی
SiO_2	۸/۵	۸/۵۳	۹/۶۴	۳۰/۷۷	۱۹/۱۴	۱۲/۱۶	۱۰/۹۹	۱۳/۶۱	۳/۸۸	۱۱۴/۲۲
Al_2O_3	۴۷/۶	۴۹/۲۴	۴۸/۸	۲۳/۰۷	۳۶/۶۶	۴۴/۳۶	۴۴/۷۴	۱/۵۴	۲/۸۴	۲۹۸/۸۵
Fet	۲۲/۳۱	۱۷/۱۲	۱۹/۶۴	۲۱/۵۷	۲۲	۲۱/۱۶	۲۲/۹۵	۱۰	۵۸/۴۴	۲۱۵/۳۷
CaO	۰/۷۵	۴/۲۳	۰/۹۷	۰/۳۶	۱/۰۳	۰/۶۹	۰/۱۷	۳۷/۹۹	۰/۲۴	۴۶/۴۳
MgO	۰/۴۳	۰/۴۵	۰/۶	۲/۶۵	۰/۴۹	۰/۹۳	۰/۶۸	۰/۲۲	۰/۳۵	۶/۸
TiO_2	۵/۸۴	۵/۸	۵/۸۹	۴/۵۱	۴/۲۶	۵/۵۶	۵/۲۷	۰/۱۹	۰/۳۷	۳۷/۶۹
$L.O.I$	۴/۶۱	۶/۸۸	۵/۷	۶/۴۴	۶/۲	۵/۷۳	۵/۰۳	۳۱/۶۹	۸/۵۴	۸۰/۸۲



شکل ۶: اکسیدهای اصلی حاصل از نتایج شیمیایی نمونه‌ها به روش XRF (برحسب درصد)

تأثیر اکسیدهای مختلف در فرآیند تولید آلومینا (Al_2O_3) اکسید آلومینیم به‌عنوان مهم‌ترین اکسید در هر کانسار بوکسیت محسوب می‌شود که هرچه درصد این اکسید به صورت گیبسیت، دیاسپور و یا بوهمیت بیشتر باشد، سیستم بازدهی بیشتری خواهد داشت. البته افزایش اکسیدهای آهن و سیلیس نتیجه معکوسی دارند. در شکل ۷، نمودارهای دوتایی نشانگر تغییرات اکسید آلومینیم (Al_2O_3) نسبت به اکسیدهای سیلیسیم (SiO_2) و تیتانیوم (TiO_2) می‌باشند. این نمودارها نشان می‌دهد اکسید آلومینیم با SiO_2 روند منفی نسبی داشته و دلیل آن نیز عدم مشارکت Al_2O_3 در ساختار کانی‌های رسی مانند کلریت، با Al_2O_3 و SiO_2 بالا، به دلیل ناچیز بودن آن در نمونه‌های مورد بررسی است (شکل ۷ الف).

از سویی دیگر روند نسبی مثبت اکسید آلومینیم (Al_2O_3) با اکسید تیتانیوم دیده می‌شود. که نشان از تمرکز کانی‌های تیتانیوم دار و آهن‌دار در نمونه‌های سرشار از (Al_2O_3) است (شکل ۷ ب). از سویی دیگر روند نسبی مثبت Al_2O_3 در اغلب نمونه‌ها با اکسیدهای آهن و تیتانیوم (Fet) دیده می‌شود که نشان از تمرکز کانی‌های تیتانیوم دار و آهن‌دار در نمونه‌های سرشار از آلومینیم (Al_2O_3) است (شکل ۷ پوت).



شکل ۷: نمودارهای دوتایی تغییرات Al_2O_3 نسبت به اکسیدهای SiO_2 (الف)، TiO_2 (ب) و Fet (پ) و نسبت به Fet (برحسب درصد وزنی %wt)

نتیجه‌گیری

برپایه ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، افق متالترینتی علی‌آباد را می‌توان متالترینت کارستی دانست که پس از فرآیند دیاژنز و بوکسیتی‌شدن در شرایط معمول این نوع کانسارها، دگرگونی‌های بافتی و کانی‌شناسی بعدی ناشی از دگرگونی گرمایی را پشت‌سر گذاشته است. امروزه نیز نشانه‌های کارست‌زایی در سنگ‌آهک‌سازندروته به شکل زمین‌دیس‌هایی (Landforms) چون کارن (Karren) دیده می‌شود. افق یادشده به شکل چینه‌سان در میان لایه کربناته پرمین (سازند روته) گسترش و تکامل یافته است. کانی‌های اصلی متالترینت شامل کربنوم، کلریتوئید، کائولینیت و همتایت و عناصر فرعی آنورتیت و آمیتیسیت می‌باشد. با توجه به وجود آهن فراوان در این افق لاتریتی، بوکسیت یادشده را می‌توان متالترینت دانست. بافت متداول در این کانسار بافت جانیشینی است. برپایه نوع کاربرد ماده معدنی در صنایع سیمان، سیلیسیم مهم‌ترین عنصر مزاحم این کانسار محسوب می‌شود. اکسید تیتانیوم کانسار نسبتاً زیاد می‌باشد که باعث ایجاد تأثیر منفی در خلوص آلومینا شده و در جدایش باطله نیز ایجاد مشکل می‌نماید. اما چنین به نظر می‌رسد که به لحاظ اقتصادی بتوان فلز با ارزش تیتانیوم را از باطله جدا نمود. با توجه به ترکیب کانی-شناسی متالترینت و نمودارها و بررسی‌های انجام گرفته می‌توان گفت متالترینت این معدن توان به‌کارگیری در صنایع استحصال



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



فلز آهن و آلومینیوم، صنایع شیمیایی و تولید سیمان با آلومینیوم بالا را دارد. البته فرآیندهایی همچون کلسینه‌کردن به افزایش کیفیت و بهره‌گیری از آن در صنایع دیگر نیز کمک شایانی خواهد نمود [۴].

منابع

- [۱] امام‌علی‌پور، ع.، ۱۳۹۰، بررسی کانی شناسی و ژئوشیمی متابوکسیت-لاتریت کردوم دار حیدر آباد، جنوب خاوری ارومیه، شمال باختری ایران، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۱ سال ۱۹، صفحه ۵۹-۷۲.
- [۲] رستمی حصوری، م.، ۱۳۹۲، مطالعات کانی شناسی و ژئوشیمی بوکسیت دویلان (جنوب اردل)، هفدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی، دوره ۱۷، صفحه ۳۴۸-۳۵۳.
- [۳] عبدلی، ز.، و علی‌آبادی، م.، ۱۳۹۰، گزارش مقدماتی از بوکسیتزایی شمال باختر محلات با نگرشی بر کاربردهای آن در صنعت، چهاردهمین همایش ملی زمین شناسی اقتصادی.
- [۴] کلاگری، ع.، عابدینی، ع.، و مؤذن، م.، ۱۳۸۳، سنگ های دیاباز منشأ بوکسیتی پرمو- تریاس در قبی باختر میاندوآب آذربایجان باختری، نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، شماره ۲، صفحه ۳۸۷-۴۰۰.
- [۵] ملائی، ح.، و شریفیان عطار، ر.، ۱۳۸۲، ویژگی های زمین‌شناسی و اکتشافی بوکسیت جاجرم (جنوب باختری خراسان شمالی- شمال باختری خراسان بزرگ)، مجله علوم زمین، شماره ۵۸، صفحه ۸۶-۹۹.
- [۶] نبوی، م.، ح.، ۱۳۵۵، دیباچه ای بر زمین‌شناسی ایران، ۱۰۹ص.
- [7] Abedini, A., and Calagari, A.A., 2014, REE geochemical characteristics of titanium-rich bauxites: the Permian Kanigorgeh horizon, NW Iran. Turkish Journal of Earth Sciences, 23: 513-532.
- [8] Aleva, G.J.J., 1994, Laterites: Concepts geology morphology and chemistry International soil reference and Information center Wageningen The Netherlands, 169 pp.
- [9] Bardossy, G., 1982, Karst bauxites. Elsevier scientific publication, Amsterdam 441pp.
- [10] Bardossy, G., and Aleva, G.J.J., 1990, Lateritic bauxites, Nature, 624 pp.
- [11] Boski, T., and Herbosch, A., 1990, Trace elements and their relation to the mineral phases in lateritic bauxites from SE Guinea Bissau. Chemical Geology, 82: 279-297.
- [12] Deady, É., Mouchos, E., Goodenough, K., Williamson, B., and Wall, F., 2014 Rere earth lements in karst-bauxites: a novel untapped European resource? European Rare Earth Resources Conference, Milos, 04-07/09/2014.
- [13] Ford, D.C., and Williams, P.W., 2007, Karst Hydrogeology and Geomorphology, John Wiley and Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester, 576p.
- [14] Harben, P.W., "The industrial minerals handy book", 4th Edition, 2003, 296 pp.
- [15] Karanov, N., 1965 district the concentration ranges of several minor elements are mentioned on the bauxites of the Tran (Bulgaria).
- [16] Laskou, M., 2003, Geochemical and mineralogical characteristics of the bauxite deposits of western Greece. In: Eliopoulos D et al (eds) Mineral exploration and sustainable development, 7th Biennial SGA Meeting Athens, Greece, Millpress, Rotterdam, 93-96.
- [17] Maksimovic, Z., and Papastamatiou, J., 1973, Distribution d'oligoéléments dans les gisements de bauxite de la Grèce Centrale, 3me Congrès de l'ICSIBA, Nice, 33-46
- [18] Mameli, P., Mongelli, G., Oggiano, G., and Dinelli, E., 2007, Geological, geochemical and mineralogical features of some bauxite deposits from Nurra (Western Sardinia, Italy). International Journal of earth Sciences 96 : 887-902.
- [19] Mason, B., and Moor, C.B., 1982, Principles of geochemistry. New York.
- [20] Meyer, F.M., Happel, U., Hausberg, J., and Wiechowski, A., 2004, The geometry and anatomy of the Los Pijiguaos bauxite deposit Venezuela. Ore Geology Reviews, 20: 27-54.
- [21] Mondillo, N., Balassone, G., Boni, B., and Rollinson, G., 2011 Karst bauxites in the Campania Apennines (southern Italy): a new approach. Periodico di Mineralogia, 80 (3): 407-432.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



-
- 22] Mutakyahwa, M.K.D., Ikingura, J.R., and Mruma, A.H., 2003. "Geology and geochemistry of bauxite deposits, Lushoto District, Usambara mountains, Tanzania", *Journal of African Earth Sciences*, 36: 357-369.
- [23] Robb, L.J., 2005, *Introduction to ore-forming processes*. Willey-Blackwell, USA.
- [24] Shaw, D.M., 1946, *Interpretation geochimige des elements en traces dans les roches cristallines*. Masson ET Cie, Paris.
- [25] Temur, S., and Kansun, G., 2006, *Geology and petrography of the Masatdagidiasporic bauxites, Alanya, Antalya, Turkey*.
- [26] Truckenbrodt, W., Kotschoubey, B., and Schellmann, W., 1991, *Composition and origin of the clay cover on north Brazilian laterites*. *Geologische Rundschau*, 80 (3): 591-610.
- [27] Uyanik, C., Kocak, K., and Doyen, A., 2016 *The bauxite deposits of Seydisehir region (Mortas and Dogankuzu deposits); their geological, mineralogical and geochemical characteristics*. *Acta Geobalcanica*, 2, 1: 21-26.
- [28] Zarasvandi, A., Charchi, A., Carranza, E.J.M., and Alizadeh, A., 2008. "Karst bauxite deposits in the Zagros Mountain Belt, Iran", *Ore Geology Reviews*, doi: 10.1016/j.oregeorev.2008.05.005.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



کانی‌شناسی و ژئوشیمی کانسار سرب و روی نثار، باختر خمین، ایران مرکزی

دکتر محمد یزدی*

دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

m-yazdi@sbu.ac.ir

مهدی عبابافی

دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

mehdi-ababafi@sbu.ac.ir

دکتر ایرج رسا

دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

l-rasa@sbu.ac.ir

دکتر مصطفی اسماعیلی وردنجانی

دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

Mostafa_esmaili@yahoo.com

چکیده

کانسار سرب و روی نثار در جنوب روستای لکان قرار دارد. این روستا در محدوده استان مرکزی، شهرستان خمین، دهستان خرم‌دشت و بخش کمره واقع شده است. محدوده کانسار در بخش میانی زون سنندج - سیرجان قرار می‌گیرد. عمده واحدهای سنگی رخنمون یافته در این محدوده شامل فیلیت و شیست به سن تریاس، ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده، فیلیت و شیست به سن ژوراسیک، دولومیت‌های ماسه‌ای زرد رنگ، سنگ‌های آهکی خاکستری توده‌ای، میان‌لایه‌هایی از شیل‌های آهکی به رنگ سبز تا زرد به سن کرتاسه و نهشته‌های دوره کواترنری می‌باشند. نیمه شمالی محدوده عمدتاً شامل نهشته‌های کرتاسه پایینی از جنس آهک خاکستری توده‌ای، آهک مارنی، دولومیت ماسه‌ای زرد رنگ و ماسه‌سنگ ژوراسیک می‌باشند. در بخش جنوبی عمدتاً نهشته‌های ماسه‌سنگی ژوراسیک و سنگ‌های دگرگون شده تریاس از جنس فیلیت و شیست رخنمون یافته‌اند. بخش شمال‌خاوری محدوده توسط دشت‌های دوره کواترنری پوشیده شده است. بیشتر گسل‌های رخ داده در این محدوده دارای راستای باختری - خاوری هم راستا با روند عمومی زون ساختاری سنندج - سیرجان، می‌باشند. سایر گسل‌های رخ داده در این محدوده دارای روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری می‌باشند. کانی‌های فلزی عمده در این محدوده گالن، اسفالریت، گوتیت و هماتیت می‌باشد و به میزان بسیار کمتر کانی‌های کالکوپیریت، پیریت و مالاکیت است. کانی‌سازی اغلب در سنگ‌های آهکی صورت گرفته است. این سنگ‌ها اکثراً سیلیسی شده‌اند و نسل‌های مختلفی از کوارتز را دارا می‌باشند بطوری که سیلیسی‌شدن رابطه مستقیمی با کانه‌زایی دارد. پدیده دولومیتی‌شدن نیز از دیگر دگرسانی‌های مهم در کانه‌زایی سرب می‌باشد که گاهی با سیلیسی‌شدن همراه است. تجزیه ژئوشیمیایی ۱۱۶ نمونه نشان داد که میانگین عیار Pb ۱/۳ درصد (حداقل ۵۱۲ ppm) و حد اکثر ۷ درصد، میانگین عیار Zn ۴ درصد (حداقل ۲۶۷ ppm) و حداکثر ۱۴ درصد) و میانگین عیار Ag ۹,۹ ppm (حداقل ۰/۷ ppm) و حداکثر ۵۹/۷ ppm) است. این عیار نشان می‌دهد که نمونه‌های این محدوده اکتشافی از نظر روی حداقل آستانه اقتصادی یک معدن روی را دارا می‌باشد. با در نظر گرفتن شواهد زمین‌شناسی، نوع دگرسانی و سنگ میزبان کربناته، کانه‌زایی را می‌توان در رده کانسارهای سرب و روی نوع ایرلندی معرفی نمود.

کلمات کلیدی: کانی‌سازی سرب و روی، نوع ایرلندی، نثار، خمین، ایران مرکزی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Mineralogy and Geochemistry of Pb-Zn mineralization in the Nesar area, West of Khomein, Central Iran

Mohammad Yazdi*

Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Iran

m-yazdi@sbu.ac.ir

Mehdi Ababafi

Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Iran

mehdi-ababafi@sbu.ac.ir

Iraj Rasa

Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Iran

i-rasa@sbu.ac.ir

Mostafa Eesmaily

Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Iran

Mostafa_esmaily@yahoo.com

Abstract

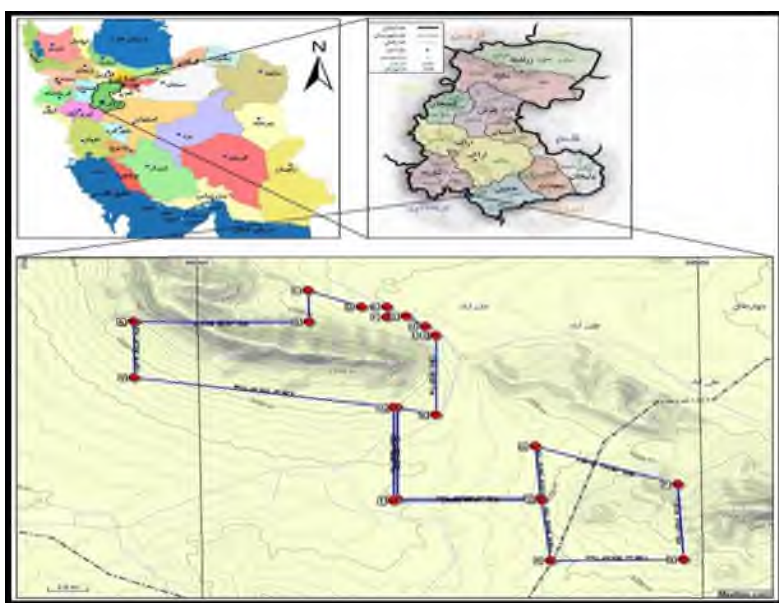
Nesar Pb-Zn deposit is located in the south of Lakan village. This village is located in the Markazi province, central Iran. The exploration area of Nesar is situated in NW of Lakan village. The area is located in the middle part of the Sanandaj-Sirjan geotectonic Zone. The main faults of the area are in the main trend of this zone (NW - SE). The local faults of the area are in the trend of W-E. The major rock units of the area include phyllite and schist (Triassic age), metamorphosed sandstone, phyllite and schist (Jurassic age), yellow sandy-dolomite, massive gray limestone, interlayers of calcareous shale (Cretaceous) and Quaternary alluvium. The northern part of the area is mainly composed of gray massive limestone, calcareous marl, yellow sandy-dolomite (Lower Cretaceous) and Jurassic sandstones. The major ore minerals in the host rocks are galena, sphalerite, hematite and goethite. Minor ore minerals are cerussite, chalcopyrite, pyrite and malachite. The mineralization is mainly vein type and is associated with different facies of limestones. The main alteration is silicification and rarely dolomitization. The mineralization is mainly associated with silicification. The geochemical analyses of the 116 samples show that the Zn, Pb and Ag are the most anomalous elements. The average concentration is for Zn (4%), Pb (1.3%) and Ag (10ppm). The data show that the Zn has enough cut of grad for mining. The structural and textural evidences such as vein and veinlet mineralization, and solid solution,... show that the mineralization is epigenetic type. Geological, petrographic, mineralogical, geochemical and host rocks data show that the mineralization in the Nesar area is Irish type.

Keywords: Pb-Zn mineralization, Irish type, Nesar, Khomein, Central Iran



۱. مقدمه

کانسار سرب و روی نसार در جنوب روستای لکان قرار دارد. این روستا با مختصات ۴۹ درجه و ۴۴ دقیقه طول شرقی و ۳۳ درجه و ۴۲ دقیقه عرض شمالی در محدوده استان مرکزی، شهرستان خمین، دهستان خرم‌دشت و بخش کمره واقع شده است. فاصله این روستا تا مرکز استان ۶۵ کیلومتر و تا شهرستان خمین ۳۵ کیلومتر می‌باشد (شکل ۱).



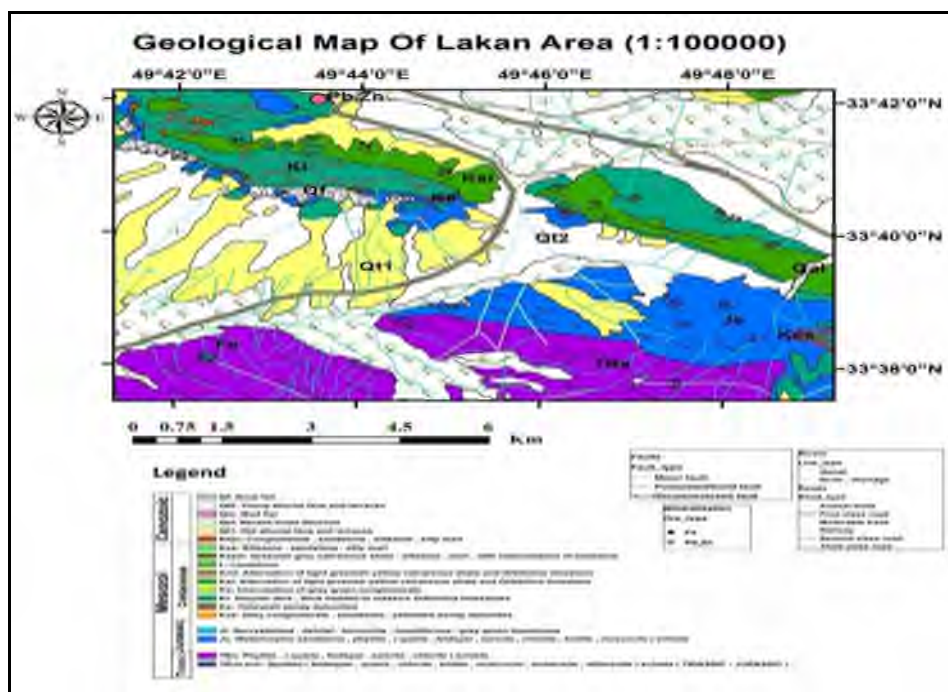
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به محدوده نसार [۱]

محدوده معدنی نसार در بخش میانی زون سنندج - سیرجان و در بخش مرکزی برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورچه [۲-۳]، در گوشه شمال‌باختری برگه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ گلاپایگان واقع شده است [۴]. عمده واحدهای سنگی رخنمون یافته در این محدوده شامل فیلیت و شیست به سن تریاس، ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده، فیلیت و شیست به سن ژوراسیک، دولومیت‌های ماسه‌ای زرد رنگ، سنگ‌های آهکی خاکستری توده‌ای حاوی فسیل اوربیتولین، میان‌لایه‌هایی از شیل‌های آهکی به رنگ سبز تا زرد به سن کرتاسه و نهشته‌های دوره کواترنری می‌باشند (شکل ۲). نیمه شمالی محدوده عمدتاً شامل نهشته‌های کرتاسه پایینی از جنس آهک خاکستری توده‌ای حاوی فسیل اوربیتولین، آهک مارنی، دولومیت ماسه‌ای زرد رنگ و ماسه‌سنگ ژوراسیک می‌باشند. در بخش جنوبی عمدتاً نهشته‌های ماسه‌سنگی ژوراسیک و سنگ‌های دگرگون‌شده تریاس از جنس فیلیت و شیست رخنمون یافته‌اند. بخش شمال‌خاوری محدوده توسط دشت‌های دوره کواترنری پوشیده شده است. روند عمومی ناهمواری‌ها در این محدوده هم‌راستا با روند عمومی زون ساختاری سنندج - سیرجان، شمال‌باختری - جنوب‌خاوری می‌باشد. بیشتر گسل‌های رخ داده در این



محدوده دارای راستای باختری - خاوری می‌باشند. سایر گسل‌های رخداده در این محدوده دارای روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری می‌باشند [۱].

حوضه جنوب اراک، بخشی از پهنه ساختاری سنندج- سیرجان می باشد که شامل رخنمونی از نهشته های سنگی به سن تریاس- ژوراسیک و واحدهای سنگی آهکی- مارنی کرتاسه می باشد. این حوضه در کمربند معدنی ملایر- اصفهان واقع شده است که در برگیرنده کنسارها و نشانه های متعددی می‌باشد. رخداد کانه‌زایی در افق های سنگی (سه افق کانه دار) شیل- ماسه سنگ به سن ژوراسیک (Js)، آهک ضخیم لایه (KI) و تناوب واحدهای آهکی- مارنی (KS) مشاهده می شود. کانه زایی در افق KI گسترده‌تر و غنی‌تر از سایر افق ها است. سنگ میزبان اصلی کانه‌زایی در افق KS آهک‌های مارنی، آهک‌های دولومیتی و آهک‌های دولومیتی- سیلیسی است، که در آن کانه‌زایی‌های سرب، روی، باریت و آهن رخ داده است. کانه‌زایی‌ها از نظر رخساره و جایگاه چینه‌ای در افق مذکور با یکدیگر متفاوت بوده و حتی در یک کنسار ممکن است کانه‌زایی در دو یا چند رخساره متفاوت رخ داده باشد. کنسارهای حسین‌آباد، لکان و خان‌آباد به عنوان کنسارهای شاخص در مجاور محدوده نسا و تایید کننده پتانسیل بالای این محدوده از نظر رخداد کانه‌زایی می باشد [۵-۹]. در این مقاله به ویژگی های کانی شناسی و ژئوشیمیایی محدوده معدنی نسا پرداخته می شود. برای این منظور، نمونه برداری به صورت سطحی از بخش های مختلف کانه زائی انجام گرفته است.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی محدوده نسا (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورچه، با اعمال تغییرات)



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



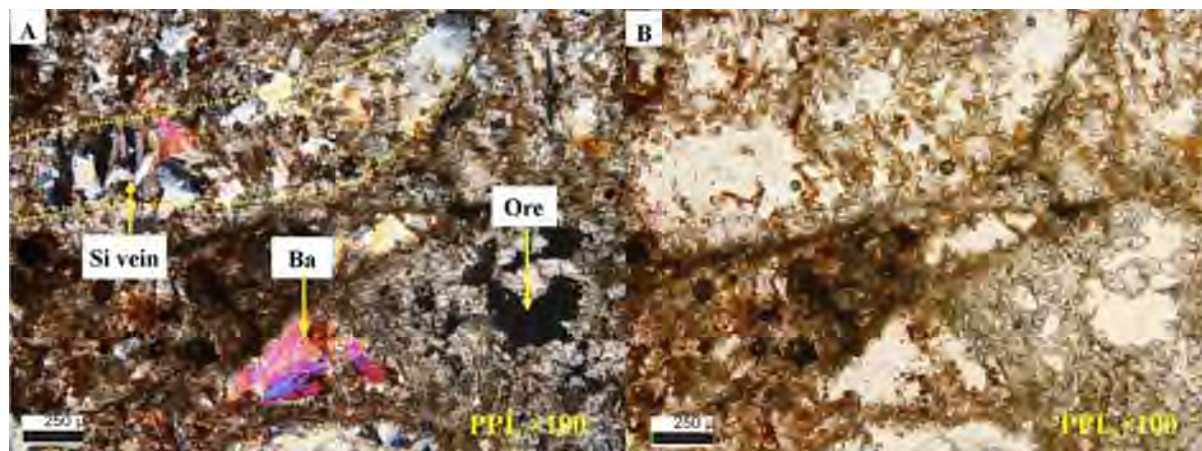
۲- نتایج و بحث روی نتایج

۱-۲- ویژگی‌های کانی‌شناسی

به منظور بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی و با توجه به امکانات موجود، ۲۵ عدد مقطع نازک-سیقلی از آن‌ها تهیه و مطالعه شد که خلاصه آن ارائه می‌شود. مهم‌ترین سنگ‌های محدوده نثار شامل فاسیس‌های مختلفی از آهک، دلویت و ماسه سنگ است که ویژگی‌های کانی‌شناسی هر نوع از این سنگ‌ها براساس مطالعات میکروسکوپی ارائه می‌شود.

الف- آهک‌ها

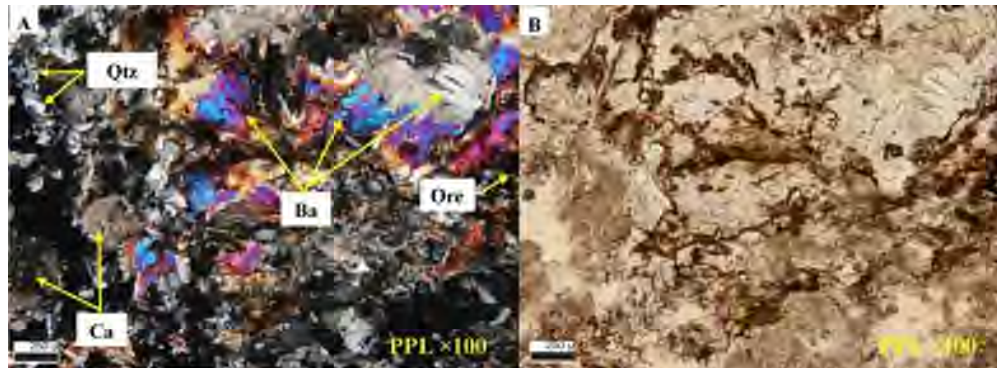
بر اساس مشاهدات میکروسکوپی این آهک‌ها اغلب سیلیسی شده‌اند. کانی‌های تشکیل‌دهنده آن‌ها اغلب کوارتز، کلسیت، اکسیدهای آهن، باریت و کانی‌اپاک است. کوارتز عمدتاً به اشکال میله‌ای تا کشیده دیده می‌شود و بلورهای درشت کوارتز اغلب تشکیل‌بافت پرفیروبلاستیک را داده‌اند. همچنین رگه‌های تاخیری کوارتز با بافت‌شانه‌ای و ظاهر اسفنجی تزریق شده است که نشان‌دهنده وجود چند نسل سیلیسی می‌باشد. کوارتزهای دانه‌ریز ژاسپروئیدی که در زمینه دیده می‌شوند و بعضاً جهت‌دار می‌باشند. این کوارتزها با آغستگی دانه‌ریز اکسیدهای آهن یا رس‌ها همراه هستند. کوارتزهای نیمه‌شکل‌دار رگه‌ای، که ظاهراً با مرز تدریجی به کوارتزهای ژاسپروئیدی مرتبط می‌شوند. این کوارتزها در برخی نقاط با جهت‌گیری خاصی و تقریباً هم‌جهت با کوارتزهای میله‌ای نسل اول مشاهده می‌شود. کوارتزهای دانه‌ای، با بافت پلی‌گونال و بصورت پرکننده فضای خالی و رگه‌ای می‌باشد. این کوارتزها در فضاهای خالی تزریق و رشد کرده‌اند. کلسیت به مقدار خیلی کم با بافت حفره‌ای نیز دیده می‌شود که فضای خالی بین کوارتزها را پر نموده است. کانی‌های اپاک نیز دیده می‌شود و علاوه بر این اکسیداسیون حاصل از سولفیدهای فلزی سبب آغستگی سنگ به اکسیدهای آهن شده است. باریت‌ها با بافت نیمه شعاعی مشخص هستند (شکل ۸-۱۱).



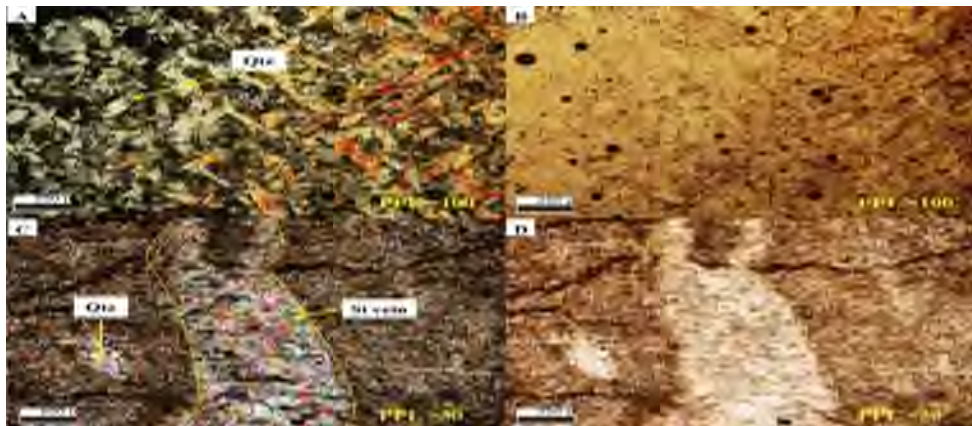
شکل ۸: سنگ آهکی سیلیسی شده که در آن کوارتزهای میله‌ای و درشت بصورت تاخیری داخل سنگ تزریق شده است، همچنین قطعاتی از باریت، ماده معدنی و اکسیدهای آهن نیز در آن مشاهده می‌شود. تصویر با آنالیزور سمت چپ و تصویر بدون آنالیزور سمت راست، (باریت: Ba، کانه: Ore، رگه سیلیسی: Si vein)



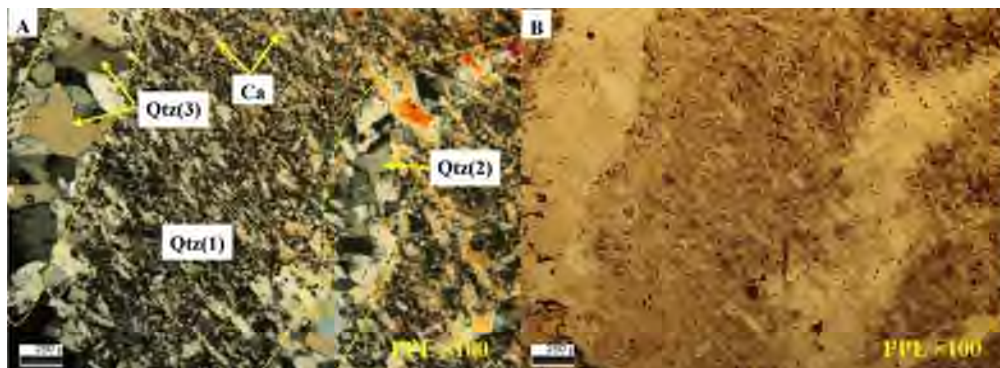
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
 ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
 The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
 10-11 November, 2020



شکل ۹: مقطع نازک از سنگ آهکی سیلیسی شده که در آن باریت‌های درشت با بافت نیمه شعاعی، کوارتز، ماده معدنی و اکسیدهای آهن مشاهده می‌شود. تصویر با آنالیزور سمت چپ و تصویر بدون آنالیزور سمت راست (باریت: Ba، کانه: Ore، کوارتز: Qtz، کلسیت: Ca)



شکل ۱۰: مقطع نازک از سنگ آهکی سیلیسی شده که در آن باریت‌های درشت با بافت نیمه شعاعی، کوارتز، ماده معدنی و اکسیدهای آهن مشاهده می‌شود. تصویر با آنالیزور سمت چپ و تصویر بدون آنالیزور سمت راست (کوارتز: Qtz، رگه سیلیسی: Si vein)



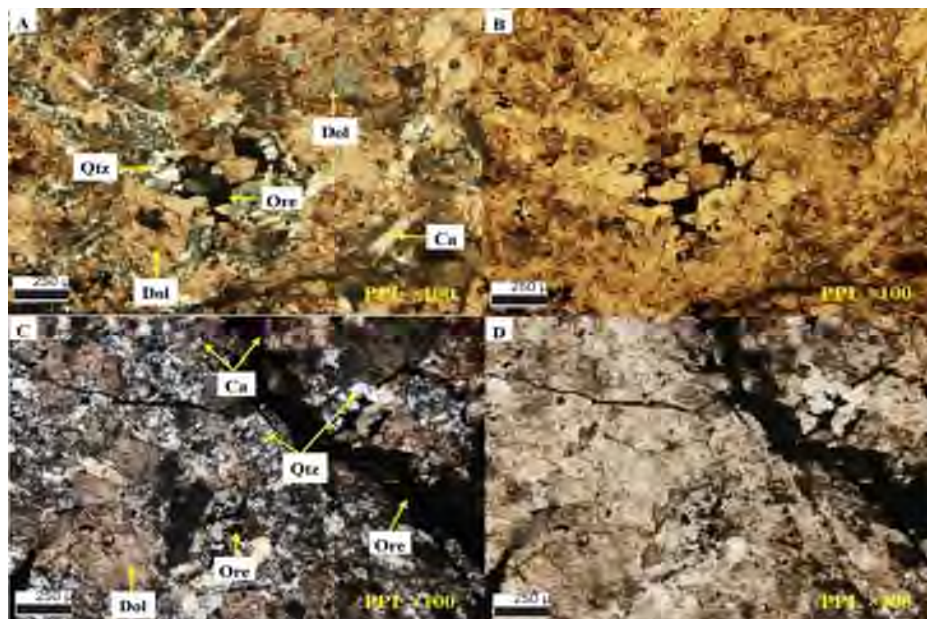
شکل ۱۱: سنگ آهکی سیلیسی شده که در آن سه نسل از کوارتز وجود دارد. نسل اول در زمبینه و دو نسل دیگر بصورت رگه ای در آن تزریق شده است. تصویر با آنالیزور سمت چپ و تصویر بدون آنالیزور سمت راست (کوارتز نسل ۱: Qtz1، کوارتز نسل ۲: Qtz2، کوارتز نسل ۳: Qtz3، کلسیت: Ca) ب- دلومیت‌ها



بر اساس مشاهدات میکروسکوپی این دولومیت‌ها نیز مثل آهک‌ها اغلب سیلیسی شده‌اند. کانی‌های تشکیل‌دهنده آن‌ها اغلب دولومیت، کوارتز، کلسیت و کانی‌اپاک است. بلورهای کوارتز میله‌ای شکل تا دانه‌های هم بعد ریز، اساس بخش سیلیسی‌شده این سنگ را شکل داده‌اند. کوارتزها از منشاء سیلیسی‌شدن اولیه یک سنگ کربناته آهکی هستند چرا که رشد و جانشینی آن‌ها در زمینه به خوبی مشهود است. کوارتزها با کانه‌زایی همراه هستند به‌طوری‌که کانه‌ها در ارتباط با بخش سیلیسی‌شده و پرکننده فضای خالی بین کوارتزها هستند. زمینه کربناته این مقطع شامل بلورهای تبلور مجدد یافته آهک و همچنین بلورهای رومبوئدری دولومیت می‌باشد (شکل ۱۲).

ج- ماسه سنگ‌ها

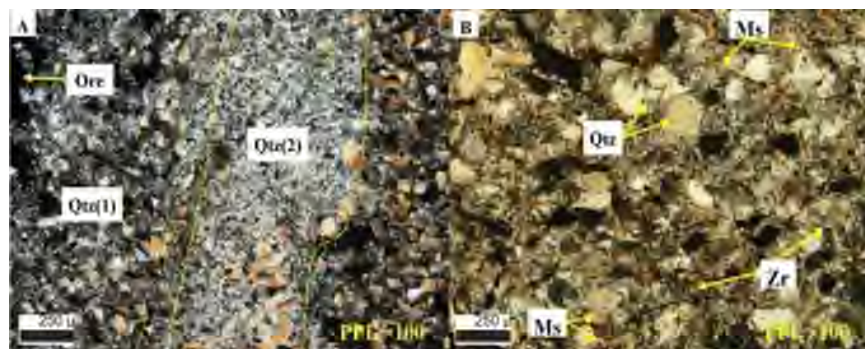
این ماسه‌سنگ‌ها اغلب به رنگ قرمز و سبز دگرگون شده هستند. در مطالعات میکروسکوپی این ماسه‌سنگ‌ها اغلب از نوع آرکوزی بوده و از کوارتز، فلدسپارهای دگرسان شده، بیوتیت، زیرکن، مسکویت و کانی‌های اپاک تشکیل شده است. فلدسپارها به سرسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. سیمان آن‌ها از جنس کربناته و با آغشتگی اکسید آهن (هماتیت) همراه می‌باشد. کوارتزها اغلب به شکل دانه‌های نیمه گرد و دفرمه و با جورشدگی نسبتاً خوب حضور دارند. در این ماسه سنگ‌ها دو نسل کوارتز وجود دارد. نسل اول که زمینه ماسه سنگ می‌باشد و دانه درشت‌تر می‌باشد و نسل دوم رگه سیلیسی دانه ریزتر می‌باشد و بصورت تاخیری در داخل ماسه سنگ نفوذ کرده است. قطعات کوارتز تحت تاثیر فشار کمی دفرمه و جهت یافته می‌باشد (شکل ۱۳).



شکل ۱۲: سیلیسی‌شدن دولومیت و قرارگیری کانه در فضای خالی بین دانه‌های کوارتز، تصاویر با آنالیزور سمت چپ و تصاویر بدون آنالیزور سمت راست. (دولومیت: Dol، کانه: Ore، کوارتز: Qtz، کلسیت: Ca)



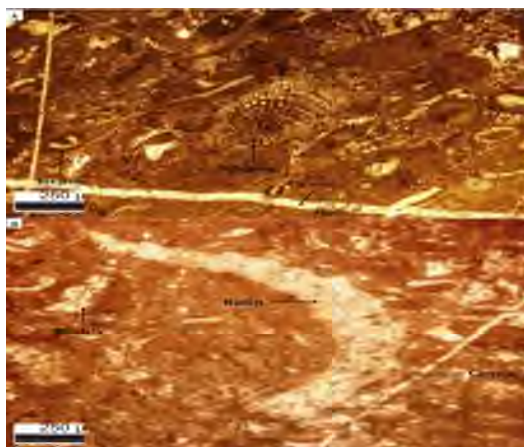
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۱۳: مقطع نمونه ماسه سنگی A: دو نسل کوارتز به همراه کانی اپاک، B: زمینه حاوی کوارتز و قطعات کوچک از مسکویت و زیرکن. (کوارتز نسل ۱: Qtz1، کوارتز نسل ۲: Qtz2، مسکویت: Ms، زیرکن: Zr)

د- آهک های اسپاریتی

خرده‌های فسیل شامل صدف دو کفه‌ای، اوربیتولین، استراکد به مقدار کم پلت از آلوکم‌های سازنده این سنگ های آهکی هستند. آلوکم‌ها یک جهت‌گیری تقریباً واضحی را نشان می‌دهند، که بیانگر تاثیر فشار زمین ساختی بر سنگ می‌باشد. به‌طوریکه در نمونه دستی نیز فولیاسیون ضعیفی دیده می‌شود. اسپاریتی شدن در زمینه میکریتی و همچنین در برخی آلوکم‌ها دیده می‌شود. رگچه‌های فراوانی از کلسیت در نیز در زمینه سنگ به‌صورت تاخیری نفوذ کرده اند. بافت این کلسیت‌ها پلی‌گونال تا شانه ای پر شده‌اند. آثار کانی‌سازی یا آغشتگی اکسید آهن در زمینه (به ویژه بخش های اسپاریتی‌شده) دیده می‌شود (شکل ۱۴).



شکل ۱۴: سنگ آهک میکرو اسپارایت کرتاسه با فسیل های دو کفه‌ای، اوربیتولین، رودیست

۲-۳- ویژگی های کانی شناسی فلزی

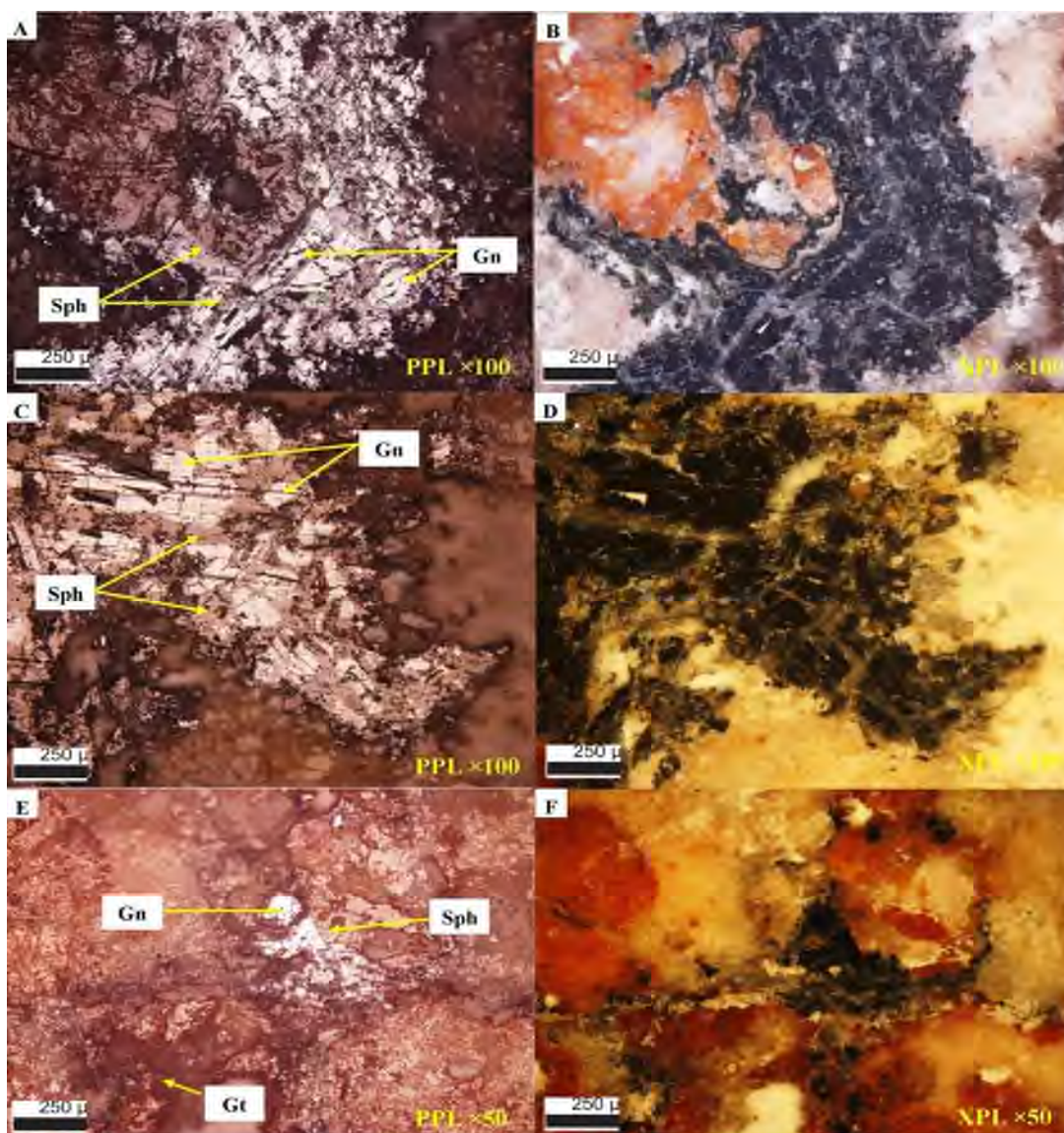
گالن کانه اصلی تشکیل دهنده نمونه های مورد مطالعه است که با رنگ سفید تا سفید مایل به خاکستری روشن و رخ‌های مثلثی (در برخی موارد دفرورمه) مشخص است. گالن‌های دارای شکستگی فراوان و بی شکل با کنده شدگی سه گوش (رخ مثلثی) دیده می‌شوند، در هم یافتی با گالن، اسفالریت نیز دیده می‌شود، از دیدگاه ردیف پاراژنتیکی، اسفالریت بعد از گالن شکل گرفته است.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



اسفالریت به رنگ خاکستری با انعکاس پایین و انعکاس داخلی زرد-قهوه‌ای دیده می‌شود. این کانی با بافت کلوفرم (بطور محلی) و در مواردی در هم رشدی و همپوشانی با گالن دیده می‌شود. گالن عموماً توسط اسفالریت احاطه شده و در زمینه نیز همایت و گوتیت به وفور یافت می‌شود (شکل ۱۵). کالکو پیریت و پیریت بسیار دانه ریز در زمینه گانگ سیلیسی نیز مشاهده می‌شود.

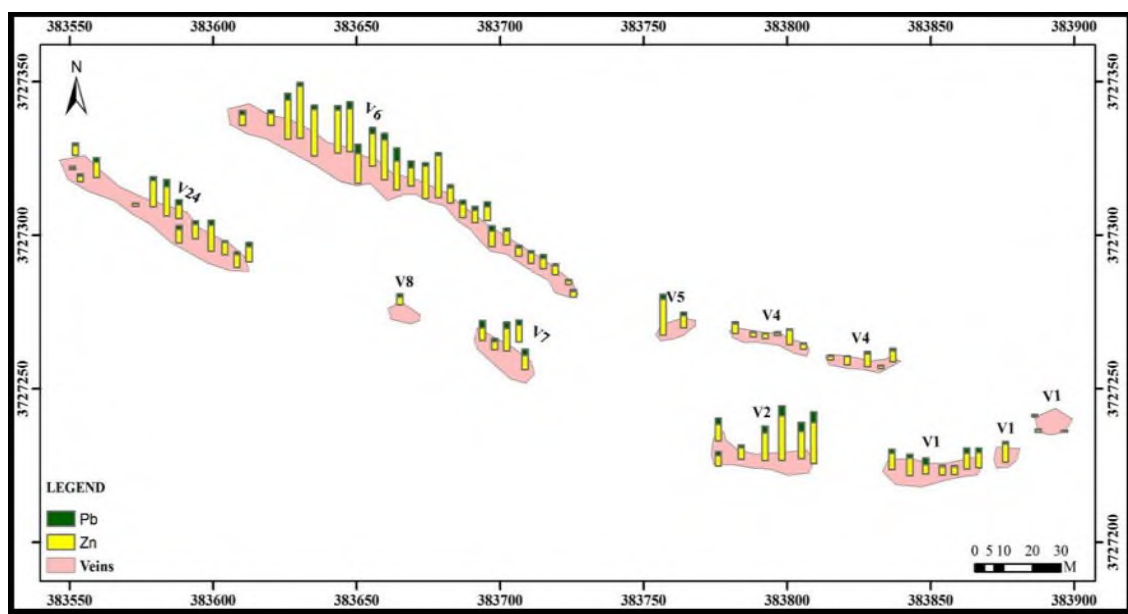


شکل ۱۵ : پارازنز گالن و اسفالریت به همراه هماتیت و گوئیتیت، تصاویر با آنالیزور سمت چپ و تصاویر بدون آنالیزور سمت راست (گالن : Gn ، اسفالریت: Sph ، گوئیتیت : Gt)

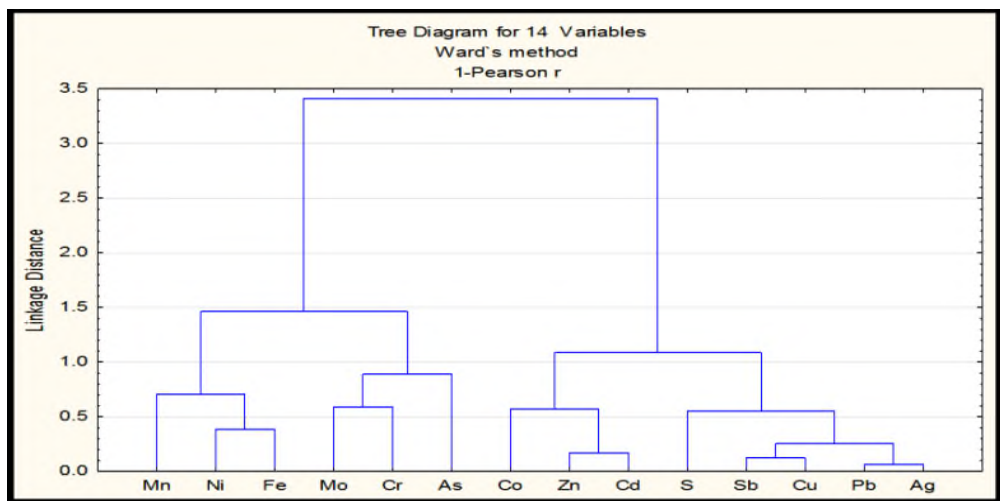
۲-۳- ویژگی های های زئوشیمیایی



در محدوده مورد مطالعه تعداد ۱۱۶ نمونه از ۲۹ رگه معدنی سرب و روی به روش پروفیلی و بصورت تکه سنگی برداشت شد. با توجه به تغییرات عیار ماده معدنی در طول و عرض رگه‌های ماده معدنی در محدوده، نمونه‌برداری سیستماتیک با فواصل ۵ متر انجام شده است. در این راستا نسبت به برداشت نمونه به روش لب‌پری عمود بر امتداد رگه‌های کانه‌زایی شده و با فواصل حدود ۵ متر اقدام صورت گرفته است. پس از آماده سازی نمونه‌های برداشت شده به روش ICP-OES برای ۲۶ عنصر و با روش AAS برای عناصر سرب و روی به تجزیه شدند. نتایج تجزیه شیمیایی این ۱۱۶ نمونه نشان داد که میانگین عیار Pb $1/3$ درصد (حداقل 512 ppm و حد اکثر 7 درصد)، میانگین عیار Zn 4 درصد (حداقل 267 ppm و حداکثر 14 درصد)، میانگین عیار Ag $9/9$ ppm (حداقل $0/7$ ppm و حداکثر $59/7$ ppm) و میانگین عیار Sb 7 ppm (حداقل $1/2$ ppm و حداکثر $156/5$) می باشد. نحوه پراکنش این عناصر در امتدا رگه ها بصورت خلاصه ارائه می شود (شکل ۱۶). نتایج این توزیع نشان می دهد که بیشترین عیار در بخش شمال غربی محدوده و عمدتاً در سنگ‌های قاعده کرتاسه و توالی کرتاسه زیرین و عموماً وابسته به یک زون گسله قرار گرفته است. محاسبات همبستگی نشان داد که بیشترین همبستگی بین عناصر Pb و Ag وجود دارد و ضریب همبستگی بین Pb و Zn نیز بسیار کم و حدود $0/303$ است. برای تحلیل نحوه پراکنش و وابستگی عناصر نسبت به هم علاوه بر روش های آماری معمولی از روش تحلیل وابستگی کلاستر برای عناصر $Pb, Zn, Cu, Cd, Fe, Ag, Sb, Co, Cr$. Ni, S, Mo, Mn و As استفاده شد (شکل ۱۷). با توجه به ساختار درختی داده‌ها، متغیرهای ژئوشیمیایی به گروه‌های زیر تقسیم می‌شوند. گروه اول در برگیرنده عناصر $Pb, Ag, Cu, Sb, S, Cd, Zn, Co$ است. حضور این عناصر در یک گروه، ناشی از کانه‌زایی سرب و روی در محدوده معدنی نثار می‌باشد. گروه دوم شامل عناصر As, Cr, Mo, Fe, Ni و Mn می‌باشد [10].



شکل ۱۶- مقایسه سهم توزیعی عناصر روی و سرب در رگه‌های محدوده نثار (رگه‌های بخش خاوری محدوده)



شکل ۱۷- نمودار درختی برای عناصر مختلف در رگه‌های معدنی محدوده نثار

۳. نتیجه‌گیری

شواهد کانی‌شناسی نشان می‌دهد که سنگ‌های آهکی سیلیسی‌شده که نسل‌های مختلفی از کوارتز را دارا می‌باشند میزبان اصلی کانه‌زایی سرب و روی هستند. دگرسانی سیلیسی‌شدن رابطه مستقیمی با کانه‌زایی دارد اگرچه دولومیتی‌شدن نیز از دیگر دگرسانی‌های مهم در کانه‌زایی سرب می‌باشد. کانه‌زایی عمدتاً در سنگ‌های قاعده کرتاسه و توالی کرتاسه زیرین و عموماً وابسته به یک زون گسله صورت گرفته است. کانی‌های فلزی در این محدوده گالن، اسفالریت، کالامین، همی‌مورفیت، سروزیت و گوتیت می‌باشد و به میزان بسیار کمتر کانی‌های کالکوپیریت، پیریت و مالاکیت هم در مقاطع مشاهده گردید.

تجزیه ژئوشیمیایی ۱۱۶ نمونه نشان داد که میانگین عیار Pb ۱/۳ درصد (حداقل ۵۱۲ppm و حداکثر ۷ درصد)، میانگین عیار Zn ۴ درصد (حداقل ۲۶۷ppm و حداکثر ۱۴ درصد) و میانگین عیار Ag ۹,۹ ppm (حداقل ۰/۷ppm و حداکثر ۵۹/۷ppm) است. این عیار نشان می‌دهد که نمونه‌های این محدوده اکتشافی از نظر روی حداقل آستانه اقتصادی یک معدن روی را دارا می‌باشد. محاسبات همبستگی نشان داد که بیشترین همبستگی بین عناصر Pb و Ag وجود دارد و ضریب همبستگی بین Zn و Pb نیز بسیار کم و حدود ۰/۳۰۳ است. نمودار درختی داده‌های ژئوشیمیایی نیز نشان می‌دهند که عناصر Ag, Pb, Cu, Sb, S, Cd, Zn و Co باهم ارتباط نزدیک دارند. حضور این عناصر در یک گروه، ناشی از کانه‌زایی سرب و روی در محدوده معدنی نثار می‌باشد.

شواهد ساختاری و بافتی از جمله ارتباط مستقیم کانه‌زایی با گسل‌ها و شکستگی‌های گسلی، بافت رگه‌ای و رگچه‌ای ماده معدنی، پدیده جانیشینی و ... نشان می‌دهد که کانه‌زایی در ارتباط با فرآیندهای اپی‌ژنتیک است [11-14]. از طرفی کانی‌سازی در محدوده نثار از دید موقعیت ژئودینامیکی (محیط کششی پشت کمانی کرتاسه زیرین)، جایگاه زمین‌ساختی (تشکیل در مجاورت گسل‌های عادی در حوضه‌های فروزمینی)، نوع سنگ میزبان کربنات‌های سکو، شکل هندسی کانه‌زایی (همروند با لایه بندی)،



گسترش جانبی زیاد آن، وجود رخساره های کانسنکی (رگه- رگچه ای، توده ای و لایه ای)، ویژگی های ساخت و بافتی (جانشینی، رگه- رگچه ای، لامینه، دانه پراکنده)، همراهی کانه زایی با دگرسانی کربناتی- سیلیسی، کانی شناسی حضور باریت و نبود فلوتوئیریت، شباهت زیادی به کانسارهای روی و سرب نوع ایرلندی دارد.

تشکر و قدردانی

این رساله با حمایت شرکت ایمیدرو انجام شده است، از مسئولین محترم آن شرکت تشکر می شود. همچنین از تمامی بزرگواران در شرکت آتین معدن میدیا که در طول انجام این پروژه با در اختیار گذاشتن اطلاعات و راهنمایی های بدون چشم‌داشت ما را یاری نمودند نهایت تقدیر و تشکر را می نمایم.

منابع:

- [۱] عباغابی مهدی، ۱۳۹۷، ژئوشیمی، کانی شناسی و ژنز محدوده سرب و روی نثار، باختر خمین، استان مرکزی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، ۱۷۲ص.
- [۲] واعظی پور، م، ج.، نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ورچه با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۶۴.
- [۳] خلقی، م، ج.، ۱۳۸۲، اصلاح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش ورچه با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- [۴] علوی، ۱۹۶۷، تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ گلیپگان.
- [۵] آدابی، جمالیان، ۱۳۸۵، شناسایی ترکیب کانی‌شناسی اولیه و نحوه کانسارسازی در کربنات‌های معدن رباط (خمین - اراک).
- [۶] پیرنجم‌الدین، ح، راستاد، ا، محمودی، پ، ۱۳۹۳، جایگاه چینه‌ای افق‌های کانه‌زایی روی سرب و باریت در توالی کربناته کرتاسه‌زیرین منطقه معدنی رباط، حوضه - جنوب اراک، پهنه سنج سیرجان، سی و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران. درویش‌زاده، ع. ۱۳۷۰. زمین‌شناسی ایران، نشر دانش امروز، ۹۰۱ صفحه.
- [۷] فضلی، س.، شمعیان، ف.، شفیع، ب.، ۱۳۹۱. کانسارهای لایه‌کران روی و سرب با سنگ میزبان رسوبی عمارت و موچان: داده های جدید و برداشت‌هایی از چگونگی پیدایش، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره ۱(۶۷-۸۰).
- [۸] مهدوی، الف، رحیمی، ب. ۱۳۸۹. کانسارهای سرب و روی با میزبان کربناته در محور ملایر- اصفهان و ارتباط آنها با ساختارهای گسلی، کاربرد روش آنالیز فراکتالی، نخستین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، مشهد، دانشگاه فردوسی مشهد.

[9] Momenzadeh, M., 1976. Stratabound lead-zinc ores in the lower Cretaceous and Jurassic sediments in the Malayer-Esfahan district (west Central Iran), lithology, metal content, zonation and genesis, Unpublished PhD thesis, University of Heidelberg, 300 p.

[10] Daya, A. K., and Afzal, P., A comparative study of concentration-area (C-A) and spectrum-area (S-A) fractal models for separating geochemical anomalies in Shorabhazi region, NW Iran, Arabian Journal of Geosciences, 2015. 8263-8275.

[11] Hitzman, M.W., Reynolds, N.A., Sangster, D.F., Allen, C.R., Carman, C.E., 2003. Classification, Genesis, and Exploration Guides for Nonsulfide Zinc Deposits. Economic Geology, vol. 98, p. 685-714.

[12] Large, D., 2001. The geology of non-sulphide zinc deposits - An overview. Erzmetall, vol. 54, p. 264-276.

[13] Wilkinson Jamie J and Murray Hitzman, 2014, The Irish Zn-Pb Orefield: The View from 2014, Conference: Zinc 2010, At: Cork, Volume: Current Perspectives on Zinc Deposits

[14] Wilkinson Jamie J, 2013, Sediment-Hosted Zinc-Lead Mineralization: Processes and Perspectives, November 2013, DOI: [10.1016/B978-0-08-095975-7.01109-8](https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01109-8)



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



مطالعات سیالات درگیر معدن مس تپ مانتو کوشک بهرام، ایران مرکزی

مرجان جبلی*

دکتر، باشگاه پژوهشگران جوان و نخبگان، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران *

Jebeli_marjan@yahoo.com*

پیمان افضل

دانشیار بخش مهندسی نفت و معدن، واحد تهران جنوب، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

عضو هیات مدیره انجمن زمین‌شناسی ایران، تهران، ایران

P_afzal@azad.ac.ir

لیلی دانشورصائین

استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

daneshvar.saein@gmail.com

محمد لطفی

دانشیار، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال، ایران

m_lotfi_1014@yahoo.com

چکیده:

کانسار مس تپ مانتوکوشک بهرام، همراه رخساره های ولکانیکی ائوسن تا الیگومیوسن، در بخش میانی ایران مرکزی و در کمان ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته است. سنگ های اصلی منطقه شامل پیروکلاستیک توف، آندزیتیک توف و پیروکلاستیک آندزیت می باشد. بر اساس مطالعات میکروترمومتری سیالات درگیر، دمای همگن شدگی ۶۵ تا ۲۲۶ (با میانگین ۱۵۷،۵) درجه سانتی‌گراد و دامنه تغییرات شوری سیالات بین ۱۳،۹۹ تا ۳۰،۲۹ (با میانگین ۱۹،۲) درصد وزنی نمک طعام بدست آمد. ژرفای به دام افتادن سیال ها در این کانسار کمتر از ۲۰۰ متر و فشار کمتر از ۵۰ بار در تشکیل آن مؤثر بوده است، لذا این کانسار از نوع کانسارهای دماپایین و شوری کم تا متوسط است. بر اساس شواهد شوری و دما، کانسار مس مانتو کوشک بهرام بیشترین شباهت را با کانسار معدن بزرگ و کانسارهای ولکانیکی تپ مانتو شیلی دارد.

کلید واژه‌ها: سیالات درگیر، دمای همگن شدگی، معدن کوشک بهرام، مس تپ مانتو، ایران مرکزی.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Fluid inclusions studies of Kushk-e-Bahram manto type Cu deposit, central Iran

Marjan Jebeli*

Ph.D. Young Researchers and Elite Club, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran
Jebeli_marjan@yahoo.com

Peyman Afzal

Associate professor, Department of Mining Engineering, South Tehran Branch, Faculty of Engineering, Islamic Azad University, Tehran, Iran

Member of the Board of Directors of the Iranian Geological Society, Thran, Iran

P_afzal@azad.ac.ir

Lili Daneshvar Saein

Assistant professor, Department of Geology, Payame Noor University of Tehran, Iran

daneshvar.saein@gmail.com

Mohammad Lotfi

Associate professor, Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

m_lotfi_1014@yahoo.com

Abstract:

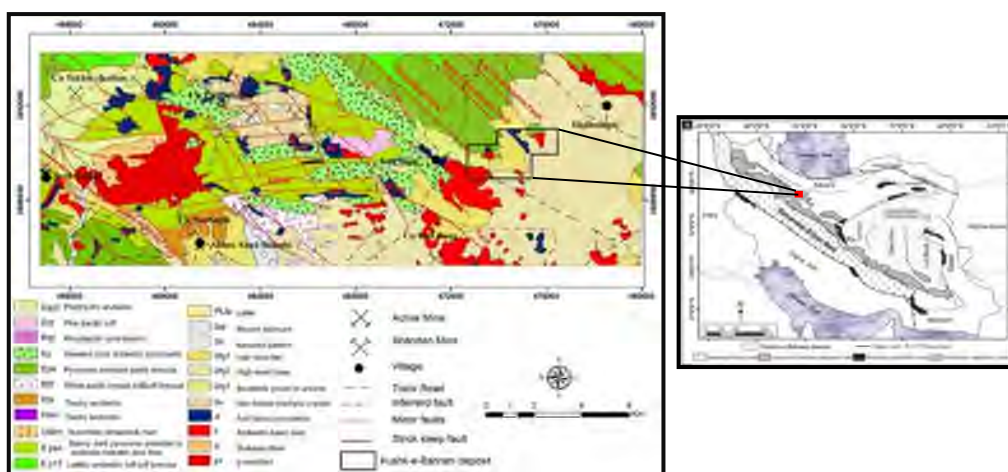
The Kushk-e-Bahram manto type Cu deposit is located in central Iran, within Eocene to Oligo–Miocene volcanic outcrops which are occurred in the central part of Uremia-Dokhtar Magmatic Arc (UDMA). Main rock types include pyroclastic tuff, andesitic tuff and pyroclastic andesite. Microthermometry of fluid inclusions for homogenization temperature showed a temperature range of 65-226⁰ C (157.5⁰ C in average) and a salinity range between 13.99-30.29 (19.2 in average) wt% NaCl. Vapor pressure of fluid is determined less than 50 and depth of the FIs trapping is lower than 200 m. Moreover, the FI studies in these deposits show that there are low pressure and low to moderate salinity. Based on salinity and Th values, the Kusk-e-Bahram copper deposit is similar to Madan Bozorg and Chile which are volcanic hosted Manto-type copper deposits.

Keywords: Fluid inclusions (FIs), homogenization temperature, Kushk-e-Bahram deposit, Manto type copper, Central Iran.



مقدمه :

کانسار مس تیپ مانتوکوشک بهرام، تقریباً در مرکز برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ زاویه قرار گرفته است که به لحاظ موقعیت زمین‌شناسی، در زون ایران مرکزی و در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته (شکل ۱) که شامل نهشته‌های مس پورفیری مانند سرچشمه، سونگون، میدوک، کهنک و دره زار [2],[5],[6],[18],[20],[4],[3] و مس‌های رگه‌ای تیپ مانتو به خصوص در قسمت میانی خود مانند خلخاب-نشوه، نارباغی، کوه پنگ و کوشک بهرام می‌باشد [10],[9],[1],[14],[8],[15]. سنگ‌های میزبان نمونه‌های مورد مطالعه، عمدتاً شامل سنگ‌های (آندزیت، تراکی آندزیت، ریولیت، توف‌های برشی و...) می‌باشند (شکل ۱). هدف از این پژوهش، مشخص کردن چگونگی شرایط تشکیل میانبارهای سیال مسوول کانه‌زایی در معدن کوشک بهرام است. میانبارهای سیال اطلاعات با ارزشی را در ارتباط با دما، فشار، چگالی و ترکیب سیال‌های مسئول کانه‌زایی بیان می‌کنند [13] [17]. مطالعات میانبارهای سیال روی ۵ نمونه دوبرصیقل صورت گرفت که کانی میزبان ۴ نمونه از میانبارهای سیال، کوارتز و فقط در ۱ نمونه، کلسیت می‌باشد. در مجموع، اندازه‌گیری‌های میکروترمومتری، بر روی ۴۳ میانبار سیال، انجام گرفت.



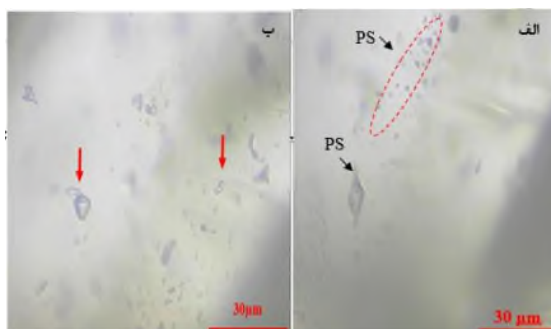
شکل ۱- موقعیت محدوده مورد مطالعه (کوشک بهرام) بر روی نقشه زون‌های ساختاری ایران (Stocklin, 1968)

روش تحقیق:

به منظور شناخت ماهیت فیزیکوشیمیایی سیالات کانه‌ساز و بررسی روند تغییرات دمایی در حین تشکیل کانسار کوشک بهرام و با توجه به شواهد صحرایی، از رگه‌های کوارتزی همراه با سولفید و کلسیت ها، 5 مقطع دوبرصیقل برداشت و در دانشگاه تربیت مدرس تهیه گردید و مطالعات میکروترمومتری در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به کمک استیج (THMS600 Stage)، گرم‌کننده و منجمد-کننده با مدل Linkam که بر روی میکروسکوپ Zeiss نصب است، صورت گرفت. دامنه حرارتی دستگاه، ۱۹۶- تا ۶۰۰+ درجه سانتی‌گراد است. دستگاه، مجهز به دو کنترل‌گر، گرمایش (TP94) و سرمایش (LNP)، مخزن ازت (جهت پمپ نیتروژن برای انجماد) و مخزن آب (جهت خنک کردن دستگاه در دمای بالا) بوده است. کالیبراسیون Stage در گرمایش، با دقت ± 0.6 درجه بوده که با نیترات سزیم (Cesium nitrate) و با نقطه ذوب ۴۱۴ درجه، صورت پذیرفت و در انجماد با دقت ± 0.2 درجه و با ماده استاندارد ان-هگزان (N-Hexane) با نقطه ذوب



۹۴/۳- درجه سانتی‌گراد انجام گرفت. خطای اندازه‌گیری دستگاه، در حد ± 0.1 درجه سانتی‌گراد می‌باشد. در مطالعات پتروگرافی نمونه‌های کوشک بهرام، سیالات درگیر اولیه (P)، ثانویه (S) و ثانویه کاذب (PS) شناسایی شدند. رگچه‌های کوارتز و کلسیت، به طور کلی، ضخامتی در حدود چند میلی‌متر دارند و فراوانی رگچه‌های کمتر از ۳ میلی‌متر، بیشتر است. این رگچه‌ها همراه با سولفیدهای مس نیمه وجه‌دار، مثل کالکوپیریت، کالکوسیت، دیژنیت و بورنیت، می‌باشند. در مطالعات مینرالوگرافی، به نظر می‌رسد، کالکوپیریت غالباً صورت اولیه از حاشیه، بلورهای کالکوسیت و دیژنیت را جانشین کرده است. همچنین سولفیدهای کالکوپیریت، بورنیت، کولیت و کالکوسیت به صورت افشان در زمینه نمونه نیز مشاهده می‌شود. مطالعات انجام شده، نشان داد حداقل ۳ تیپ میانبار سیال در کانسار کوشک بهرام، تشکیل شده است که عبارتند از: تک‌فاز غنی از مایع (L)، دوفازی غنی از مایع (L+V)، دوفازی غنی از گاز (V+L). میانبارهای تک‌فازی میله‌ای‌شکل، اغلب در امتداد سطوح رخ بلورهای کلسیت، مشاهده می‌شوند (جدول ۱). در نمونه‌های مورد مطالعه، فقط میانبارهای دوفازی غنی از مایع، برای مطالعات میکروتومتری مناسب و اندازه‌گیری‌ها بر روی آن‌ها انجام گرفت (شکل ۳). این میانبارها، اغلب به صورت منفرد و به مقدار کمتر، به صورت تجمعات چندتایی و نیز دنباله، مشاهده می‌گردد. آنکلیزیون‌ها در اندازه‌های ۵ میکرون تا ۲۰ میکرون، مشاهده شدند؛ اما سیالات با اندازه ۶ تا ۱۵ میکرون، بیشترین فراوانی را دارند.



شکل ۲-الف- انواع سیالات درگیر اولیه (P) و ثانویه کاذب (PS) موجود در منطقه کوشک بهرام، ب- میانبارهای دوفازی غنی از مایع

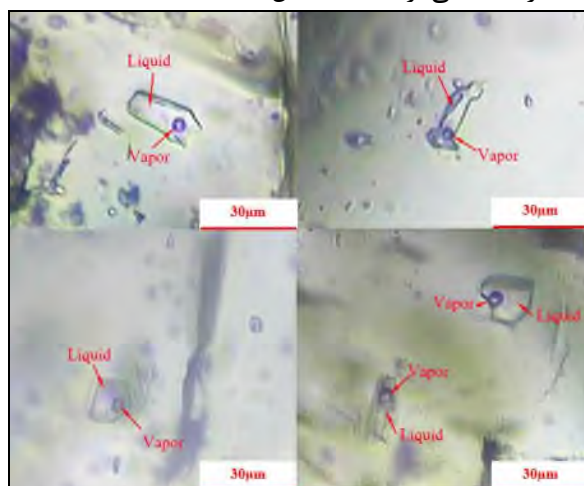
جدول ۱- نتایج میکروتومتری سیالات درگیر نمونه‌های بدراشت شده از معدن مس مانئو کوشک بهرام

Sample	KB 4-2	KB 6	KB 7-1	KB7-2	KB 10
Host minerals	Q	Cal	Q	Q	Q
Mode	L+V=L	L+V=L	L+V=L	L+V=L	L+V=L
Te (°C)	-60	-45	-60	-45
Tm _{ice} (°C)	-24.5	-19.32	30.38	10.45
Tm _{hydro} (°C)	-33	-27.75	47.25
Th (°C)	194	162.31	164.7	160.36	87.25
Salinity	5.01	8.82	7.22	14.44

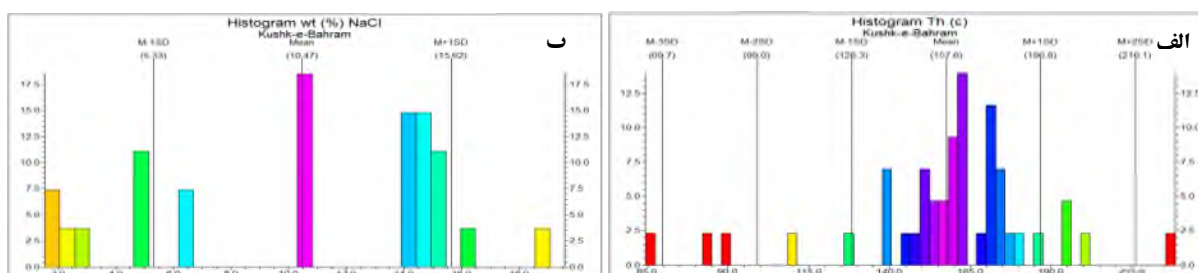
نمای یوتکتیک (TEu) اندازه‌گیری شده برای میانبارهای سیال، بین ۴۰- تا ۶۰- درجه سانتی‌گراد است. در این محدوده



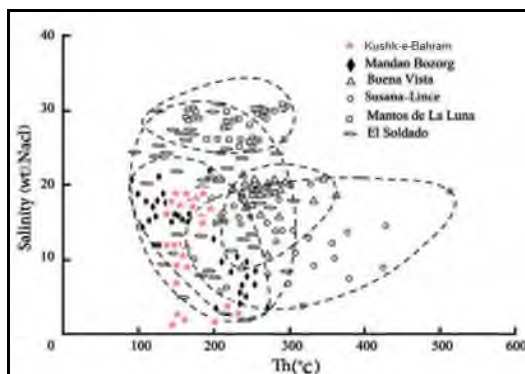
دمایی، میانبرهای سیال از فازهای یخ، هیدروهالیت و مایع تشکیل شده‌اند. برای محاسبه شوری، از دمای ذوب آخرین بلور یخ (Tmice)، استفاده می‌شود که در نمونه‌های مورد مطالعه Tmice، بین ۱۰- تا ۴۷- است. بر این اساس، شوری در کانسار کوشک بهرام، بین ۱۳,۹۹ تا ۳۰,۲۹ درصد وزنی نمک طعام است (شکل ۴). محدوده با شوری بالای ۲۸ درصد وزنی معادل نمک طعام، به دلیل حضور CaCl₂ در سیال رگچه‌های کلسیتی است. محدوده با شوری متوسط هم احتمالاً به دلیل اختلاط سیالات ماگمایی و سیالات جوی است و منطقه با شوری کم، نیز نقش پیرنگ سیالات جوی و رقیق شدن سیال گرمایی، را نشان می‌دهد. همگن شدن میانبرهای سیال در کانسار کوشک بهرام بین ۶۵ تا ۲۲۶ درجه سانتی‌گراد، با متوسط ۱۵۷,۵ می‌باشد که بیشترین فراوانی، مربوط به دماهای بین ۱۴۰ تا ۱۸۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۴).



شکل ۳- میانبرهای دوفازی (L+V) متشکل از فاز گاز (V) و مایع آبگین (L) در نمونه KB6 با بزرگنمایی ۸۰۰ برابر



شکل ۴- الف- هیستوگرام توزیع فراوانی درجه حرارت. ب- درصد شوری انکلوژیون های موجود در معدن کوشک بهرام



شکل ۵- نمودار مقایسه نقاط دما و شوری معدن کوشک بهرام (ستاره قرمز) با کانسار مانتو معدن بزرگ در ایران و کانسارهای تیپ مانتو شیلی [12],[11],[7],[19].

میانگین دامنه تغییرات دمایی تشکیل این کانسارها، از ۱۵۰ تا ۳۶۰ درجه سانتی‌گراد و دارای شرایط فشار پایین و نزدیک به منحنی جوشش است [12]. حتی شواهد جوشش در این کانسارها دیده شده است [12],[16]. دامنه تغییرات شوری این کانسارها، متغیر [12] از ۱/۵ تا ۶۲ درصد وزنی نمک طعامگزارش شده است [16]. در کانسار کوشک بهرام، شوری به طور متوسط ۱۹,۲ درصد وزنی نمک طعام می‌باشد و دمای همگن شدن در حدود ۱۸۵ تا ۲۲۶ و به طور متوسط ۱۵۷,۵ درجه سانتی‌گراد است. نزدیکی و همپوشانی آشکاری میان محدوده دما و شوری کانسار کوشک بهرام، با محدوده کانسار معدن بزرگ و برخی کانسارهای مانتو شیلی وجود دارد (شکل ۵).

نتیجه گیری :

در کانسار مس مانتوکوشک بهرام، دمای همگن شدن در حدود ۱۸۵ تا ۲۲۶ و به طور متوسط ۱۵۷,۵ درجه سانتی‌گراد است. با توجه به مطالعات میانبارهای سیال کانسار کوشک بهرام، عمق به دام افتادن سیالات در اعماق خیلی کم و نزدیک به سطح زمین تشکیل شده است؛ لذا این کانسار از نوع کانسارهای دماپایین و شوری کم تا متوسط است. در نمودارهای مربوط به دمای همگن شدگی و شوری سیال کانه ساز، دو دسته دیده می‌شود که یک دسته از داده‌ها دارای دمای بالاتر و شوری پایین‌تر و دسته دیگر دارای دمای پایین‌تر و شوری بالاتر هستند که می‌تواند نشان دهنده دو نوع سیال گرمایی باشد. ژرفای به دام افتادن سیال‌ها در این کانسار، کمتر از ۲۰۰ متر و فشار کمتر از ۳۰ بار در تشکیل آن مؤثر بوده است. بر اساس شواهد شوری و دما، کانسار مس مانتو کوشک بهرام بیشترین شباهت را با کانسار معدن بزرگ و کانسارهای ولکانیکی تیپ مانتو شیلی دارد.

سپاس‌گزاری

پژوهش حاضر با همکاری شرکت محترم معدنی حدیدگسترسیرجان به انجام رسیده است. نگارندگان از جناب آقای حسینی، مدیر محترم شرکت و آقایان مهدی تهامی و احسان حاج مولاعلی کمال تشکر را دارند.

منابع

[1] جبلی، م، افضل، پ، پورکرمانی، م، جعفری، راد، ع، تعیین مدل توصیفی کانسار مس کوشک بهرام (ایران مرکزی) با استفاده از داده‌های



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



ژئوشیمیایی، پتروگرافی، کانه‌نگاری و میکروترموتری، رساله دکتری، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال، ۱۳۹۶.

[2] Abdolmaleki M, Tabaei M, Fathianpour N, Gorte Ben GH (2017). Selecting optimum base wavelet for extracting spectral alteration features associated with porphyry copper mineralization using hyperspectral images. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 58: 134-144.

[3] Afzal, P., Fadakar Alghalandis, Y., Khakzad, A., Moarefvand, P., Rashidnejad Omran, N., Asadi Haroni, H., 2012. Application of power-spectrum evolume fractal method for detecting hypogene, supergene enrichment, leached and barren zones in Kahang Cu porphyry deposit, Central Iran. *J. Geochem Explor* 112, 131e138.

[4] Afshooni SZ, Mirnejad H, Esmaeily D, Asadi Haroni H (2013). Mineral chemistry of hydrothermal biotite from the Kahang porphyry copper deposit (NE Isfahan), Central Province of Iran. *Ore Geology Reviews* 54: 214-232.

[5] Alirezaei A, Arvin M, Dargahi S (2017). Adakite-like signature of porphyry granitoid stocks in the Meiduk and Parkam porphyry copper deposits, NE of Shahr-e-Babak, Kerman, Iran: Constrains on geochemistry. *Ore Geology Reviews* 88: 370-383.

[6] Beiranvand Pour A, Hashim M, Hydrothermal alteration mapping from Landsat-8 data, Sar Cheshmeh copper mining district, south-eastern Islamic Republic of Iran. *Journal of Taibah University for Science* 9: 155-166.

[7] Boric R, Holmgren C, Wilson NSF, Zentilli M (2002). The Geology of the El Soldado Manto Type Cu (Ag) Deposit, Central Chile. In Porter, T.M. (Ed.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*, PGC Publishing, Adelaide 2: 163-184.

[8] Fazli, N., Ghaderi, M. & Maghfouri, S., 2015. Eastern Narbaghi Manto type stratabound copper mineralization in Eocene volcano-sedimentary sequence, northeast Saveh. [In:] *Iran 33th National Geosciences Symposium*, 10.

[9] Jebeli, M., Afzal, P., Pourkermani, M., Jafarirad, A., 2018. Correlation between rock types and Copper mineralization using fractal modeling in Kushk-e-Bahram deposit, Central Iran. *Geopersia* 8 (1), 131-141.

[10] Jebeli, M., Afzal, P., Pourkermani, M., Jafarirad, A., 2020. Fluid inclusion characteristics of the Cenozoic volcanic-hosted Kushk-e-Bahram manto type Cu deposit, central Iran. *Geologos* 26, 2 (2020): 127-137.

[11] Kojima S, Astudillo J, Rojo J, Trista´ D, Hayashi K (2003). Ore mineralogy, fluid inclusion, and stable isotopic characteristics of stratiform copper deposits in the coastal Cordillera of northern Chile. *Mineralium Deposita* 38: 208-216.

[12] Kojima S, Trista-Aguilera D, Hayashi K (2008). Genetic Aspects of the Manto-type Copper Deposits Based on Geochemical Studies of North Chilean Deposits. *Resource Geology* 59(1): 87-98.

[13] Pirajno, F., 1992- *Hydrothermal mineral deposits*. Springer-Verlag, 709 p. Pirajno, F., 2009- *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer, Geological Survey of Western Australia, Perth, WA, Australia, 1273 p.

[14] Rajabpour, Sh., Jiang, Sh., Lehmann, B., Abedini, A., Gregory, D., 2018. Fluid inclusion and O-H-C isotopic constraints on the origin and evolution of ore-forming fluids of the Cenozoic volcanic-hosted Kuh-Pang copper deposit, Central Iran *Ore Geology Reviews*, Volume 94, 277-289.

[15] Rezaei Kahkhaei M, Galindo C, Pankhurst RJ, Esmaeily D (2011). Magmatic differentiation in the calc-alkaline Khalkhab-Neshveh pluton, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 42: 499-514.

[16] Ramirez, L.E., Palacios, C., Townley, B., Parada, M.A., Sial, A.N., Fernandez-Turiel, J.L., Gimeno, D., Garcia-Valles, M. & Lehmann, B., 2006. The Mantos Blancos copper deposit: an upper Jurassic breccia-style hydrothermal system in the coastal range of northern Chile. *Mineralium Deposita* 41, 246-258.

[17] Roedder, E., 1984- *Fluid Inclusions*, *Reviews in Mineralogy* 12. Mineralogical Society of America, 646 p.

[18] Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews* 70, 323-345.

[19] Salehi L, Rasa I (2016). Sulfur Isotopic Characteristics of the Chalcocite in Madan Bozorg Cu Deposits, Abbas Abad, NE Iran, 34th National and the 2nd International Geosciences Congress, Tehran, Iran.

[20] Soltani F, Afzal P, Asghari O (2014). Delineation of alteration zones based on Sequential Gaussian Simulation and concentration-volume fractal modeling in the hypogene zone of Sungun copper deposit, NW Iran. *Journal of Geochemical Exploration* 140: 64-76.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



کانه زایی و عوامل کنترل کننده مربوطه در سری ریزو منطقه انجیراوند اردکان (استان یزد - ایران)

مریم مرادی*

کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی ایران

Moradimaryam700@gmail.com

نیما بنار

کارشناسی ارشد پژوهشکده علوم زمین سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی ایران

Nima.banar@gmail.com

میثم شفائی

کارشناسی دانشگاه صنعتی شاهرود

Meysam.shafaie@gmail.com

چکیده

این نوشتار تحقیقی پیرامون کانه زایی و عوامل کنترل کننده مربوطه در سری ریزو منطقه انجیراوند (شمال شرق اردکان یزد) می باشد. هدف از این تحقیق بررسی واپاشی هایی که میتواند منجر به وجود طلا به عنوان دانه باقی مانده از واپاشی پیریت باشد و همچنین بررسی دگرسانی های موجود در منطقه که می تواند بر تیپ کانی زایی اپی ترمال دلالت کند. برای این منظور ابتدا اقدام به بازدید صحرایی و برداشت نمونه های لیتوژئوشیمیایی گردید. نمونه ها به روش ICP و XRF و XRD و تجزیه شیمیایی مورد آنالیز قرار گرفته و دقت آنالیز دستگاهی بررسی گردید و نتایج حاصل از آنالیز نمونه های ژئوشیمیایی مورد پردازش های آماری قرار گرفت. در فاز کنترل آنومالی های ژئوشیمیایی به دست آمده با مطالعات کانی شناسی و زمین شناسی اقتصادی (مشاهدات صحرایی، مطالعات مقاطع صیقلی و نازک تهیه شده از زون های مینرالیزه و همچنین آنالیز نمونه های برداشت شده از این زون ها) بررسی و تلفیق شدند و پس از تلفیق نتایج حاصل از این مطالعات مناطق امید بخش معرفی گردیدند.

کلمات کلیدی: سری ریزو - کانه زایی - دگرسانی - اپی ترمال - طلا - پرکامبرین - انجیراوند



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



**Mineralization and related control factors in Rizo series of Anjiravand Ardakan region
(Yazd Province - Iran)**

Maryam moradi*

Master of Economic Geology, Research Institute for Earth Sciences of Iran
moradimaryam700@gmail.com

Nima banar

Master of Economic Geology, Research Institute for Earth Sciences of Iran
Nima.banar@gmail.com

Meysam Shafaie

Bachelor of Shahroud University of Technology
Meysam.shafaie@gmail.com

Abstract

This is a research paper on mineralization and related control factors in the Anjiravand Rhizome series (northeast of Ardakan, Yazd). The purpose of this study was to investigate the decays that could lead to the presence of pupae as grains left over from pyrite decay and also to investigate the alterations in the area that could indicate the type of epithermal mineralization. For this purpose, first a field visit and collection of lithochemical samples were performed. The samples were analyzed by ICP, XRF and XRD methods and chemical analysis and the accuracy of instrumental analysis was evaluated and the results of the analysis of geochemical samples were statistically processed. In the control phase, the obtained geochemical anomalies were studied and combined with mineralogical and geological economic studies (field observations, studies of polished and thin sections prepared from mineralized zones as well as analysis of samples taken from these zones) and then By combining the results of these studies, promising areas were introduced.

Keywords: Rizzo series - Mineralization - Alteration - Epithermal - Gold - Precambrian - Angiravand



۱. مقدمه

بخش خاوری چهار گوش اردکان شامل منطقه ساغند می‌باشد که قسمتی از واحد زمین‌شناسی ایران مرکزی است. سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین بیشتر سطح این بخش را تشکیل می‌دهد. خاستگاه اکثر این سنگ‌های دگرگونی، آواری آتشفشانی، آتشفشانی، آواری و رسی بوده که در زمان پرکامبرین تحت تأثیر دو فاز مهم دگرگونی ناحیه ای قرار گرفته است و دگرگون و گرانیتی شده است، پس از آن توده‌های گابرویی تا گرانیتی در آنها نفوذ کرده و بالاخره قبل از اینفراکامبرین بعثت جنبش‌های کوهزایی (بایکالی) (چین خورده و برآمدگی‌هایی را تشکیل می‌دهد. در این محدوده از چهارگوش سنگ‌های پائوزوئیک شناخته شده محدود به نهشته‌های پرمین با رخساره‌های قاره‌ای در قاعده و دریایی در قسمت فوقانی می‌باشد. این نهشته در حوضه مرکزی منطقه ساغند بر روی سنگ‌های دگرگون قدیمی تر (پرکامبرین) واقعند و به نظر می‌رسد که پیشروی دریای پرمین پیامد جنبش‌های هرسینی بوده است.

سنگ‌های آذرین منطقه انجیراوند به سن اواخر (پرکامبرین-اوایل کامبرین) وندین عمدتاً شامل ریولیت، گرانیت‌های ساب و لکانیک، دایک‌های دولریتی و ندرتا گدازه‌های بازیک می‌باشند. این سنگ‌ها که از لحاظ ترکیب سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی تنوع چندانی ندارند، صرفاً در دو قلمرو اسیدی و بازی قرار می‌گیرند و ماهیت بایمودال از خود نشان نمی‌دهند.

سنگ‌های بازیک منطقه با ترکیب آلکالن منشا گوشته‌ای دارند و در قلمرو ماگماهای بازالتی درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند در حالی که سنگ‌های اسیدی همسن آنها از نوع کالک آلکالن بوده و از ذوب بخشی پوسته‌ی قاره‌ای به وجود آمده‌اند. بخش‌های گرانیتی این مجموعه‌ی اسیدی از نوع گرانیت‌های غیر کوهزایی نوع A مرتبط با ریفت می‌باشند. از آنجایی که ماهیت بایمودال ماگماتیسم در منطقه حاکی از شکل‌گیری سنگ‌ها در محیط ریفت درون قاره‌ای است، لذا تصور می‌شود که در مراحل اولیه ریفت زایی، به دنبال کشش و بالا آمدگی لیتوسفر، ابتدا دیاپیرهای بازیک آلکالن از گوشته منشعب و در قاعده بخش‌های زیرین پوسته قاره‌ای مستقر شده‌اند و سپس به دلیل افزایش شار حرارتی در اطراف دیاپیرهای مزبور، ماگماهای اسیدی از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته ایجاد و بر فراز دیاپیر بازیک مستقر شده‌اند.

در بخش جنوبی و جنوب غرب این منطقه رخنمون‌های گرانیت G2 و reI را مشاهده نمودیم که به ترتیب شامل گرانیت تیپ زیرگان و کوارتز پورفیر از سری ریزو است که سری ریزو بسیار شبیه تیپ زیرگان است با این تفاوت که جوان تر است.

رخنمون‌های سنگی محدوده اکتشافی انجیراوند بخش کوچکی از شمال خاوری ورقه شهر اردکان را شامل می‌شود (شکل ۲-۳)

بخش عمده‌ای از این محدوده به وسیله سنگ‌های ریولیت، گرانیت‌های ساب و لکانیک، دایک‌های دولریتی و ندرتاً گدازه‌های بازیک می‌باشند. آلتراسیون سریسیتی و کلریتی بیشتر این ناحیه را تحت تأثیر قرار داده است.

از نظر چینه‌شناسی قدیمی‌ترین سنگ‌های موجود در منطقه مورد مطالعه شامل سنگ‌های رسوبی اندک دگرگون شده و مجموعه آتشفشانی و گرانیتوئیدهایی است که از لحاظ لیتولوژی و موقعیت چینه‌شناسی بسیار شبیه سنگ‌های سری ریزو

می‌باشند. (Huckriede, et al, 1977)



این مجموعه سنگها با کنتاکت تدریجی در زیر دولومیت‌های چرت‌دار سلطانیه قرار گرفته‌اند بنابراین باید این مجموعه سنگ‌های فوق را به وندین محدود دانست.

۲. موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در ۲۵ کیلومتری شمال شرق اردکان واقع شده است این منطقه بخش کوچکی از زون پرتکاپوی ایران مرکزی است و به نظر میرسد که ماگماتیسم این منطقه محصول فعالیت‌های ماگمایی بعد از کوهزایی کاتانگایی می‌باشد.

عمده‌ترین سنگ‌های مورد مطالعه شامل گرانیت‌های ساب و لکانیک، ریولیت‌ها، کوارتز پورفیرها و دایک‌های دولریتی است. علاوه بر این در جنوب این منطقه کوه‌های مرتفعی از واحد‌های پیروکلاستیک و طبقات رسوبی پرکامبرین پسین-کامبرین زیرین دیده می‌شود که با کنتاکت تدریجی بر روی مجموعه سنگ‌های ساب و لکانیک و آتشفشانی فوق‌الذکر قرار گرفته‌اند.

۳. زمین‌شناسی منطقه

۱-۳. زمین‌شناسی ساختمانی منطقه

از نظر تقسیمات زمین‌شناسی، منطقه مورد مطالعه بخش کوچکی از زون پرتکاپو و گسترده ایران مرکزی (اشتوکلین ۱۹۶۸، نبوی ۱۳۵۵) را تشکیل می‌دهد. این زون که به شکل مثلثی در مرکز ایران، و در بین دو نوار کوهزایی پالئوتتیس (در شمال) و نئوتتیس (در جنوب) قرار گرفته (بولن ۱۹۹۱) حوادث و رویدادهای متعددی را پشت سر نهاده و بارها دستخوش دگرگونی، کوهزایی، ماگماتیسم و چین‌خوردگی شده است. بازسازی‌های پالئوژئوگرافی و پالئومانیسم نشان می‌دهد که خرد قاره ایران مرکزی تا قبل از بازشدگی نئوتتیس، بخشی از ابر قاره گندوانا بوده است و در حاشیه شمالی آن قرار داشته است (اشتوکلین، ۱۹۷۴، ۱۹۷۳، ۱۹۶۸، بیکرو و همکاران ۱۹۷۳، فورستر ۱۹۷۶، ۱۹۷۴، اشمیت و سوفل ۱۹۸۳) خرد قاره مزبور را از تریاس در خلاف جهت عقربه‌های ساعت چرخیده است، این چرخش از تریاس پسین تا ژوراسیک حدود ۶۵ درجه، از ژوراسیک تا کرتاسه حدود ۳۵ درجه و در طی سنوزوئیک حدود ۳۵ درجه بوده است. به طوری که کل چرخش ایران مرکزی نسبت به اوراسیا حدود ۱۳۵ درجه برآورد شده است (اشمیت و سوفل ۱۹۸۳، بولن ۱۹۹۱). به اعتقاد بولن (۱۹۹۱) تا قبل از چرخش ایران مرکزی، بلوک لوت در حاشیه جنوبی این خرد قاره و در امتداد کمربند نئوتتیس قرار داشته، در حالیکه سرزمین نائین- یزد در بخش شمالی این خرد قاره و در کمربند پائوتتیس واقع بوده است. قدیمی‌ترین حرکات شناخته شده این، زون مربوط به جنبش‌های پرکامبرین می‌باشد.

۲-۳. ماگماتیسم

به طور کلی حرکات سیمین پشین و پسین در ایران مرکزی علاوه بر دگرگونی ماگماتیسم عمده‌ای را در برداشته است که هر کدام باعث ایجاد توده‌های نفوذی مهمی شده‌اند. در چهار گوش اردکان، مهمترین توده نفوذی که معلول حرکات سیمین پسین می‌باشد، گرانیت اسماعیل آباد است که در منطقه ساغند رسوبات پرمین را قطع کرده است.



مطالعات دقیق سن سنجی نشان داده است که این توده طی حرکات سیمین پسین در زمان ژوراسیک بالایی تشکیل شده است. در دوره ژوراسیک، ماگماتیسم نسبت به دگرگونی از اهمیت بیشتری برخوردار بوده زیرا از یک طرف درجه دگرگونی ضعیف بوده و گسترش زیاد ندارند و از طرف دیگر فعالیت ماگمایی در طی ژوراسیک در بسیاری از نقاط، از جمله ایران مرکزی به صورت بازالت و ملافیر ظاهر شده است.

به علاوه در اواسط این دوره توده‌های نفوذی نسبتاً مهمی به وجود آمده که از جمله می‌توان به گرانیت شیرکوه (جنوب غرب یزد) و سرخ کوه (شمال خور و بیابانک) اشاره کرد. ضمناً مطالعاتی که توسط کنعانیان (۱۳۷۱) انجام گرفته نشان می‌دهد که مونوزوگرانیت توت بدون شک مربوط به بعد از پالئوزویک است در حالی که حقی پور (۱۹۷۷) این گرانیت را مشابه گرانیت زیرگان در نظر گرفته‌اند. این توده نفوذی به صورت یک استوک نسبتاً و به قطر حدود ۱۰ کیلومتر در امتداد محور یک تاقدیس در طبقات چین خورده پالئوزویک تزریق شده و سنگ‌های حاشیه خود را کمی دگرگون کرده است کنعانیان (۱۳۷۱). از جمله توده‌های نفوذی دیگر منطقه گرانیت زرین است که رسوبات شمشک را قطع کرده است و نشان دهنده حرکات سیمین پسین است.

4. دگرسانی در محدوده مورد مطالعه

در محدوده اکتشافی که مربوط به زمان اواخر پرکامبرین-اوایل کامبرین (وندین) می‌باشد که در اثر فرآیند دگرسانی قرار گرفته‌اند و تغییر ماهیت داده‌اند. مهم‌ترین محصولات دگرسانی گرمابی در محدوده مورد مطالعه عبارتند از:

سیلیس، کانی‌های رسی، سریسیت، کلریت، آلکالی فلدسپات و اکسیدهای آهن.

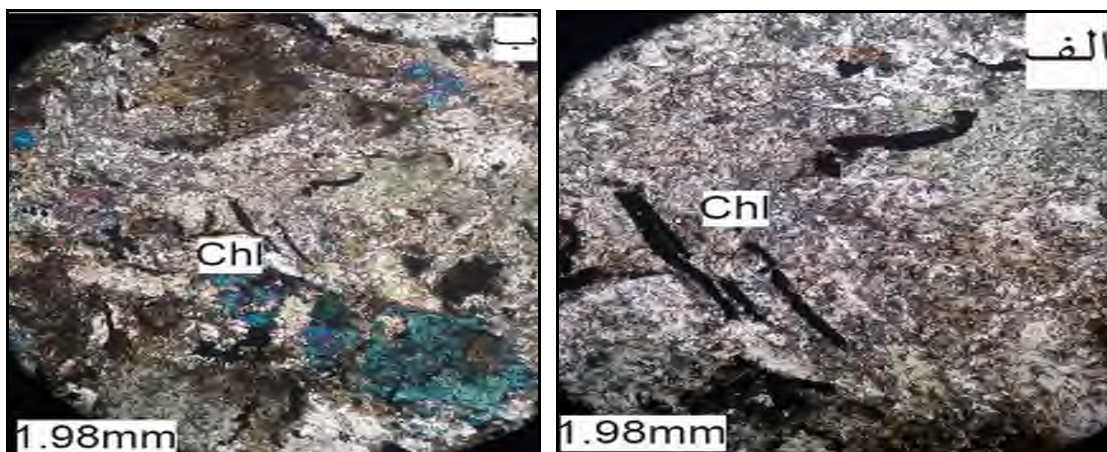
در نمونه شماره ۱ که گرانیتی می‌باشد که ادامه این سنگ به طرف غرب به یک دایک می‌رسد و نشانه‌هایی از دگرسانی‌ها شامل دگرسانی سریسیتی (الف شکل ۳-۴) و کلریتی (ب شکل ۳-۴) می‌باشد که در این بخش از توده گرانیتی صورت گرفته است همچنین دارای دگرسانی آپاسیتی شدن به دلیل وجود کانی‌های آپک مشاهده شده است.



شکل ۳-۴ (نمونه شماره ۱) بلورهای پلاژیوکلاز نیمه شکل دار تا بی شکل که به شدت سریسیتی شده (الف) و به طور شاخص در سطح مقطع نمایان است که شاخص دگرسانی سریسیتی (دانه‌های زرد رنگ) در سطح مقطع می‌باشد ضمن اینکه بیوتیت‌های قهوه‌ای رنگ تبدیل به کلریت‌های آبی رنگ شده (ب) و شاخص دگرسانی کلریتی می‌باشد (بلورهای آبی رنگ در سطح مقطع).



شکل ۴-۴ (نمونه شماره ۲) بلورهای کوارتز و پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالن و حاوی تعدادی بیوتیت که تبدیل به کلریت‌های آبی رنگ شده است (ب) و همچنین پلاژیوکلازهای سریسیتی در آن مشاهده می‌شود (الف) که نشانگر دگرسانی سریسیتی می‌باشند.



شکل ۴-۵ (نمونه شماره ۳) تبدیل فلدسپات‌های آلکالن در زمینه به کلریت‌های آبی رنگ را نشان می‌دهد که نشانگر دگرسانی کلریتی در نمونه مورد مطالعه می‌باشد. نور پلاریزه (سمت راست)، نور با آنالیزور (سمت چپ).

با توجه به شواهد صحرایی و آزمایشگاهی دگرسانی اصلی مرتبط با کانی سازی در محدوده مورد مطالعه شباهت قابل توجهی با دگرسانی اسید-سولفات ذخایر طلای اپی ترمال دارد، دگرسانی اسید سولفات زیر شاخه ای از دگرسانی آرژیلیک پیشرفته محسوب می‌شود و به واسطه حضور کائولینیت در مجموعه آلونیت + کائولینیت + کوارتز + پیریت از آن متمایز می‌گردد (مایر و هملی، ۱۹۶۷). ظهور این نوع دگرسانی بیانگر شرایط PH بسیار پایین و اکسیدان کافی می‌باشد به طور کلی H₂SO₄ مورد نیاز جهت این نوع دگرسانی، ممکن است توسط مکانیسم‌های مختلف در محیط‌های زیر که نهشته‌های معدنی در آن جای گرفته‌اند (شکل ۴-۹) تشکیل گردد:

۱ - محیط هیدروترمال ماگماتیکی (Magmatic hydrothermal environment)

۲- محیط گرم شده با بخار (Steam-heated environment)

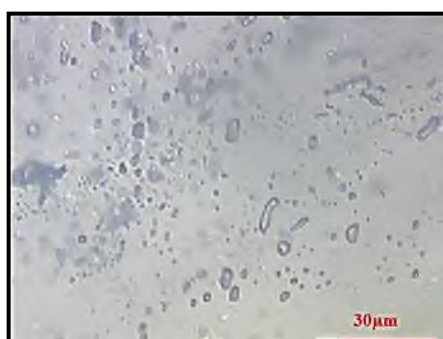


۳- محیط سوپرژن (Supergene environment)

۴. سیالات درگیر

از بررسی نتایج به دست آمده از نمودارها و تجزیه و تحلیل آنها پی به مطالب زیر می‌بریم:

- ۱- درجه پرشدگی (Degree of fill) سیالات درگیر از ۰/۷ تا ۰/۸۵ می‌باشد.
 - ۲- دمای همگن شدن (TH-Temperature of homogenization) سیالات درگیر محدوده بین (۱۰۵ تا ۲۱۰) درجه سانتی‌گراد است.
 - ۳- اولین دمای ذوب یخ (Fiest freezing temperature) سیالات درگیر در محدوده (۲۰- تا ۲۵-) درجه سانتی‌گراد است.
 - ۴- دمای ذوب آخرین یخ سیالات درگیر (Tm، در محدوده (۲۱- تا ۸-) درجه سانتی‌گراد) می‌باشد.
 - ۵- درجه شوری سیالات درگیر بر حسب درصد وزنی نمک طعام (Salinity in NaCl wt% equivalent)، اغلب از ۱۱/۷۰ تا ۲۳/۰۵ درصد متغیر می‌باشد.
 - ۶- چگالی سیالات اغلب ۰/۹۷۶ تا ۱/۰۵ گرم بر سانتیمتر مکعب می‌باشد.
 - ۷- عمق تأثیر سیالات در زیر سطح ایستابی (H، در محدوده ۱۹۰ تا ۲۰۵ متر) می‌باشد.
 - ۸- فشار P سیالات در محدوده (۱۰۹ تا ۲۰۱ Bar) متغیر می‌باشد.
 - ۹- تغییرات میزان شوری سیالات درگیر در محدوده مورد مطالعه مبین آن است که این سیالات می‌توانند در اثر فرآیند اختلاط مایعات با یکدیگر باشند، لذا پدیده Mixing می‌تواند در نهشته شدن ماده معدنی از سیال کانه‌دار نقش داشته باشد (عظیمی، ۱۹۸۶).
- به ضمیمه جدول (۵-۱).



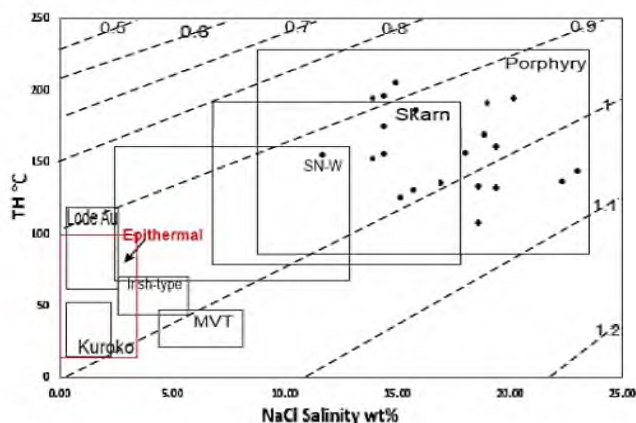
شکل ۵-۵ میانبارهای سیال دو فازی غنی از مایع با شکل نیمه شکل دار (سمت راست) - میانبارهای تک فاز گاز (سمت چپ)



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۵-۱۰ تعیین ژنز کانسار بر اساس دمای همگن شدن-شوری سیالات درگیر (Wilkinson, 2001).

جدول ۵-۱ نتایج به دست آمده از میانبرهای سیال

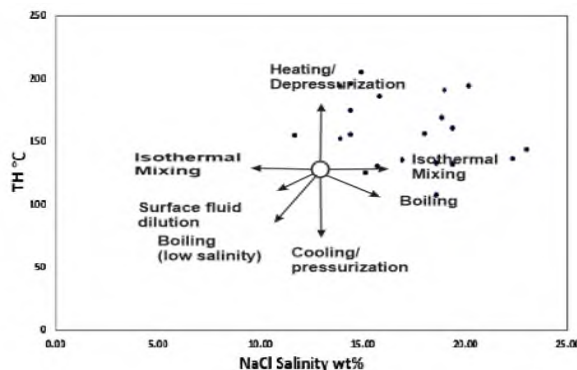
N	Size (m)	type	Origin	Tmice	NaCl	TH	Depth (m)	Density (g/cm ³)	Pressure (Bar)
				(oC)	(%wt)	(oC)			
11	11	L+V		-16	19.45	131	130	1.076	137.17
12	6	L+V		-15	18.63	132	130	1.069	136.33
13	8	L+V		-20	22.38	136	135	1.096	145.083
14	13	L+V		-15.3	18.88	168	160	1.042	163.433
15	10	L+V		-17	20.22	194	200	1.029	201.857
16	7	L+V		-21	23.05	143	122	1.096	131.105
17	11	L+V		-15	18.63	107	105	1.088	112.03
18	18	L+V		-16	19.45	160	115	1.053	118.75
19	7	L+V		-15.5	19.05	190	160	1.023	160.554
20	12	L+V	Primary	-10	13.94	194	198	0.979	190.042
21	9	L+V		-10.5	14.46	174	150	1.002	147.338
22	10	L+V		-11.2	15.17	125	110	1.048	113.072
23	10	L+V		-11.8	15.76	130	115	1.049	118.28
24	8	L+V		-13.1	16.99	135	115	1.054	118.85
25	11	L+V		-11.9	15.86	185	192	1.002	188.741
26	9	L+V		-11	14.97	205	205	0.976	196.246
27	8	L+V		-10.5	14.46	195	200	0.982	192.582
28	16	L+V		-8	11.7	154	115	0.999	112.616
29	9	L+V		-14.3	18.04	156	116	1.045	118.905
30	8	L+V		-10.5	14.46	155	115	1.018	114.953
31	7	L+V		-10	13.94	152	110	1.017	109.707



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۵-۱۱ مدل شماتیک برای نشان دادن روند های حاصله از فرآیندهای مختلفی که دما و شوری یک سیال درگیر را تحت تأثیر قرار می‌دهند (Wilkinson, 2001).

۵. ژئوشیمی

به منظور انجام مطالعات پترولوژیکی بر روی واحدهای آذرین محدوده مورد مطالعه تعداد ۸ نمونه از سنگ‌های آذرین نفوذی جهت آنالیز XRF به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ارسال شد. لازم به ذکر است با توجه به فعالیت محلول-های گرمایی و پدیده کانی‌سازی و دگرسانی سعی شد تا نمونه‌های انتخابی دارای سطوح تازه و فاقد دگرسانی باشند و سپس نتایج حاصله پردازش و به صورت نمودارهای مختلف براساس ویژگی‌های پترولوژیکی سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی محدوده مورد بررسی قرار گرفت. همچنین تعداد ۱۷ نمونه از سنگ دگرگونی جهت آنالیز XRF به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی ارسال شده و نتایج حاصله مورد بررسی قرار گرفته است.

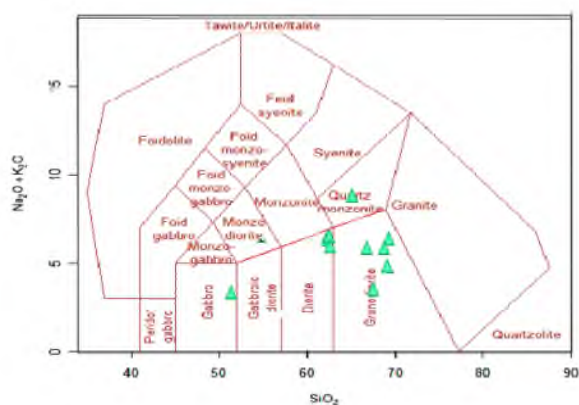
جدول ۶-۱ نتایج آنالیز XRF (MAGIX-PRO) نمونه‌های سنگی منطقه از آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

S.N	SiO2%	Al2O3%	Fe2O3%	FeO%	Mgo%	CaO%	Na2O%	K2O%	MnO%	TiO2%	P2O5%	SrO%	BaO%	SO3%	L.O.I	Total
DBM2	64.4	14.3	7.4	2.7	1.1	4.1	3	3.8	<1	0.6	0.2	<1	0.8	0.5	2.1	99.53
DBM3	42.4	13.5	19.47	8.42	5	10.2	2.6	1.1	0.3	3.6	0.5	<1	0.5	0.25	16	99.96
DBM4	65.1	15.4	6.57	2.34	1.7	2.8	3.9	3.1	<1	0.6	0.2	<1	0.4	0.25	17	99.85
DBM5	65.3	15.1	1.19	2.21	1.2	3.9	4.1	2.3	<1	0.6	0.2	<1	0.5	0.25	2.1	99.81
DBM7	78.9	12.7	7.9	0.18	0.5	0.6	6.1	<1	<1	0.1	<1	<1	0.5	0.25	0.5	99.77
DBM8	78.5	9.4	0.63	1.98	<1	0.5	4.5	<1	<1	<1	<1	<1	0.5	3.25	15	99.9
DBM9	75.3	9.7	1.18	1.94	<1	1.4	2.1	1.8	<1	<1	<1	<1	0.5	6	2.9	99.95
DBM10	80.8	9.8	1.96	1.13	<1	0.1	4.5	<1	<1	<1	<1	<1	0.6	2.5	1	99.9
DBM12	70.4	18.7	4.75	0.54	<1	0.3	8.6	<1	<1	0.2	<1	<1	0.8	0.25	0.3	99.81
DBM14	83.6	7.1	1.79	13.05	<1	0.3	3.2	0.5	<1	<1	<1	<1	0.6	2.5	12	99.93
DBM19	73.8	14.6	1.91	0.49	2	0.7	6	0.3	0.4	0.2	0.4	<1	0.5	0.1	1	99.21
DBM20	77.8	13	10.61	0.27	0.4	0.9	5.8	0.5	<1	0.2	<1	<1	0.5	0.25	0.5	99.3
DBM21	9.4	0.5	5.79	22.54	4.6	<1	<1	<1	0.3	0.31	<1	0.1	0.5	0.25	11	99.85
DBM22	16.6	0.2	9.06	6.25	8.6	0.1	<1	<1	0.4	0.2	<1	0.2	0.5	0.3	5.5	99.67
DBM28	23.4	0.6	10.55	13.84	<1	<1	<1	<1	<1	0.32	<1	0.2	5.4	3	1	99.55
DBM29	11	5.7	6.81	2.9	0.9	1.2	<1	6.14	0.3	0.2	<1	0.2	3.8	2	2.8	99.46

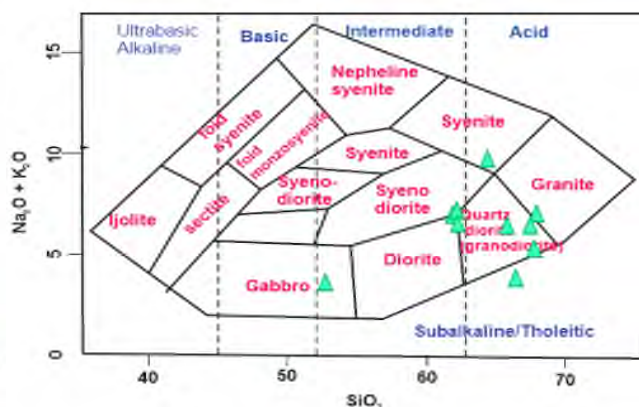


به منظور انجام مطالعات پترولوژیکی بر روی واحدهای آذرین محدوده مورد مطالعه تعداد ۸ نمونه از سنگ‌های آذرین نفوذی جهت آنالیز XRF به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ارسال شد. لازم به ذکر است با توجه به فعالیت محلول-های گرمایی و پدیده کانی‌سازی و دگرسانی سعی شد تا نمونه‌های انتخابی دارای سطوح تازه و فاقد دگرسانی باشند و سپس نتایج حاصله پردازش و به صورت نمودارهای مختلف براساس ویژگی‌های پترولوژیکی سنگ‌های نفوذی و آتشفشانی محدوده مورد بررسی قرار گرفت. همچنین تعداد ۱۷ نمونه از سنگ دگرگونی جهت آنالیز XRF به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی ارسال شده و نتایج حاصله مورد بررسی قرار گرفته است.

سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، از ۱۶ نمونه مورد بررسی ۱۱ نمونه SiO_2 بالاتر از ۶۳ درصد داشته و در محدوده اسیدی واقع می‌شوند و ۵ نمونه کمتر از ۴۵ درصد SiO_2 داشته و در محدوده‌ی اترابازیک قرار می‌گیرند. در ادامه با استفاده از نتایج بدست آمده از تجزیه شیمیایی سنگ‌های مورد مطالعه، رده‌بندی‌های دقیق‌تری معرفی گردیده است. در نامگذاری شیمیایی سنگ‌ها از نمودارهای مختلفی استفاده شده است که اغلب آن‌ها براساس نسبت SiO_2 به $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ استوار هستند. مهم‌ترین عامل اختلاف در نامگذاری نمونه‌ها به طریق پتروگرافی و شیمیایی، ترکیب خمیره سنگ است که بعضاً با ترکیب فنوکریست‌ها تفاوت‌های اساسی داشته در این موارد نام نمونه بیش‌ترین اختلاف را خواهد داشت. در مواردی که ترکیب خمیره با فنوکریست‌ها مشابه می‌باشد بیش‌ترین اشتراک در نامگذاری مشاهده می‌گردد. ضمن اینکه اساس نمودارها نیز تفاوت‌هایی با یکدیگر داشته و همین موضوع سبب تعیین نام‌های بعضاً متفاوت برای یک نمونه در نمودارهای متفاوت می‌شود.



نمودار ۲-۶ طبقه‌بندی زمین‌شیمی و نامگذاری سنگ‌های نفوذی با استفاده از نمودار مجموع قلیایی در مقابل سیلیس Middlemost (1985)



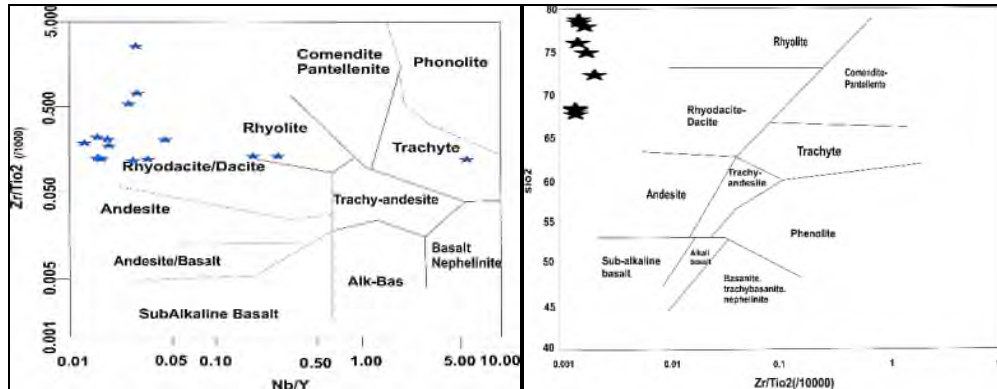
نمودار ۱-۶ رده‌بندی سنگ‌های نفوذی منطقه با استفاده از نمودار مجموع قلیایی در مقابل سیلیس (Cox et al, 1979)



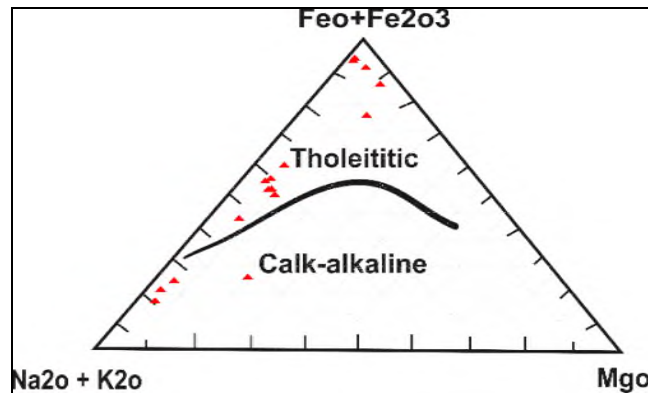
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

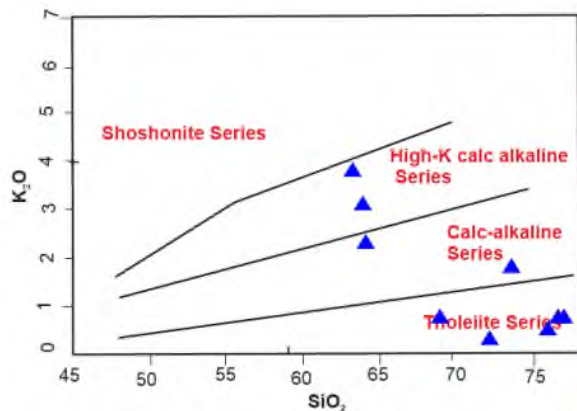
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



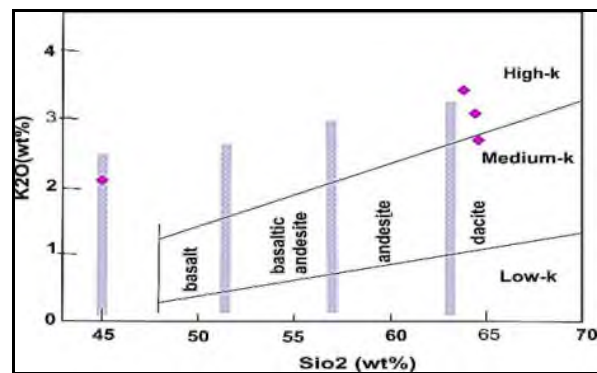
نمودار ۵-۶ و ۶-۶ (راست و چپ) رده بندی سنگ‌های آتشفشانی (اقتباس از وینچستر و فلوید ۱۹۷۷).



نمودار ۶-۹ نمودار AFM برای تفکیک توده های نفوذی سری‌های کلسیمی-قلیایی از تولیتی ایروین و باراگار (Irvine and Baragar 1971)



نمودار ۶-۱۲ نمونه‌های نفوذی منطقه در نمودار (Peccerilo & Taylor, 1976)

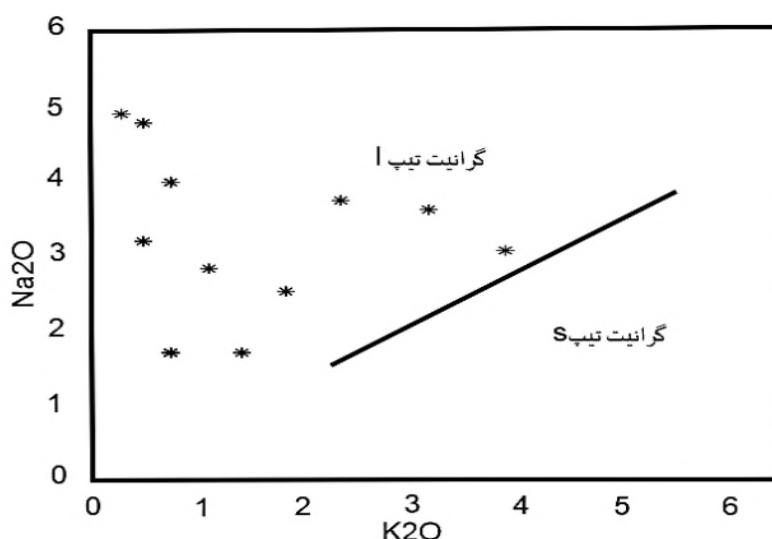


نمودار ۱۱-۶ تقسیم بندی بازالت‌ها، آندزیت‌های بازالتی، آندزیت‌ها، داسیت‌ها و ریولیت‌ها به انواع کم پتاسیم، با پتاسیم متوسط و غنی از پتاسیم (اقتباس از لومتر ۱۹۸۹).



نمودار چابل و وایت

سنگ‌های گرانیتوئید منطقه ویژگی پرآلومین دارند. با توجه به نمودار ۶-۴۰ بیشتر نمونه‌های گرانیتوئید می‌تواند از نوع تیپ I پر آلومین باشند، با بهره‌گیری از نمودار ۶-۴۰ (چابل و وایت) سنگ‌های مورد بحث در قلمرو گرانیت‌های نوع I قرار گرفته‌اند.



نمودار ۶-۴۰ نمودار K₂O در مقابل Na₂O برای تفکیک گرانیت تیپ I و S

تقسیم بندی مانیار و پیکولی

در این تقسیم بندی گرانیتوئیدها به دو دسته کوهزایی و غیر کوهزایی تقسیم بندی شده‌اند که از میان آن‌ها گرانیت‌های کوهزایی شامل زیرگروه گرانیتوئیدهای جزایر قوسی (IAG)، گرانیتوئیدهای قوس قاره‌ای (CAG)، گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای (CCG) و گرانیت‌های پس از کوهزایی (POG) است.

گرانیتوئید غیر کوهزایی به دو زیر گروه گرانیتوئیدهای مرتبط با کافت بین اقیانوسی (RRG) و گرانیتوئیدهای مرتبط با بالازدگی خشکی زایی قاره (CEUG) تقسیم شده‌اند. نموداری که از مانیار و پیکولی مورد استفاده قرار گرفته است با توجه به SiO₂ و FeO و MgO به جداسازی محیط تکتونیکی پرداخته است.

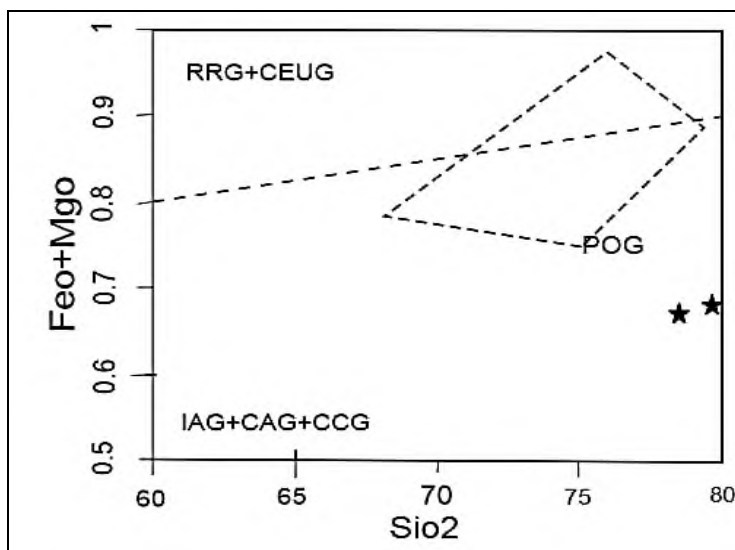
با توجه به نمودار ۶-۴۱ محیط تکتونیکی منطقه را می‌توان از نوع گرانیت‌های کوهزایی دانست که با توجه به آنکه مقدار A/CNK بیشتر از ۱/۵ می‌باشد در محدوده پرآلومین قرار گرفته‌اند.



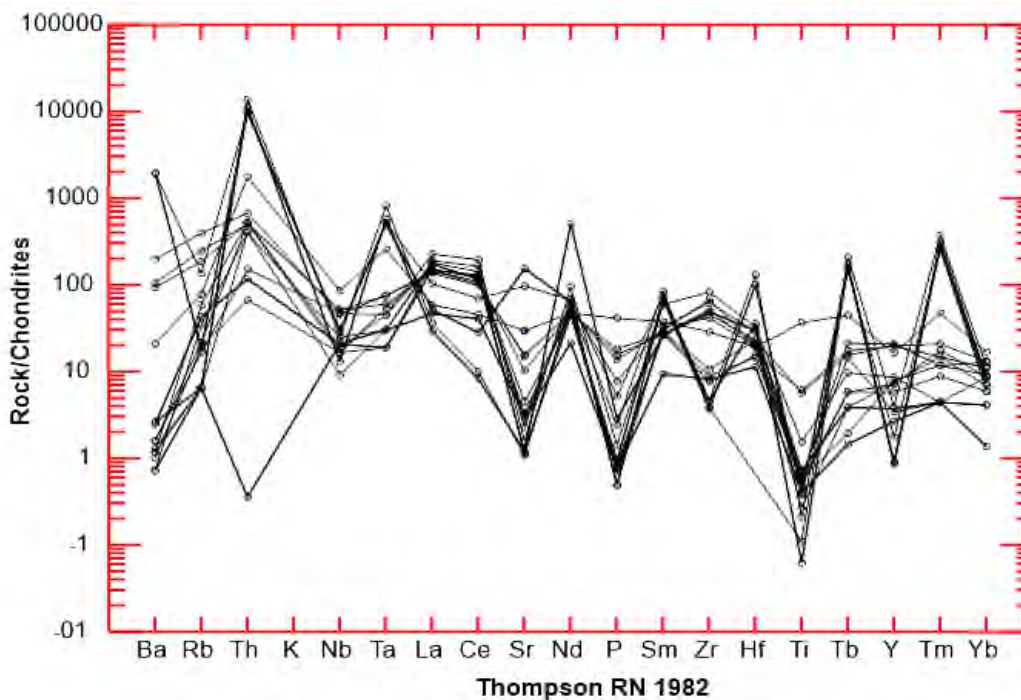
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



نمودار ۴۱-۶ نمودار تفکیک محیط های تکتونیکی (مانیاری و پیکولی)



شکل ۲۶-۶ نمودار عادی سازی شده نسبت به کندریت مربوط به سنگ‌های منطقه (Thompson, 1982)



۳. نتیجه‌گیری

۱. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده رگه‌ها و زون‌های کانی‌سازی کوارتز، فلدسپات، مگنتیت و همچنین دیگر کانی‌های تشکیل دهنده آنها عبارتند از: پیریت، بیوتیت، کلریت، گوتیت، سریسیت، میکروکلین، آپاسیت، تورمالین، مارتیت، پرهمنیت، پیروفیلیت، کائولینیت، فلسیت، کالک شیسیت، لیمونیت میباشند.

۲. در محدوده مورد مطالعه تعداد کمی از سنگها تحت تأثیر محلولهای گرمایی متحمل تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی شده‌اند، دگرسانی غالب در این منطقه از نوع دگرسانی کلریتی، آرژیلیکی، سریسیتی است. دگرسانی آرژیلیکی ممکن است بخش اعظم این نوع دگرسانی قبل از ته‌نشست کانسار تشکیل شده باشد و به سیستم گرمایی مربوط نباشد.

۳. ۴۸ عنصر و ۱۱ نمونه به روش ICP و اکسیدهای $SiO_2, K_2O, FeO, CaO, MgO, Na_2O, Fe_2O_3, Al_2O_3, P_2O_5$

$StrO, BaO, MnO, TiO_2$ ، عنصر طلا به روش اسپکترومتری و یک نمونه به روش XRD آنالیز گردیدند.

۴. ضرایب همبستگی بدست آمده از ماتریس همبستگی تشکیل شده بین عناصر گویای آن است که طلا بیشترین همبستگی مثبت را با عنصر مولیبدن و بیشترین همبستگی منفی را با عنصر بیسموت و سرب دارد.

۵. بیشترین تمرکز طلا در نمونه شماره ۱۱ در جنوب شرقی مهدی‌آباد و شمال شرقی اردکان در نمونه کائولینیت با 131 ppb مشاهده شده است.

۶. نتایج به دست آمده از نسبت نقره به طلا حاکی از آن است که در اکثر رگه‌ها و زونهای کانه‌سازی محدوده مورد مطالعه این نسبت بیشتر از ۱ بوده و در نمونه ۱۱ به عدد ۵۱۱ میرسد.

۷. تعداد یک نمونه جهت مطالعه سیالات درگیر انتخاب گردید و سپس جهت اطمینان از وجود سیالات درگیر اولیه بعد از تهیه مقطع صیقلی، جهت تهیه مقطع دوبر صیقل به آزمایشگاه مذکور ارسال گردید. اندازه‌گیری پارامترهای دمایی در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران به کمک Stage: THMS600 گرمکننده و منجمدکننده با مدل Linkam که بر روی میکروسکوپ ZEISS, Axioplan2, imaging نصب است صورت گرفت. سیالات درگیر دوفازی غنی از مایع و همین‌طور تک فاز گازی مشاهده شد.

۸. با مقایسه کانی‌سازی منطقه با انواع ذخیر طلای اپی‌ترمال میتوان نتیجه گرفت که رگه‌ها و زونهای کانی‌سازی در این محدوده در محدوده از نوع کم سولفید Ls با سنگ میزبان آتشفشانی است از اینرو بسیار شبیه به ذخایر اپی‌ترمال شاخص است.

۹. واحدهای لیتواستراتیگرافی منطقه شامل مجموعه دگرگون شده سنگهای ولکانیکی و ولکانوکلاستیکی در حد ریولیت و توف ریولیتی است، همچنین دلمیتهای سازند سلطانیه و کوارتز پورفیری ریولیت میباشند.



۱۰. مطالعات پتروگرافی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه مشخص کرد که سنگهای خروجی منطقه شامل ریولیت، ریوداسیت، داسیت، تراکیت، بازالت و ضمن اینکه سنگهای نفوذی منطقه شامل کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، گابرو می‌باشند.

۱۱. سنگهای دگرگونی منطقه شامل شیست، کالک شیست میباشند.

۱۲. ماگمای مادر سنگهای تشکیل دهنده از نوع کالک آلکالن تا توله‌ایتی در محدوده بازالت‌های صفحه‌های و نواحی کمان آتشفشانی قرار گرفته اند.

منابع

- [۱] کنعانیان، علی (۱۳۷۱) بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگ های آذرین شمال شرق اردکان (منطقه توت و انجیراوند) رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، ۲۳۸ صفحه.
- [۲] درویش زاده، علی (۱۳۶۹)، (ویژگی نمک های اینفراکامبرین خلیج فارس و مجموعه مقالات سمپوزیوم دیپایرسم با نگرش ویژه به ایران - جلد اول) وزارت معادن و فلزات، سازمان زمین شناسی کشور، صفحه ۸۱ تا ۱۰۸.
- [۳] درویش زاده، علی (۱۳۷۰) زمین شناسی ایران، انتشارات نشر دانش آموز(ندا)، ۹۰۱ صفحه.
- [۴] امامی، محمد هاشم. (۱۳۷۹): ماگماتیسم در ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۱۹ صفحه.
- [۵] امامی محمد هاشم. نقشه زمین شناسی چهار گوش کرج، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۶] امامی، محمد هاشم. (۱۳۷۹): سنگ شناسی آذرین. جزوه درسی پژوهشکده سازمان زمین شناسی ایران.
- [۷] آقاناتی، ع، ۱۳۸۳، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۸] درویش زاده، ع، ۱۳۷۷، آسیابانها عباس، ماگماها و سنگهای ماگمایی (مبانی پترولوژی آذرین)، انتشارات دانشگاه تهران.
- [۹] خلیلی، ه، ۱۳۵۶، پترولوژی سنگ های آذرین، ترجمه کتابی از اف. اچ. هاج... انتشارات دانشگاه مشهد.
- [۱۰] قربانی، م، ۱۳۸۲، مبانی آتشفشان شناسی با نگرشی بر آتشفشانهای ایران، تهران، آراین زمین.
- [۱۱] معین وزیری، حسین. (۱۳۷۵): دیباچه ای بر ماگماتیسم ایران، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران.
- [۱۲] مقدسی، س. ج.، ۱۳۸۵، مینرالوگرافی (کانه‌نگاری)، دانشگاه پیام‌نور تهران

[13] Alavi, M. (1991). Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin, p. 103, 983-992.

[14] Alavi, M., 1994, Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran; new data and interpretations: Tectonophysics, v. 229, p. 211-238.

[15] Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., & Zanettin, B. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of term: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks., V. 193, pp 15-90.

[16] Best, G. M., 2003. Igneous and metamorphic petrology second edition, Brigham Young University. Blackwell Science Ltd

[17] Bowen, N. L., 1928. The Evolution of the Igneous Rocks, pp. 70-197.

[18] Bowen, N. L., 1928, The evolution of the igneous rocks. Princeton Univ. Press.

[19] Brown, E. H. (1967). The greenschist facies in part of eastern Otago, New Zealand. Contributions to mineralogy and petrology, p. 14, 259-292.

[20] Collinson, J. D., Thompson, D. B., & Mountney, N. (1982). Sedimentary structures, pp. 207.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



[21] Cooke, D. R., Wilson, A. J., House, M. J., Wolfe, R. C., Walshe, J. L., Lickfold, V., & Crawford, A. J. (2007). Alkalic porphyry Au–Cu and associated mineral deposits of the Ordovician to Early Silurian Macquarie Arc, New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences*, v.54, pp. 445-463.

[22] Cox., K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979, *The interpretation of igneous rocks*. George, Allen and Unwin London, London

[23] Cross, W., Iddings, J. P., Pirsson, L. V., & Washington, H. S. (1902). A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *The Journal of Geology*, pp. 10, 555-690.

Davidson, J. P., 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism. In:

Bebout GE, Scholl DW, Kirby SH, Platt JP, eds. *Subduction top to*.



شاخص‌های دگرسانی و ارتباط آنها با کانی‌زایی ایلیت در ریولیت‌های سری ریزو، استان یزد

مهناز خدای*
*

عضو هیات علمی گروه زمین‌شناسی دانشگاه یزد

khodami_m@yazd.ac.ir

چکیده

منطقه مورد مطالعه در شمال خاور اردکان در استان یزد واقع شده و از نظر تقسیم‌بندی ساختاری ایران زمین، متعلق به پهنا ایران مرکزی و بلوک یزد می‌باشد. بخش‌های آذرین سری ریزو به سن پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین بویژه گدازه‌ها و توف‌های ریولیتی در مناطق زیرین و توت دچار دگرسانی و هوازدگی شده‌اند. این رخداد منجر به تشکیل نهشته‌های رسی با کانی‌های اصلی ایلیت، کوارتز و فلدسپار گردیده است. شاخص شیمیایی دگرسانی CIA، شاخص شیمیایی هوازدگی CIW، شاخص تغییرات ترکیبی و شاخص شیمیایی دگرسانی پلاژیوکلاز PIA برای محصولات دگرسانی به منظور بررسی شدت دگرسانی، هوازدگی و عوامل موثر بر آن مورد مطالعه قرار گرفتند. مقادیر این شاخص‌ها برای نمونه‌های مورد مطالعه برابر است با $CIA = 68/47 - 76/16$ ، $CIW = 87/06 - 98/43$ ، $PIA = 82/98 - 97/78$ ، $JCV = 1/72 - 1/39$. این شاخص‌ها درجات دگرسانی و هوازدگی متوسط تا شدید را برای ریولیت‌های سری ریزو نشان می‌دهند. شاخص دگرسانی پلاژیوکلازها نیز دگرسانی شدید این کانی را نشان می‌دهد. تشکیل ایلیت با توجه به شاخص شیمیایی دگرسانی متوسط و درجه هوازدگی شدید می‌تواند بخاطر فعالیت بیشتر یون پتاسیم نسبت به منیزیم و هیدروژن و اسیدیته پایین تر نسبت به شرایط تشکیل کائولینیت باشد. دمای بهینه رخداد ایلیت در این شرایط شیمیایی حدود ۱۵۰-۲۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد.

کلمات کلیدی: شاخص شیمیایی دگرسانی، شاخص شیمیایی هوازدگی، شاخص تغییرات ترکیبی، شاخص شیمیایی دگرسانی پلاژیوکلاز، کانی‌زایی ایلیت.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



The relationship between indices of alteration and illitization in rhyolites of Rizu series, Yazd province

Mahnaz khodami*

Geology Department, Faculty of Science, Yazd University, Yazd, Iran

khodami_m@yazd.ac.ir

Abstract

Altered rhyolitic rocks outcrop in northeast of Ardekan, Yazd province, and belong to Yazd block in central Iran structural zone. Intensity of alteration, textural variations, and mineralogy of alteration products were investigated in the igneous rocks of late Precambrian- early Cambrian Rizu series (Zarrin and Tut) . The major mineralogy of their alteration products includes illite, quartz and feldspar. Chemical Index of Alteration (CIA), Chemical Index of Weathering (CIW), Index of compositional variety (ICV), and Plagioclase Index of Alteration (PIA) were determined for the alteration products. Their values consist of CIA=68.47-76.19; CIW=87.06-98.43; ICV=1.39-1.72; PIA=82.98 -97.78. The indices values show a moderate to strong degree of chemical alteration and weathering for rhyolitic rocks of Rizo series. The values of PIA show high degree of plagioclase alteration too. According to the degree of alteration, illitization has occurred due to more activity of K^+ relative to Mg^{++} and H^+ . The PH has been suitable to formation of illite rather than kaolinite. Also, the optimum temperature for illite occurrence in these chemical conditions is about 150°-200° C.

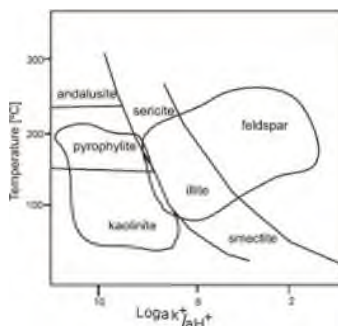
Keywords: Chemical Index of Alteration (CIA), Chemical Index of Weathering (CIW), Index of compositional variety (ICV), Plagioclase Index of Alteration (PIA), Illitization.



۱. مقدمه

کانی‌های رسی می‌توانند در شرایط فیزیکوشیمیایی متفاوت در اثر هوازدگی، دگرسانی گرمابی و یا ترکیبی از این دو فرآیند ایجاد شوند. ایلیت از فراوانترین کانی‌های رسی در نهشته‌های دگرسانی است که از کانی‌های مادر متنوعی مثل مسکویت، کائولینیت و فلدسپار تشکیل می‌شود. ایلیت در فرآیندهای دیاژنز، دگرگونی دما پائین، دگرسانی گرمابی و اطراف توده‌های کانسار نیز تشکیل که با افزایش دما مقدار آن افزایش می‌یابد. در فرآیندهای سریسیتی شدن هم ایلیت از فلدسپار در عمق پائین‌تر منطقه هوازده ایجاد می‌شود. اسمکتیت در شرایط هوازدگی همراه با شستشوی قلیایی‌ها، غنی‌شدگی از منیزیم و دمای حدود ۸۷ درجه سانتی‌گراد و همچنین در محصولات دگرسانی گرمابی اطراف نهشته‌های فلزی و اطراف چشمه‌های آبگرم و آبفشان‌ها و در ریولیت‌ها، خاکسترهای ریزشی و جریان‌های آذرآواری تشکیل می‌شود [۱]. کانی رسی همراه با سنگ‌های اسیدی بیشتر اسمکتیت است. طبیعت و نوع رس به شرایط انتقال و جابجایی بیشتر از نوع سنگ بستگی دارد. ترکیب ایده‌آل ایلیت $K_{0.75}(Al_{1.75}Mg_{0.25})(Si_{3.5}Al_{0.5})O_{10}(OH)_2$ و اسمکتیت $(Na,Ca,K)_{0.33}(Al,Mg,Fe)_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2$ می‌باشد [۲].

ساختار اولیه ایلیت از روی هم قرار گرفتن دو صفحه از چهار وجهی‌های اکسید سیلیسیم و یک صفحه از هشت وجهی‌های اکسید آلومینیوم، در میان صفحات سیلیس تشکیل می‌شود و یون‌های پتاسیم بین این واحدها قرار می‌گیرند [۲]. عوامل ترمودینامیکی کنترل‌کننده تشکیل ایلیت شامل دما، زمان، ترکیب سیال و نسبت سیال به سنگ است. با بالا رفتن دما، مقدار کائولینیت افزایش می‌یابد و کاهش دما موجب گسترش هیدرومیکاکا می‌شود. محلول‌های گرمابی یکی از مهمترین عوامل افزایش دما و تغییرات شیمیایی و کانی‌شناسی هستند. اسیدیته نیز در تحرک و توان مهاجرت یون‌ها در محیط‌های سوپرژن نقش مهمی دارد. شرایط ژئومورفولوژی، لایه بندی، ضخامت واحدهای سنگی، شکستگی، خلل و فرج آنها، شرایط اقلیمی و آب و هوا نیز از عوامل موثر در تشکیل و گسترش کانی‌های رسی می‌باشند [۱،۲،۳]. بارندگی زیاد و رطوبت عمل شستشو را تشدید و منجر به خروج یون‌های قلیایی می‌شود. زمان یا طول مدت تأثیر عوامل بیرونی و درونی تشکیل دهنده نهشته‌های رسی نیز عامل مهمی در نوع، حجم و مرغوبیت کانی رسی است. پایداری ایلیت و اسمکتیت تابعی از غلظت یون منیزیم و پتاسیم نسبت به هیدروژن یا اسیدیته است. در شرایط اسیدی تر اسمکتیت و ایلیت به کائولینیت و در حضور یون منیزیم به کلریت تبدیل می‌شوند. با توجه به ترکیب اولیه سنگ مادر در مراحل اولیه دگرسانی گرمابی، بخاطر دمای کمتر، کانی‌های رسی بیشتری نسبت به کلریت تشکیل می‌شوند. افزایش فعالیت پتاسیم نسبت به هیدروژن نیز منجر به تشکیل ایلیت و اسمکتیت بیشتری نسبت به کائولینیت می‌شود شکل ۱. تأثیر یون‌های پتاسیم، هیدروژن و سیلیس بروی کلریت باعث تشکیل ایلیت، آزادسازی منیزیم و افزایش غلظت آن در سیالات محیط دگرسانی می‌شود. همچنین با افزایش دگرسانی در عمق بیشتر، فلدسپار کمتر، پتاسیم بیشتر و ایلیت بیشتر ایجاد می‌شود. در تشکیل ایلیت از اسمکتیت بطور نسبی افزایش پتاسیم، آلومینیوم و کاهش سیلیس، آهن، منیزیم و سدیم رخ می‌دهد. با افزایش دما اسمکتیت تبدیل به لایه‌های مخلوط اسمکتیت و ایلیت و سپس ایلیت می‌شود [۱،۲].



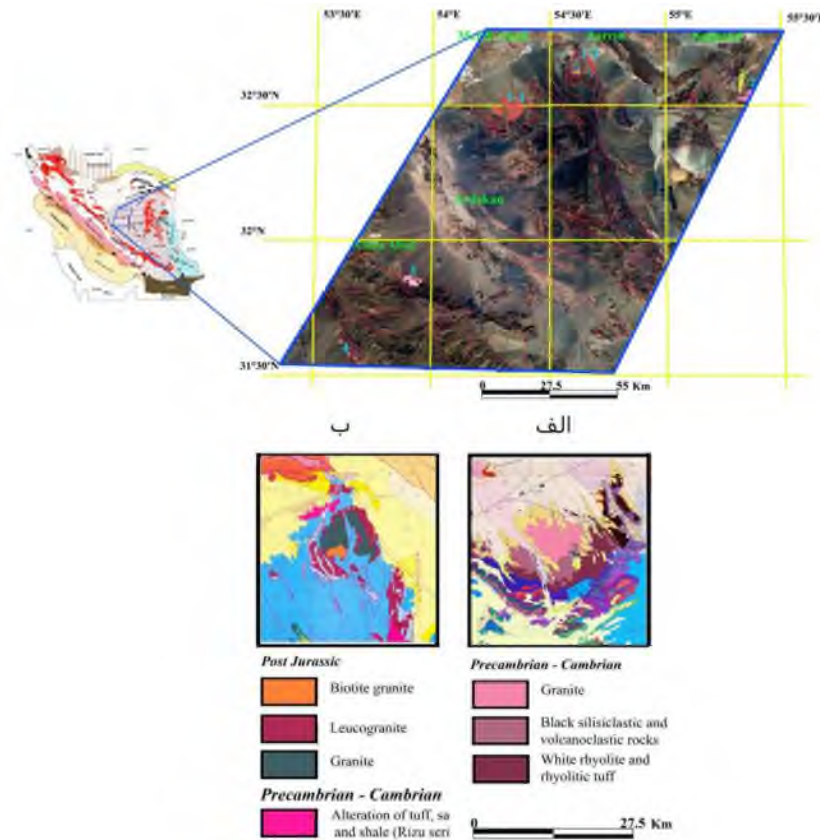
شکل ۱- شرایط پایداری ایلیت و اسمکتیت نسبت به دما و نسبت فعالیت یون‌های پتاسیم و هیدروژن [۴]

۲. موقعیت زمین‌شناسی

منطقه زرین و توت در شمال خاور اردکان از نظر تقسیم‌بندی ساختاری ایران زمین، متعلق به پهنه ایران مرکزی و بلوک یزد می‌باشند [۵،۶]. این مناطق تحت تاثیر ساختارها و گسل‌های اصلی بلوک یزد در بخش باختری خردقاره ایران مرکزی هستند که از شمال به گسل درونه، از خاور به گسل چاقدونی و از باختر به گسل نائین - دهشیر - بافت محدود می‌شوند. ریولیت‌ها بصورت توف و گدازه آتشفشانی و بخش‌های آذرین سری ریزو متعلق به پرکامبرین پسین - کامبرین پیشین در منطقه مورد مطالعه دگرسان شده‌اند. سنگ‌های ریولیتی سفید دگرسان شده و در بخش بالایی آن آثار پهنه اکسیدان مشاهده می‌شود. شکل ۳. سنگ‌های آذرین سری ریزو شامل گرانیت‌های نیمه عمیق قلیایی و ریولیت هستند که عمدتاً توسط دایک‌های بازیک قطع شده‌اند. سایر بخش‌های سری ریزو شامل دولومیت شتری و چرت همراه با لایه‌های نازک ژئوپس هستند. گرانیت زیرگان به سن کامبرین در منطقه توت و گرانیت زرین به سن ژوراسیک پسین نیز این سنگ‌ها را تحت تاثیر قرار داده‌اند. ماسه سنگ قرمز لالون به سن پالئوزوئیک، شیل و ماسه سنگ‌های دونین بالایی - کربونیفر که توسط آهک‌های پرمین پوشیده شده‌اند در منطقه رخنمون دارند. همچنین شیل و ماسه سنگ‌های ژوراسیک توسط گرانیت زرین قطع شدند. آهک‌های کرتاسه، سازندهای رسوبی آتشفشانی ائوسن و رسوبات عهد حاضر از دیگر واحدهای سنگی منطقه هستند [۵،۶].



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
 ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
 The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
 10-11 November, 2020



شکل ۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ایران و تصویر ماهواره ای منطقه. الف و ب) بخش‌های آذرین سری ریزو متعلق به پرکامبرین- کامبرین پیشین در مناطق توت و زرین [۵،۶]



شکل ۳- تصاویر صحرایی از رخنمون ریولیت‌های دگرسان و نهشته رسی قابل برداشت

۳. روش مطالعه

پس از جمع‌آوری اطلاعات پایه درباره منطقه، مطالعه تصاویر ماهواره‌ای؛ مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری از محصولات دگرسانی



سنگ‌های اسیدی مناطق زرین و توت با ثبت مختصات جغرافیایی آغاز شد. مطالعات پتروگرافی با میکروسکوپ نوری پلاریزان بر روی نمونه‌های قابل تشخیص و آنالیز XRD برای شناسایی فازهای حاصل از دگرسانی انجام گردید. به منظور شناسایی ترکیب شیمیایی، آنالیز XRF بر روی نمونه‌ها انجام و تغییرات ژئوشیمیایی آنها بررسی و تحلیل شد.

۴. نتایج و بحث

۴-۱. سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی

محصولات دگرسانی در اطراف سنگ‌های ریولیتی مورد مطالعه، عمدتاً نهشته‌های روشنی از کانی‌های رسی همراه با کوارتز و فلدسپار ایجاد کرده‌اند. کوارتز در سنگ‌های آتشفشانی اسیدی سازند ریزو در زمینه‌ای بشدت تجزیه شده قرار دارد، شکل ۴. فلدسپارها، میکاها و شیشه‌های اسیدی مستعد دگرسانی بوده و احتمالاً کانی‌های رسی زمینه را ایجاد کرده‌اند. بر اساس نتایج آنالیز XRD محصولات حاصل از دگرسانی این سنگ‌ها دارای کوارتز، ایلیت، آلبیت و کلسیت و در بخش کمتر هوازده شامل کانی‌های کوارتز، آلبیت، ایلیت، اسمکتیت و کلسیت می‌باشند.



شکل ۴- تصاویر پتروگرافی از ریولیت‌های دگرسان و بقایای کوارتز و فلدسپات در آن XPL پهنای میدان دید ۴ میلی‌متر (کوارتز: Qz، فلدسپات: Fl)

۴-۲. ژئوشیمی

با توجه به نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی جدول ۱ درصد سیلیس نمونه‌های مورد مطالعه بین ۶۳/۹۴-۸۱/۱۸ و میانگین اکسیدپتاسیم نسبت به اکسیدسدیم در نمونه‌های حاوی ایلیت بیشتر است که نشانه شستشوی فلدسپار و تشکیل ایلیت نوظهور است. نهشته بدلیل شستشوی کمتر پتاسیم در بخش ریولیتی سری ریزو در ناحیه زرین ایلیت فاز اصلی رسی است. عدم تشکیل کائولینیت می‌تواند بخاطر اسیدیته و دمای پایین در حین دگرسانی باشد. اسمکتیت در دگرسانی بخشی از سری ریزو در ناحیه توت دیده می‌شود که نشانه دمای پایین‌تر و عدم شستشوی کامل منیزیم و سدیم می‌باشد. ایلیت، آلبیت و کلسیت بترتیب فازهای حامل پتاسیم سدیم و کلسیم هستند. جهت بررسی شدت هوازگی یا دگرسانی با استفاده از عناصر شیمیایی متداول و درجه تحرک، از شاخص‌های مختلف دگرسانی استفاده می‌شود، از جمله شاخص شیمیایی دگرسانی CIA، شاخص شیمیایی هوازگی CIW، شاخص تغییرات ترکیبی ICV و شاخص شیمیایی دگرسانی پلاژیوکلاز PIA. این شاخص‌ها علاوه بر شدت هوازگی می‌توانند تغییرات شیمیایی خاص مثل دگرسانی گرمابی در امتداد گسل‌ها را نیز نشان دهد، این شاخص‌ها با استفاده از اکسید عناصر اصلی بصورت مولی، در مواد باقی‌مانده از دگرسانی تعیین می‌گردند [۷، ۸].



جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی XRF نمونه‌های مورد مطالعه و شاخص‌های ژئوشیمیایی محاسبه شده

	Z1	Z2	Z7	Z3	Z4	Z5	Z6
SiO ₂	۷۲/۶۳	۸۱/۱۸	۷۰/۰۹	۶۳/۹۴	۷۴/۱۴	۷۲/۸۱	۷۸/۵۸
Al ₂ O ₃	۱۷/۷	۱۲/۸۹	۱۶/۸۷	۱۹/۴۹	۱۴/۵۳	۱۴/۹۷	۱۳/۵۴
Fe ₂ O ₃ *	۰/۵۸	۰/۲۶	۳/۲۹	۴/۷۶	۲/۹۴	۲/۶۸	۱/۷۸
CaO	۱/۰۲	۰/۰۴	۰/۳۰	۰/۱۴	۰/۳۲	۰/۹۱	۰/۰۱
Na ₂ O	۰/۴۷	۰/۵۷	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۱۲
K ₂ O	۴/۴۹	۳/۱۰	۵/۵۵	۷/۰۵	۴/۶۲	۴/۷۲	۳/۷۰
MnO	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
TiO ₂	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۰۹
MgO	۰/۱۹	۰/۱۳	۰/۸۱	۰/۸۶	۰/۸۸	۰/۷۸	۰/۳۵
L.O.I.	۲/۴۹	۱/۵۲	۲/۸۰	۳/۴۰	۱/۹۲	۲/۳۷	۱/۷۵
CIA	۷۰/۲۳	۷۴/۶۶	۷۱/۳۲	۷۰/۴۷	۷۱/۶۷	۶۸/۴۷	۷۶/۱۹
CIW	۸۷/۰۶	۹۲/۷۳	۹۵/۶۹	۹۷/۴۱	۹۵/۲۱	۸۹/۴۱	۹۸/۴۳
ICV	۱/۴۸	۱/۳۹	۱/۶۶	۱/۷۰	۱/۶۹	۱/۷۲	۱/۴۷
PIA	۸۲/۹۸	۹۰/۴۱	۹۳/۴۵	۹۵/۸۱	۹۲/۸۸	۸۴/۷۵	۹۷/۷۸

: Total Iron as Fe₂O₃*Fe₂O₃

مقدار CIA یا شاخص شیمیایی دگرسانی معیار خوبی برای بیان درجه هوازدگی شیمیایی و میزان تبدیل فلدسپار به کانی رسی است [۸]. این شاخص برای نمونه‌های مورد مطالعه ۶۸/۴۷-۷۶/۱۹ می‌باشد.

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$$

شاخص CIW برای انواع مختلف سنگ‌ها و خاک‌ها کاربرد داشته و قابل تطابق با دیگر شاخص‌هاست. که البته مقدار تغییرات پتاسیم را در نظر نمی‌گیرد [۹]. این شاخص برای نمونه‌های مورد مطالعه ۸۷/۰۶-۹۸/۴۳ می‌باشد.

$$CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O)] \times 100$$

مقدار PIA مرتبط با دگرسانی پلاژیوکلازهاست و زمانی که نیاز به بررسی میزان دگرسانی پلاژیوکلازها وجود دارد کاربرد دارد [۱۰]. این شاخص برای نمونه‌های مورد مطالعه ۸۲/۹۸-۹۷/۷۸ می‌باشد.

$$PIA = (Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 - K_2O + CaO + Na_2O)$$

شاخص تغییرات ترکیبی ICV برای اندازه‌گیری مقدار بلوغ کانی‌شناسی نهشته‌های حاصل از دگرسانی بکار می‌رود [۱۱] و هرچه هوازدگی شدیدتر باشد مقدار آن کوچکتر می‌شود. این شاخص برای نمونه‌های مورد مطالعه ۱/۳۹-۱/۷۲ می‌باشد.

$$ICV = (Fe_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O + MgO + MnO + TiO_2) / Al_2O_3$$

بطور کلی مقادیر PIA و CIW محصولات دگرسانی بخش‌های ریولیتی سری ریزو درجه متوسط تا قوی را از خود نشان می‌دهند. مقادیر CIA بخاطر در نظر گرفتن K₂O کمی کمتر از مقادیر CIW و PIA می‌باشد و با توجه به مقادیر PIA شدت دگرسانی پلاژیوکلازها بیش از دگرسانی کل سنگ است.

علاوه بر این شاخص‌ها، نمودارهای مثلثی، فراوانی و تحرک آلومینیوم، سیلیس، سدیم کلسیم و پتاسیم و همچنین میزان تاثیر متازوماتیسم پتاسیم در حین نهشت را نیز نشان می‌دهند. نمودار A-CN-K (A = Al₂O₃, CN = CaO + Na₂O, K = K₂O) ترکیب



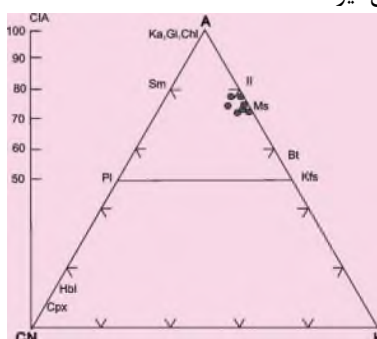
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

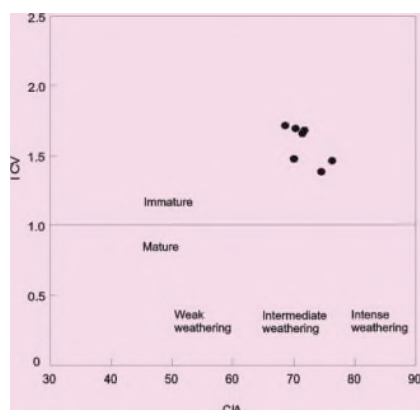
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



کانی‌شناسی و ارتباط آن با CIA را مشخص می‌کند [۱۱] نمونه‌ها در نمودار شکل ۵ در مجاورت ضلع آلومینیوم و پتاسیم و نزدیک قطب آلومینیوم هستند و درجه هوازدگی متوسط و ترکیب کانی‌شناسی مسکویت (سریسیت) و ایلیت را نشان می‌دهند. هرچه کانی‌زایی رس بیشتر باشد نمونه‌ها به قطب A و هرچه دگرسانی ضعیف‌تر به فلدسپارها نزدیک‌تر می‌شوند. تغییرات مقادیر CIA در مقابل ICV، منشأ سنگ‌های دگرسان شده و همچنین شدت دگرسانی سیلیکات‌ها را نشان دهد. با افزایش CIA مقدار ICV کاهش می‌یابد. تغییرات این شاخص‌ها در نمونه‌های مورد مطالعه شکل ۶ نشان می‌دهد که محصولات دگرسانی در محدوده دگرسانی شیمیایی متوسط قرار می‌گیرند.



شکل ۵- نمودار مثلثی A-CN-K موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه و اندیس شیمیایی دگرسانی آنها Ka کائولینیت، Gi گیبسیت، Chl کلریت، II ایلیت، Mu مسکویت، Bi بیوتیت، Kfs فلدسپار پتاسیم، Pl پلاژیوکلاز، Hbl هورنبلند و Cpx پیروکسن [۱۱].



شکل ۶- نمودار تغییرات ICV در مقابل CIA و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه [۱۲]

۵. نتیجه‌گیری

ایلیت و اسمکتیت کانی‌های اصلی مشاهده شده در محصولات دگرسانی سنگ‌های ریولیتی سری ریزو متعلق به پرکامبرین-ابتدای کامبرین در مناطق زرین و توت، به‌همراه کوارتز، آلپیت و کلسیت هستند. مقادیر PIA و CIW محصولات دگرسانی بخش‌های ریولیتی سری ریزو در زرین درجه دگرسانی متوسط تا قوی را از خود نشان می‌دهند. این موضوع را می‌توان به سن، گسل‌های متعدد در منطقه و طبیعت سیالات درگیر در دگرسانی نسبت داد. مقادیر CIA کمتر از مقادیر CIW و PIA می‌باشد و با توجه به مقادیر PIA شدت دگرسانی پلاژیوکلازها بیشتر است. سنگ‌های ریولیتی با میزان قابل توجه شیشه آتشفشانی و فلدسپار و چرخش سیالات گرم‌آبی با حرارت حدود ۱۵۰-۲۰۰ درجه سانتیگراد بخصوص در نزدیکی گسل‌ها و شکستگی‌ها دگرسانی



پیدا کرده‌اند اما بدلیل فعالیت بیشتر یون پتاسیم و اسیدیته کمتر سیالات، کانی‌زایی رس در حد ایلیت بوده و منجر به تشکیل کائولینیت نشده است. شرایط فیزیکی‌وشیمیایی دگرسانی از جمله دما، سیالات، زمان دگرسانی، ساختار زمین‌شناسی و آب و هوای دیرین از جمله عوامل موثر در شدت دگرسانی و محصولات حاصل از آن هستند

منابع

- [1] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the rock forming Minerals, " (1992) Second ed. Longman, London, 696 p.
- [2] Miyoshi, Y., Ishibashi, J., Shimada, K. Inoue, H., Seichiro Uehara, S., Tsukimura, K. "Clay Minerals in an Active Hydrothermal Field at Iheya-North-Knoll, Okinawa Trough" (2015) Resource Geology Vol. 65, No. 4: 346–360.
- [3] Khodami M., Kamali Shervedani A., "Mineralogical and Geochemical studies of clay deposit in the Chah-Shur, Varzaneh, South-East of Isfahan, Iran," Iranian Journal of Earth Sciences 10(2018) 135-141.
- [4] Montoya, J.W., Hemley, J.J., Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions. Economic Geology., 70 (1975), 577-583.
- [5] Haghypour A., Pelissier G., Valeh N., "The Geological map of Ardakan, 1 :250000" (1972) geological survey of Iran.
- [6] Nogol Sadat A., Nabavieh S.M., Torshisian H., "The Geological map of Mehdi Abad, 1 :100000" (2004) geological survey of Iran.
- [7] Ghadimian A., Khodami M., "Mineralogy, geochemistry and genesis of the Garak Baghi kaolin deposit in the northwest of Saveh, Iran," Arabian journal of Geosciences 8(2015)3019–3030.
- [8] Nesbit H.W., Young G.M., "Petrogenesis of sediments in the absence of chemical-weathering: effect of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy," Sedimentology, 43(1996) 341-358.
- [9] Harnois L., "The CIW index: a new Chemical Index of Weathering," Sedimentary Geology 55(1988) 319–322
- [10] Fedo C. M., Nesbitt H. W., Young G. M., "Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance," Geology 23(1995)921–924.
- [11] Ohta T., Arai H., "Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering," Chemical Geology 240(2007) 280-297.
- [12] Bukalo N. N., Ekosse G.E., Odiyo J. O., Ogola J. S., "Geochemistry of Selected Kaolins from Cameroon and Nigeria," Open Geosciences 9(2017) 600–612.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



بارزسازی پهنه‌های دگرسانی مجموعه آتشفشانی شمال زاج‌کان، شمال خاوری ابهر با استفاده از پردازش تصاویر استر

میثم اکبری*

دانشجوی دکتری پترولوژی، بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

akbari.uti@gmail.com

جلیل قلمقاش

دانشیار گروه پترولوژی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران

ghalamghash@yahoo.com

مرتضی خلعت‌بری جعفری

دانشیار گروه پترولوژی، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران

khalat1965@gmail.com

چکیده

از آنجایی که تشکیل ذخایر معدنی به فرآیندهای پسامگمایی مرتبط است، درک از وضعیت دگرسانی در مناطق آتشفشانی کارایی مهمی در زمین‌شناسی اقتصادی دارد. این پژوهش بر کاربرد داده‌های ماهواره‌ای استر جهت شناسایی مناطق دگرسانی در مجموعه آتشفشانی شمال زاج-کان، شمال خاوری ابهر تمرکز دارد. محدوده مورد مطالعه بخش از منطقه ساختاری البرز است و زمین‌شناسی اصلی آن شامل گدازه‌های بازیک-حدواسط و اسیدی است که توسط توده‌های نیمه عمیق ریولیتی با بافت میکروکریستالین قطع شده‌اند و تحت تأثیر دگرسانی متوسط تا شدید قرار گرفته‌اند. در این مطالعه روش‌های متنوع بارزسازی مناطق دگرسانی مانند روش‌های ترکیب رنگی کاذب و عملگر منطقی نسبت بانندی مورد استفاده قرار گرفته و مناطق دارای دگرسانی‌های آرژیلیک پیشرفته، آرژیلیک، فیلیک و پروپیلیتیکی بر روی تصاویر استر بارزسازی شدند. مناطق دگرسانی شناسایی شده توسط پیمایش صحرایی و پتروگرافی تایید شده است. مطالعه میکروسکوپی نمونه‌های برداشتی از سنگ‌های دگرسان شده نشان‌دهنده مناطق دگرسانی سریسیتی، آرژیلی و پروپیلیتی در این محدوده است. این نتایج نشان‌دهنده پیوستگی تکنیک-های پردازش تصاویر ماهواره‌ای است که توانایی بسیاری جهت ارائه اطلاعات قابل توجه و جامع برای مراحل شناسایی مناطق دگرسانی در مقیاس ناحیه‌ای دارند. نتایج این پژوهش می‌تواند در زمین‌شناسی اقتصادی قبل از هرگونه بررسی‌های میدانی دقیق و هزینه بر، جهت معدن-کاوی‌های جدید در سایر مناطق مفید واقع شود.

کلمات کلیدی: دگرسانی، استر، ترکیب رنگی کاذب، نسبت بانندی، منطقه زاج‌کان



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Alteration zones detection of volcanic assemblage in north of Zajkan area, northeast of Abhar, using different processing methods of ASTER images

Meysam Akbari*

Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran

akbari.uti@gmail.com

Jalil Ghalamghash

Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran

ghalamghash@yahoo.com

Morteza Khalatbari Jafari

Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran

khalat1965@gmail.com

Abstract:

Because the formation of ore deposits is linked to post-magmatic processes, an understanding of alteration style in volcanic regions has important applications in economic geology. This research focuses on the application of ASTER satellite data to reconnaissance of alteration zones in the volcanic assemblage in north Zajkan area, NE Abhar. The investigated region is a part of Alborz structural zone. The lithology of the area consists of basic-intermediate to acidic lavas that was intrusive by hypabyssal rhyolitic intrusion with microcrystalline texture, which all of the geological units are affected by moderate to severe alteration. In the present research, various images processing methods such as false color composites and band ratios were performed on ASTER data, for discrimination of alteration zones in the region. Alteration zones, namely argillic, advanced argillic, phyllic and propylitic, were recognized by processing ASTER data and highlighted altered area throughout the range. The identified zones have been verified by in situ inspection and petrography studies. The microscopic examination of samples collected from hydrothermally altered wall-rocks from Zajkan area shows sericitization, argillaceous, and propylitization alteration zones. The methods indicated that the integration of the image processing techniques has an essential ability to obtain significant and comprehensive information for the reconnaissance stages of alteration zones in a regional scale. The present research can be used in economic geology to find new prospects in the other regions before costly detailed ground investigations.

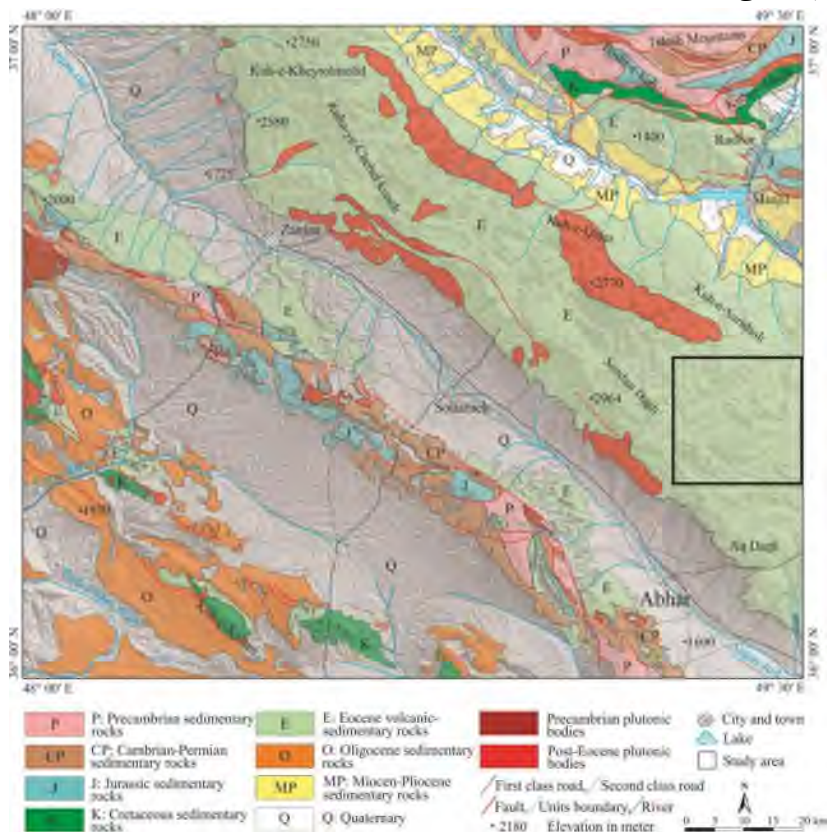
Keywords: Alteration, ASTER, False color composites, Band ratios, Zajkan area



۱. مقدمه

منطقه مورد مطالعه در ۹۰ کیلومتری جنوب خاوری شهرستان زنجان و ۱۹ کیلومتری شمال خاوری شهرستان ابهر بین طول‌های جغرافیایی خاوری ۱۵° ۴۹' الی ۳۰' ۴۹° و عرض‌های جغرافیایی شمالی ۱۸' ۳۶° الی ۲۳' ۳۶° قرار دارد. این منطقه، در جنوب خاوری کوه‌های طارم واقع بوده و بخشی از جنوب خاوری ورقه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰,۰۰۰ زنجان [۱] را دربر می‌گیرد (شکل ۱) که به طور عمده شامل سنگ‌های آتشفشانی و ولکانوکلاستیک ائوسن هستند و توسط توده‌های نیمه عمیق ریولیتی قطع شده‌اند [۲].

ناحیه مورد مطالعه در تقسیمات ساختاری [۳] به عنوان بخشی از مجموعه ماگمایی البرز معرفی شده است. در پیشینه مطالعات زمین‌شناسی از ناحیه زنجان و کوه‌های طارم، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (شکل ۱) به سازند کرج منسوب شده‌اند [۱]. سازند کرج در کوه‌های طارم که توسط [۴] مورد مطالعه قرار گرفت، به دو عضو کردکند و آمند تقسیم می‌شود که منطقه مورد مطالعه را عضو آمند دربردارد. عضو آمند با ضخامتی حدود ۱۳۵۰ متر در بخش بالایی عضو کردکند نهشته شده است. [۵] در منطقه طارم و [۶] در جنوب خاوری زنجان با استفاده از داده‌های استر، مناطق دگرسانی فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک را معرفی نمودند. با اینحال تاکنون پردازشی از داده‌های استر برای منطقه مورد مطالعه از شمال خاوری ابهر گزارش نشده است.



شکل ۱: الف) نقشه ساده‌شده ورقه ۱:۲۵۰,۰۰۰ زنجان [۱] که در آن واحدهای لیتولوژی بر روی نقشه SRTM ترسیم شده‌اند. محدوده مورد مطالعه با مربع مشخص شده است.



در پیشینه مطالعاتی که محدوده مورد مطالعه را دربرداشته باشد، [۷] در گزارش اکتشافات ژئوشیمیایی ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰:۱۰۰,۰۰۰، بیشترین نوع دگرسانی را از نوع آرژیلیک متوسط همراه با کلاک‌ها و لجه‌های سیلیسی دانستند. اخیراً [۲] در تقسیمات لیتولوژی دقیق، این منطقه را با سنگ‌هایی با ترکیبات بازیک-حدواسط تا اسیدی با ماهیت گدازه و نهشته‌های ولکانوکلاستیک گزارش نمودند که ویژگی‌های مناطق فرورانش را همراه با علائم اختلاط و آمیختگی ماگمایی نشان می‌دهند.

امروزه تکنیک‌های سنجش از دور به طور گسترده و موفق برای شناسایی مناطق دگرسانی، در تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی مورد استفاده قرار می‌گیرند [۸]. این داده‌ها به علت پوشش چند طیفی و چند زمانی مناطق، قادر به شناسایی ایالت‌ها، کمربندها و مکان‌های کانه‌زایی بوده و فرصتی برای بهبود گام اولیه در اکتشاف کانسنگ‌ها به شمار می‌روند [۹]، [۱۰]، [۱۱].

به طور معمول مناطق دگرسانی را می‌توان در مولفه‌های مرتبه و شدت طبقه‌بندی نمود. مرتبه توسط مجموعه کانی‌های هیدروترمال بیان می‌شود. در حالی که شدت، درجه جانمایی کانی‌های اولیه با کانی‌های ثانوی را در مقیاسی از دگرسانی شدید تا نوع دگرسان نشده شرح می‌دهد. چنین فرآیندهای هیدروترمالی، ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی سنگ میزبان را تغییر می‌دهند و به طور رایج با ذخایر معدنی همراه هستند [۱۱].

برخی از محصولات این فرآیند شامل دگرسانی آرژیلیک پیشرفته، آرژیلیک، پروپیلیتیک و فیلیک است. مجموعه کانی‌های منطقه آرژیلیک پیشرفته توسط کوارتز، آلونیت با مقادیر متغیر کائولینیت، پروفیلیت، دیاسپور و سولفات‌های فسفر-آلومینیوم تشخیص داده می‌شود [۱۲]. دگرسانی آرژیلیک توسط تشکیل کانی‌های رسی (به طور معمول ایلیت، کائولینیت، مونتورینونیت و اسمکتیت) مشخص می‌شوند و بیشترین تاثیر را در لایه‌های سطحی می‌گذارد [۱۲]. دگرسانی پروپیلیتیک شامل کلریت، کوارتز، اپیدوت و کلسیت است و در نمونه دستی به راحتی توسط زمینه سبزرنگ سنگ تشخیص داده می‌شود [۱۳]. دگرسانی فیلیک نیز با کانی‌های فیلسیلیکات آلومینیوم‌دار مثل ایلیت و مسکوویت (سربسیت) متمایز می‌شود [۹]، [۱۵].

در این مطالعه، رادیومتری پیشرفته فضا برد بازتابی و گسیل گرمایی (استر) برای شناسایی مناطق دگرسانی سنگ میزبان در مجموعه آتشفشانی شمال زاج‌کان از شمال خاوری ابهر به کار گرفته شد. انتخاب این منطقه، به علت وجود پتانسیل بالای دگرسانی آرژیلیک، پروپیلیتیک و فیلیک است. زیرا چنین مناطق دگرسانی اطراف ذخایر مس پورفیری [۱۱]، [۱۴]، طلای اپی-ترمال [۸]، [۱۶] و یا هر دو آن [۶]، [۹]، [۱۲]، [۱۵] توسعه پیدا می‌کنند. بنابراین به عنوان مکان‌های امیدبخش برای اکتشافات معدنی مس و طلا در آینده در نظر گرفته می‌شوند. به علاوه وجود پوشش گیاهی پراکنده و کمبود مطالعات جامع دورسنجی در این مجموعه آتشفشانی شرایط را برای استفاده و ارزیابی تصاویر ماهواره‌ای استر مهیا ساخته است. از اینرو هدف اصلی این مقاله بازسازی انواع مناطق دگرسانی جهت بررسی‌های بیشتر معدنی در منطقه مورد مطالعه و ارزیابی پتانسیل تصاویر ماهواره‌ای استر و روش‌های مختلف پردازشی آن جهت نقشه‌برداری مناطق دگرسانی در این منطقه است.

۲. روش مطالعه و پیش‌پردازش داده‌ها

شناسایی کانی‌های دگرسانی و تهیه نقشه دگرسانی منطقه، با استفاده از پردازش تصاویر ماهواره‌ای استر همراه با مشاهدات صحرائی صورت گرفت. در این خصوص، روش‌های پردازش تصویر مانند ترکیب رنگی کاذب (FCC) و عملگرهای نسبت بانندی (BR) بهره گرفته شدند. مطالعه مقاطع نازک نیز به عنوان ابزار کنترلی استفاده شدند. در این مطالعه از تصاویر ماهواره‌ای استر که



توسط ماهواره ترا در تاریخ ۲۶ مارس سال ۲۰۰۶ تصویربرداری شده، استفاده خواهد شد. این تصاویر از نظر پردازشی در سطح B1 قرار دارند. داده‌های سطح B1 شامل تصحیحات رادیومتری و ژئومتری بر روی داده‌های اصلی سطح A1 هستند [۸]، [۱۱]. در ابتدا شش باند مادون قرمز نزدیک استر با قدرت تفکیک مکانی ۳۰ متر بر اساس قدرت تفکیک مکانی ۱۵ متری باندهای مرئی با روش نزدیک‌ترین همسایگی نمونه برداری مجدد [۸]، یکپارچه شدند. سپس با توجه به محدوده مورد مطالعه، تصویر حاصل برش خورده و تصحیحات بعدی روی آن انجام گرفت. سپس داده‌های ماهواره‌ای در مرحله تصحیح هندسی با توجه به نقشه توپوگرافی ۱:۵۰,۰۰۰ موجود که دارای مختصات صحیح بود، با روش تصویر به تصویر تصحیح هندسی شدند و در قالب شبکه مختصات UTM قرار گرفتند (Zone 39, datum WGS-84). این تصحیحات بر اساس انتخاب تعداد نقاط کنترلی بر روی نقشه توپوگرافی و مشابه‌یابی آن بر روی داده‌های ماهواره‌ای انجام می‌شود. تصحیح کراستاک که به علت پراکندگی فوتون‌ها ایجاد می‌شود، نیز با هدف حذف تاثیرات تراوشی سیگنال باند ۴ به سایر باندهای SWIR، به خصوص باندهای مجاور ۵ و ۹ انجام گرفت [۱۱] [۱۴]، [۱۵].

برای تبدیل داده‌های رادیانس به داده‌های انعکاسی و از بین بردن تاثیرات توپوگرافی و جوی، بعد از تصحیح اثر کراستاک، از روش میانگین بازتابش داخلی نسبی (IARR) استفاده شد. این روش مستقل از اطلاعات صحرایی بوده و در آن میانگین طیف تصویر محاسبه و به عنوان مرجع در نظر گرفته می‌شود. همچنین تصاویر استر به کمک ضریب همبستگی اتمسفری FLA-ASH [۱۷] جهت حذف امواج اتمسفری تصحیح شدند. به علاوه جهت حذف تاثیرات ذرات معلق و پراکنده در هوا از کالیبراسیون Log Residual نیز بهره گرفته شد. کلیه پردازش‌ها جهت بارزسازی پهنه‌های دگرسانی در محیط نرم‌افزارهای ENVI 4.7 و Arc GIS 10.1 صورت گرفته است.

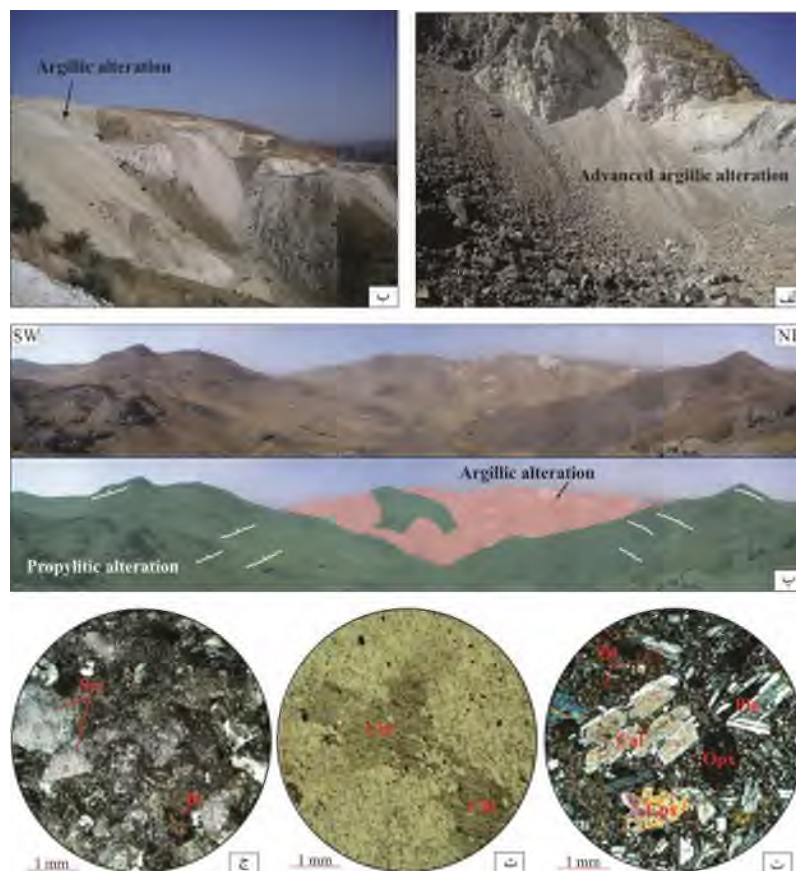
۳. نتایج و بحث

پس از تحلیل تصاویر ماهواره‌ای جهت یکپارچه‌سازی اطلاعات، مناطق خاصی با توجه به امکانات و شرایط دسترسی منطقه و همچنین نوع دگرسانی به منظور برداشت نمونه انتخاب شدند. بخش عمده دگرسانی‌ها در محدوده شمال، جنوب و خاور منطقه رخنمون دارند و بیشتر نمونه‌ها نیز از این مناطق برداشت شده‌اند. بر اساس نتایج بدست آمده از روش‌های مختلف پردازش تصاویر برای بررسی مناطق دگرسان شده، ۳۲ نقطه برای تهیه نمونه سنگی از سنگ میزبان دگرسان نشده و مناطق دگرسانی انتخاب و برداشت شدند. برداشت نمونه‌ها به منظور مطالعه کنترلی شامل مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک انجام گرفت.

آثار دگرسانی در مجموعه آتشفشانی شمال زاج‌کان در برخی نقاط که تحت تاثیر عوامل پسا‌ماگمایی مانند محلول‌های هیدروترمال بوده‌اند به خوبی قابل مشاهده هستند. بر اساس بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری می‌توان دگرسانی‌های عمده منطقه را به انواع دگرسانی‌های آرژیلیک (کانولینیت)، فیلیک (سریسیت و کوارتز) و پروپلیتیک (کلریت، اپیدوت و کلسیت) طبقه‌بندی نمود. این دگرسانی‌ها به تراوش سیالات اسیدی نسبت داده می‌شوند که با تجزیه کانی‌های ماگمایی اولیه مانند پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و بیوتیت همراه هستند [۱۲]، [۱۳]. بر اساس مشاهدات صحرایی، دگرسانی آرژیلیک محدوده وسیعی را شامل می‌شود و بیشترین گسترش را در شمال، جنوب و خاور منطقه دارد (شکل ۲). دگرسانی آرژیلیک پیشرفته نیز در پیرامون دگرسانی آرژیلیک با گسترش بسیار محدود حضور دارد. حضور این دگرسانی و مجاورت آن با دگرسانی آرژیلیک، مشابه با سیستم‌های کانه‌زایی نوع پورفیری و اپی‌ترمال با سولفید بالا است و حضور این تیپ نهشته‌ها را در این منطقه محتمل می‌سازد. واحدهای سنگی داسیتی و



ریولیتی تحت تأثیر این دگرسانی‌ها به رنگ‌های سفید، کرمی و صورتی روشن دیده می‌شوند. دگرسانی فیلیک در منطقه، دارای میکای سفید ریزبلور (سرسیت) است که به عنوان کانی شاخص این دگرسانی شناخته می‌شود. سایر کانی‌های این دگرسانی شامل کائولینیت، ایلیت و کوارتز است. دگرسانی فیلیک در مقایسه با دگرسانی آرژیلیک از گسترش کمتری در سطح منطقه برخوردار است. این دگرسانی در بخش‌های خاوری، مرکزی و باختری گسترش دارد و در آن بلورهای پلاژیوکلاز توسط کلسیت و سرسیت جانشین شده‌اند. در سایر نمونه‌ها، کانی‌های سرسیت، کوارتز، کلریت، اپیدوت، کائولینیت و کلسیت در مقطع نازک به سادگی قابل تشخیص هستند. رخداد سرسیت و کائولینیت به طور کلی ناشی از دگرسانی فلدسپارها است. با حرکت به سمت حاشیه‌هاله دگرسانی، کانی‌های مافیک و فلدسپارها توسط کائولینیت، ایلیت و کوارتز و اسمکتیت جایگزین شده بودند. در بخش مرکزی گاهی در مجاورت دگرسانی فیلیک، کانی‌های آلونیت، پیروفیلیت و بخش‌های سیلیسی نیز مشاهده می‌شود.



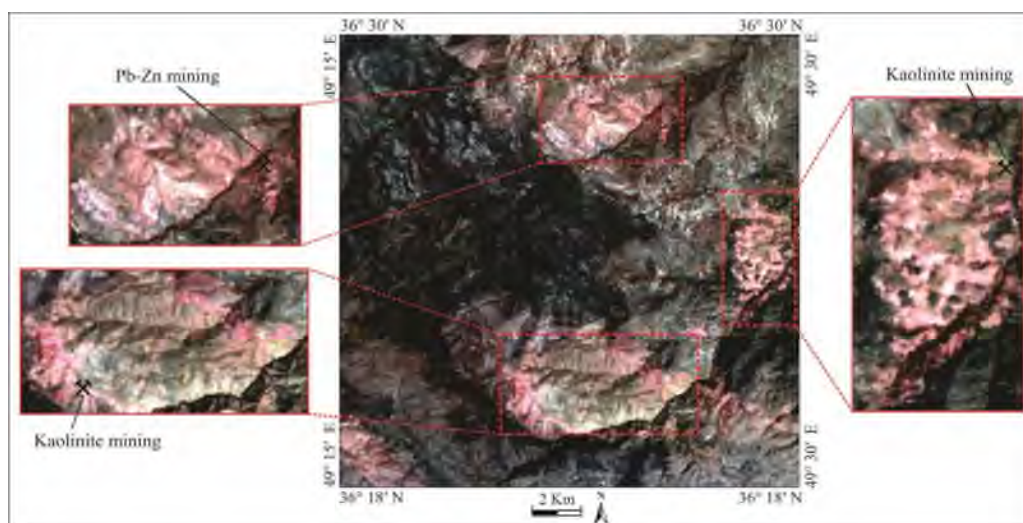
شکل ۲: پهنه‌های دگرسانی در شمال زاج‌کان همراه با رخنمون مناطق دگرسانی آرژیلیک پیشرفته (الف)، آرژیلیک (ب) و پروپیلیتیک را نشان می‌دهد. تقادیس زاج‌کان با یال‌های آندزیتی و دگرسانی پروپیلیتیک و تزریق ریولیت‌های نیمه عمیق در هسته آن و دگرسانی آرژیلیک مربوطه به وضوح قابل تمایز است. محصولات دگرسانی در مقاطع نازک از آندزیت (ت)، داسیت (ث) و ریولیت (ج) قابل ردیابی هستند (Cal: کلسیت، Chl: کلریت، Ser: سرسیت، Plg: پلاژیوکلاز، Ol: الیون‌های ایدنگزیتی، Opx: ارتوپیروکسن (آنستاتیت)، Cpx: کلینوپیروکسن (اوزیت) و Bi: بیوتیت).



بیرونی‌ترین منطقه دگرسانی که تحت عنوان منطقه پروپیلیتیک نامیده می‌شود، نیز از کلریت، اپیدوت، آلبیت و کربنات (کلسیت) تشکیل شده است. دگرسانی پروپیلیتیک در منطقه مورد مطالعه گسترش ناحیه‌ای دارد و اغلب از دگرسانی سنگ‌های رخنمون با ترکیب بازیک-حدواسط تشکیل شده‌اند و سایر دگرسانی‌های منطقه را احاطه نموده‌اند. تحت تأثیر این دگرسانی، پلاژیوکلازها به کانی‌های ثانوی از جمله کلریت، اپیدوت، کلسیت و اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. همچنین در برخی موارد مشاهده می‌شود که کانی‌های مافیک مانند آمفیبول به کلریت، سرسیت، اپیدوت و کانی‌های اپاک تجزیه شده‌اند که خود گویای دگرسانی فیلیک در منطقه است. مطالعه نمونه‌های برداشت‌شده، صحت شناسایی دگرسانی‌های منطقه با استفاده از تصاویر استر که در ادامه ارائه می‌شود را تایید نمود.

۳-۱. ترکیب رنگی کاذب (FCC)

روش ترکیب رنگی کاذب می‌تواند اطلاعات زیادی در ارتباط با مناطق دگرسانی [۱۴] و شناسایی اینتروزن‌ها و لیتولوژی کلی [۱۰] در اختیار قرار دهد. این روش می‌تواند توسط ادغام باندهای مرئی و مادون قرمز و یا تنها با استفاده از باندهای مادون قرمز تولید شود که با توجه به خصوصیات طیفی سنگ‌ها و کانی‌های دگرسانی انتخاب می‌شوند [۱۶]. بر این اساس چندین ترکیب رنگی مختلف از باندهای استر برای تفکیک بصری دگرسانی توسط محققان مختلف گزارش شده است [۶]، [۱۴]. یکی از آن‌ها که در این مطالعه نیز از آن بهره گرفته شد، ترکیب رنگی کاذب ۴۶۸ برای تفکیک اولیه دگرسانی در مجموعه آتشفشانی مورد مطالعه است (شکل ۳). در تصویر حاصل از ترکیب باندی ۴۶۸، به علت فرآیندهای Al-OH (متمركز در باند ۶ استر) و Fe-، Mg-OH (متمركز در باند ۸ استر) به ترتیب نواحی با دگرسانی آرژیلیک و فیلیک به رنگ سفید تا صورتی و نواحی با دگرسانی پروپیلیتیک به رنگ سبز دیده می‌شوند. زیرا کانی‌های آلونیت، کائولینیت و مسکوویت در باند ۴ بیشترین بازتاب را نسبت به باندهای ۶ و ۸ دارند [۶].



شکل ۳: ترکیب رنگی کاذب ۴۶۸ برای شناسایی پهنه‌های دگرسانی که در آن دگرسانی رسی به رنگ سفید تا صورتی و دگرسانی پروپیلیتیک با رنگ سبز ظاهر شده است.



۲-۳. روش نسبت باندی (BR)

یکی از روش‌های رایج در پردازش تصاویر ماهواره‌ای که تاکنون کاربرد وسیعی در دورسنجی داشته است، روش عملگرهای نسبت باندی است که برای نمایش تغییرات طیفی عارضه‌های جذبی خاص طراحی شده است [۱۱]، [۱۴]، [۱۶]. این روش بسته به نوع منطقه و کاربرد، شامل تقسیم ارزش عدد دیجیتالی (DN) دو باند بر یکدیگر است که اثرات توپوگرافی و سایه‌ها را از بین برده و نویزها را کاهش می‌دهد [۱۱]، [۱۶]. باندی که میزان بازتابش از هدف مورد نظر در آن بیشتر باشد، در صورت کسر و باندی که میزان جذب برای همان هدف بالاتر باشد، در مخرج کسر قرار می‌گیرد. روش نسبت باندی به طور معمول جهت برجسته‌سازی مواد و عارضه‌های معینی کاربرد دارد که در باندهای خام نمی‌توان آن‌ها را مشاهده نمود و روشی است که در نقشه‌برداری زمین‌شناسی در سال‌های اخیر به عنوان روشی کارآمد گزارش شده است [۸].

کانی‌های آلونیت (پیروفیلیت) شاخص دگرسانی آرژیلیک پیشرفته، کائولینیت شاخص دگرسانی آرژیلیک، سربسیت و ایلیت شاخص دگرسانی فیلیک و کلریت (به همراه اپیدوت و کلسیت) شاخص دگرسانی پروپیلیتیک هستند. از اینرو برای تمایز پهنه‌های دگرسانی با توجه به عارضه‌های طیفی این کانی‌های شاخص در هر نوع دگرسانی، می‌توان نسبت‌های باندی را تعریف کرد. در مطالعه [۱۷] برای تفکیک دگرسانی فیلیک و آرژیلیک با توجه به منحنی‌های طیفی کائولینیت و مسکویت به ترتیب از نسبت‌های باندی ۴/۵، ۵/۶ و ۴/۶ تصاویر استر برای پوشش محدوده جذب کائولینیت در ۲/۱۷ میکرومتر و مسکویت در ۲/۲۰ میکرومتر استفاده شده است. همچنین از نسبت‌های باندی ۳/۲ جهت ماسک کردن پوشش گیاهی بهره گرفته‌اند [۱۷]. سرانجام دو عملگر منطقی نسبت باندی را به ترتیب برای تفکیک دگرسانی آرژیلیک و فیلیک پیشنهاد دادند. در این مطالعه از این عملگر منطقی به صورت معادله‌های ۱ و ۲ جهت شناسایی پهنه‌های دگرسانی آرژیلیک و فیلیک استفاده شده است.

۱- عملگر منطقی دگرسانی آرژیلیک:

نسبت عارضه جذبی ۲/۱۷ میکرومتر همراه با دگرسانی آرژیلیک
 $((\text{float}(b3)/b2) \leq 1.35) \text{ and } ((\text{float}(b4)/b5) \geq 1.25) \text{ and } ((\text{float}(b5)/b6) \leq 1.05)$
نسبت تفکیک دگرسانی آرژیلیک از فیلیک
نسبت ماسک پوشش گیاهی

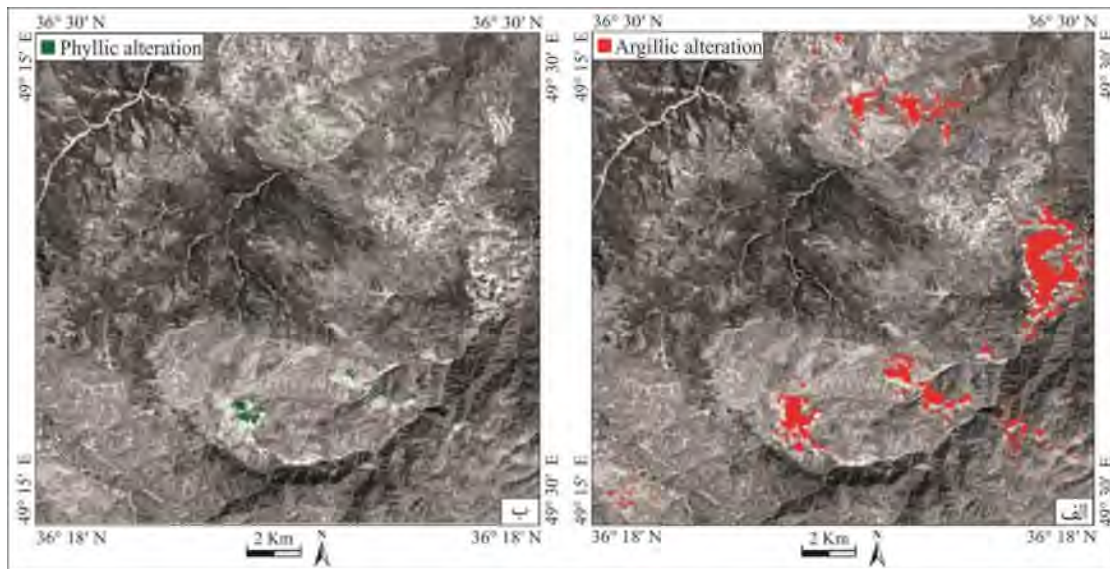
۲- عملگر منطقی دگرسانی فیلیک:

نسبت عارضه جذبی ۲/۲۰ میکرومتر همراه با دگرسانی فیلیک
 $((\text{float}(b3)/b2) \leq 1.35) \text{ and } ((\text{float}(b4)/b6) \geq 1.25) \text{ and } ((\text{float}(b5)/b6) \geq 1.05)$
نسبت تفکیک دگرسانی آرژیلیک از فیلیک
نسبت ماسک پوشش گیاهی

در منحنی طیفی کانی کائولینیت، مقادیر انعکاسی در باند ۵ حداقل ۵٪ کمتر از باند ۶ است که در معادله ۱ به صورت تعیین مقدار آستانه کمتر از ۱/۰۵ برای طبقه‌بندی پیکسل‌های تصویر به عنوان دگرسانی آرژیلیک نشان داده شده است. همچنین مقادیر انعکاسی در باند ۴ حداقل ۲۵٪ بیشتر از باند ۵ است که در معادله ۱ برای نسبت باندی ۴/۵ با مقادیر آستانه بیش از ۱/۲۵ برای نمایش پیکسل خروجی به عنوان دگرسانی آرژیلیک اعمال شده است. در منحنی طیفی کانی مسکویت نیز مقادیر انعکاسی در باند ۵ حداقل ۵٪ بیشتر از باند ۶ است و در معادله ۲ به صورت تعیین مقدار آستانه بیش از ۱/۰۵ (عکس معادله ۱) برای طبقه‌بندی پیکسل‌های تصویر به عنوان دگرسانی فیلیک نشان داده شده است. همچنین مقادیر انعکاسی در باند ۶ حداقل ۲۵٪ کمتر از باند



۴ است. بنابراین مقادیر پیکسلی برای نسبت باندی ۴/۶ باید بیش از ۱/۲۵ برابر پیکسل مورد نظر به عنوان دگرسانی فیلیک طبقه بندی شود [۱۴]، [۱۷]. با اعمال این دو عملگر بر روی باندهای استر منطقه، مناطق دگرسانی آرژیلیک (شکل ۴-الف) و فیلیک (شکل ۴-ب) متمایز شدند.



شکل ۴: نتایج روش عملگر منطقی نسبت‌های باندی معادله ۱ و ۲ [۱۷] را جهت تفکیک الف) دگرسانی آرژیلیک و ب) دگرسانی فیلیک نشان می‌دهد.

به منظور بارسازی دگرسانی پروپیلیتیک که همراه با کانی‌های شاخص گروه Mg-OH مانند کلریت، اپیدوت و کانی‌های کربناته (کلسیت) است، از نسبت باندی $(band6+band9)/band8$ به دلیل عارضه جذبی این گروه از کانی‌ها در باند ۸ (۲/۳۵ میکرومتر) و انعکاس نسبتاً بالا در باندهای ۶ و ۹ استفاده شد [۱۴]. با توجه به خروجی این نسبت باندی در شکل ۵-الف، قسمت‌های روشن تصویر تحت تاثیر دگرسانی پروپیلیتیک ظاهر شده‌اند. به علت گسترش زیاد گدازه‌های بازیک-حدواسط در منطقه مورد مطالعه که به طور عمده از کانی‌های پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند، رخداد دگرسانی پروپیلیتیک با این وسعت زیاد در منطقه دور از انتظار نیست.

۳-۲-۱. جذب نسبی

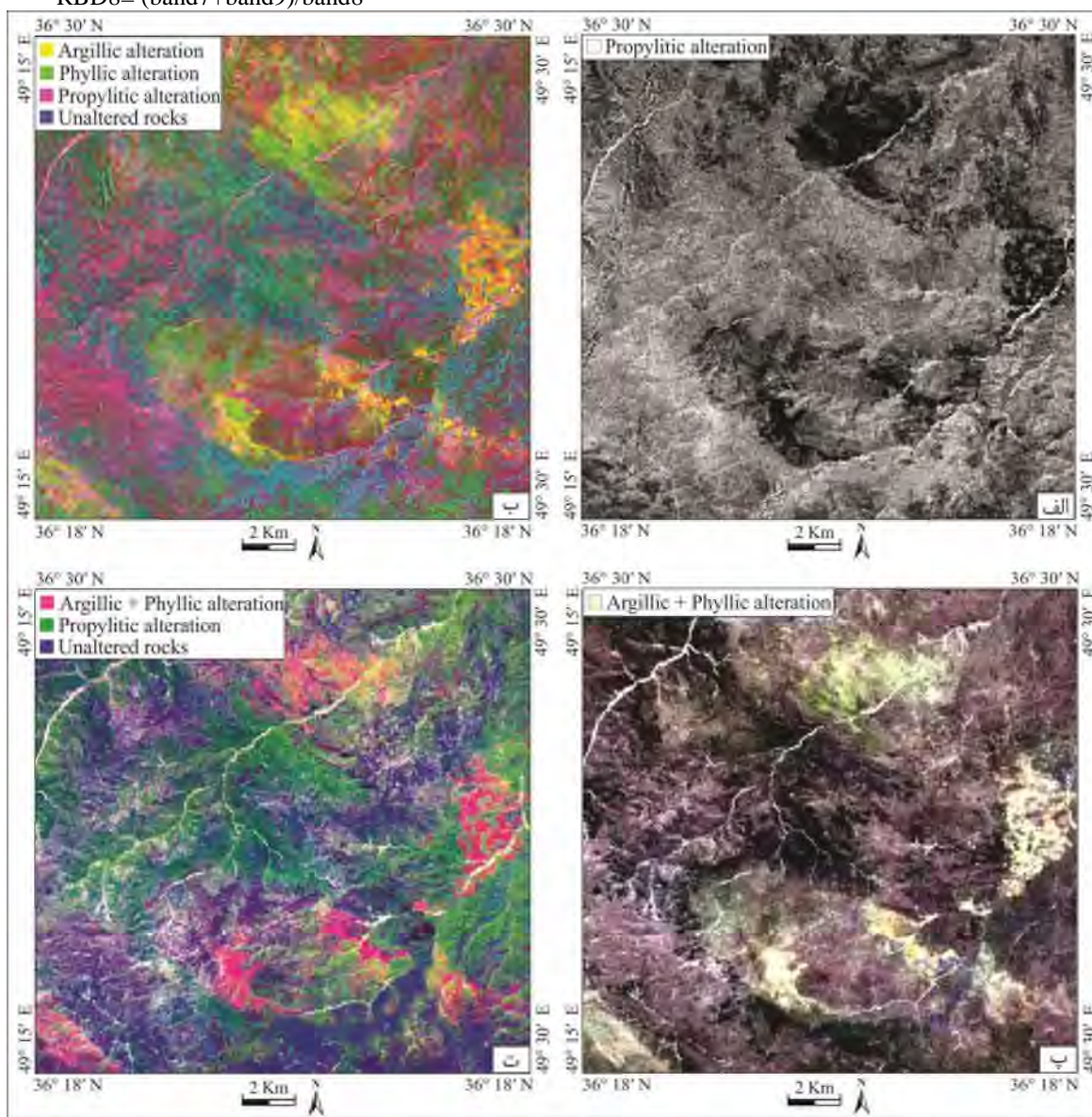
روش جذب نسبی (RBD)، نسبت سه مولفه‌ای برای نمایش شدت جذب $Fe-O$ ، $Mg-O-H$ ، $Al-O-H$ و CO_3 است. در این روش برای هر عارضه جذبی، جمع باندهای شاخص در صورت کسر و باندی که حداقل عارضه جذب نزدیک‌تر را دارد، در مخرج کسر قرار می‌گیرد [۱۴]، [۱۵]. سه نسبت RBD در این مطالعه به صورت RBD5، RBD6 و RBD8 تعریف شده است که با ترکیب رنگی RGB (قرمز، سبز و آبی) نمایش داده می‌شوند تا مناطق دگرسانی آرژیلیک، فیلیک و پروپیلیتیک را از یکدیگر متمایز سازند. نسبت‌های RBD استفاده شده مبنی بر مطالعه [۱۱] عبارتند از:



$$\text{RBD5} = (\text{band4} + \text{band6}) / \text{band5}$$

$$\text{RBD6} = (\text{band5} + \text{band7}) / \text{band6}$$

$$\text{RBD8} = (\text{band7} + \text{band9}) / \text{band8}$$



شکل ۵: نتیجه اعمال نسبت باندی الف) $(\text{band6} + \text{band9}) / \text{band8}$ (ب) RBD5، RBD6 و RBD8، پ) $4/5$ ، $4/6$ و $4/7$ (ج) $4/6$ ، $4/8$ و $4/4$ برای تفکیک پهنه‌های دگرسانی و سنگ‌های دگرسان‌نشده در منطقه را نشان می‌دهد.

از آنجایی که عارضه جذبی در $2/17$ میکرومتر (منطبق با باند ۵ استر)، $2/20$ میکرومتر (منطبق با باند ۶ استر) و $2/35$ میکرومتر (منطبق با باند ۸ استر) در منحنی طیفی کانی‌های شاخص دگرسانی وجود دارد، از این ترکیبات رنگی RGB برای هر



سه خروجی RBD قابل استفاده است که در این خصوص مجموعه کانی‌های دگرسانی با رنگ‌های مختلف را نمایش می‌دهد (شکل ۵-ب). نواحی آرژیلیک به صورت رنگ زرد و نواحی فیلیک به رنگ سبز ظاهر شده‌اند که بخش اصلی از هاله دگرسانی را اشغال نموده‌اند. منطقه پروپیلیتیک نیز به صورت ارغوانی متمایل به صورتی دیده می‌شود که حاشیه سایر مناطق دگرسانی را احاطه کرده است. سنگ‌های دگرسان‌نشده نیز در این روش با رنگ آبی قابل شناسایی هستند.

با توجه به عارضه‌های طیفی کانی‌های موجود در منطقه، دو ترکیب رنگی نسبت‌های باندی ۴/۵، ۴/۶، ۴/۷ و ۴/۶، ۵/۸، ۳/۴ نیز در بارزسازی پهنه‌های دگرسانی قابل استفاده هستند [۱۴]. در ترکیب رنگی ۴/۵، ۴/۶، ۴/۷ سنگ‌های آرژیلیک و فیلیک در رنگ سفید متمایل به زرد نشان داده شده‌اند (شکل ۵-پ). اما در ترکیب رنگی ۴/۶، ۵/۸، ۳/۴ که برای تمایز لیتولوژی متنوع نیز مفید است، سه واحد اصلی در منطقه قابل تمایز هستند (شکل ۵-ت): ۱- منطقه صورتی رنگ که دارای ارزش بالای نسبت باندی ۴/۶ است و نشان‌دهنده وجود دگرسانی‌های فیلیک و آرژیلیک (سریسیت و کانی‌های رسی) است که منطبق با واحدهای سنگی داسیتی-ریولیتی منطقه‌اند. ۲- منطقه سبز رنگ که دارای ارزش بالای نسبت باندی ۵/۸ و وجود فازهای ثانوی کلریت، اپیدوت و کلسیت است. این منطقه منطبق با دگرسانی پروپیلیتیک است و به طور معمول سنگ‌های بازیک-حدواسط منطقه را شامل می‌شود. ۳- منطقه آبی رنگ که دارای ارزش بالای نسبت باندی ۳/۴ بوده و معرف سنگ‌های دگرسان‌نشده است و سنگ‌های آتشفشانی و ولکانوکلاستیک منطقه را شامل می‌شود. محتمل است که این دگرسانی‌ها، کنترلی ساختاری برای سیالات هیدروترمال را بازتاب می‌کنند که سبب تشکیل آن‌ها در منطقه شده است. مقایسه نتایج بدست آمده با بازدیدهای میدانی نشان می‌دهد که عملگرهای نسبت باندی، پتانسیل مناسبی در بارزسازی مناطق دگرسانی دارند.

۴. نتیجه‌گیری

پردازش تصاویر ماهواره‌ای استر با استفاده از روش‌های ترکیب رنگی کاذب و عملگرهای نسبت باندی در این مطالعه منجر به بارزسازی دگرسانی‌های شاخص آرژیلیک، فیلیک و پروپیلیتیک در منطقه مورد مطالعه شدند. بررسی نتایج بارزسازی نواحی دگرسانی و مطالعات صحرائی نشان می‌دهد که دگرسانی آرژیلیک در بخش‌های شمال، جنوب و خاوری منطقه مشاهده می‌شوند و منطبق با واحدهای دگرسان‌شده داسیتی-ریولیتی هستند. به علاوه دگرسانی آرژیلیک پیشرفته (آلونیت) در بخش‌های بسیار محدودی از منطقه در مجاورت دگرسانی آرژیلیک گسترش یافته‌اند. دگرسانی فیلیک شامل دگرسانی سریسیتی بوده و بر روی مناطق دگرسان‌شده مرکزی و تا حدودی در بخش‌های شمالی، خاوری و باختری منطقه بر روی همان رخنمون‌های سنگی داسیتی-ریولیتی و گاهی آندزیت‌های پورفیریته‌یک به صورت پراکنده دیده می‌شود. دگرسانی پروپیلیتیک بخش عمده‌ای از منطقه را پوشش داده است. این دگرسانی به طور معمول پهنه‌هایی از منطقه که توسط گدازه‌های بازیک-حدواسط پوشانده شده است را تحت تاثیر قرار داده است. چنین مناطقی دگرسانی، اطراف ذخایر مس پورفیری و طلای اپی ترمال توسعه پیدا می‌کنند و می‌توانند به عنوان مکان‌های امیدبخش برای اکتشافات معدنی مس و طلا در این بخش از ناحیه ایران در نظر گرفته شوند.

منابع

[۱] Stöcklin, J., and Eftekhari-nezhad J (1969), Explanatory text of the Zanjan quadrangle map on scale 1:250,000, Geological survey of Iran, No. D4, 61p.



- [۲] خلعت‌بری جعفری، م.، اکبری، م.، و قلمقاش، ج (۱۳۹۵) زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی، و تحولات ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه آق‌داغ، شمال خاوری ابهر. نشریه علوم زمین خوارزمی، جلد ۲ شماره ۱ بهار و تابستان، ۳۳-۶۰.
- [۳] Alavi, M (1991), Tectonic map of the Middle East, Scale 1:5,000,000, Geological Survey of Iran.
- [۴] Hirayama, K., Haghypour, A., and Hajian, J (1965) Geology of the Zanjan area: The Tarom district, eastern part, Geological survey of Iran, No. 28, 33p.
- [۵] شرقی نمین، ا.، اصلانی، س.، و بحرودی، ع (۱۳۸۹) شناسایی مناطق دگرسانی هیدروترمال در منطقه طارم استان زنجان با استفاده از داده‌های ماهواره‌ای ASTER. فصلنامه زمین و منابع، شماره ۴، سال سوم، ۵۵-۶۲.
- [۶] Azizi, H., Tarverdi, M, A., and Akbarpour, A (2010) Extraction of hydrothermal alterations from ASTER SWIR data from east Zanjan, northern Iran. *Advances in Space Research*, 46, 99-109.
- [۷] عابدیان، ن.، شاهین، ا.، و علی‌پور، م (۱۳۸۷) اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ ابهر، طرح زمین‌شناسی عمومی، پروژه ژئوشیمیایی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۹۲ ص.
- [۸] Amer, R., Mezayen, A, E., and Hasanein, M (2016) ASTER spectral analysis for alteration minerals associated with gold mineralization. *Ore Geology Reviews*, 75, 239-251.
- [۹] Rowan, L, C., Schmidt, R, G., and Mars, J, C (2006) Distribution of hydrothermally altered rocks in the Reko Diq, Pakistan mineralized area based on spectral analysis of ASTER data. *Remote Sensing of Environment*, 104, 74-87.
- [۱۰] Bedini, E (2011) Mineral mapping in the Kap Simpson complex, central East Greenland, using HyMap and ASTER remote sensing data. *Advances in Space Research*, 47, 60-73.
- [۱۱] Beiranvand Pour, A, B., and Hashim, M (2011) Identification of hydrothermal alteration minerals for exploring of porphyry copper deposit using ASTER data, SE Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42, 1309-1323.
- [۱۲] Lerouge, C., Kunov, A., Fléhoc, C., Georgieva, S., Hikov, A., Lescuyer, J, L., Petrunov, R., and Velinova, N (2006) Constraints of stable isotopes on the origin of alunite from advanced argillic alteration systems in Bulgaria. *Journal of Geochemical Exploration*, 90, 166-182.
- [۱۳] Mielke, P., Nehler, M., Bignall, G., and Sass, I (2015) Thermo-physical rock properties and the impact of advancing hydrothermal alteration - A case study from the Tauhara geothermal field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 301, 14-28.
- [۱۴] Alimohammadi, A., Alirezaei, S., and Kontak, D, J (2015) Application of ASTER data for exploration of porphyry copper deposits: A case study of Daraloo–Sarmeshk area, southern part of the Kerman copper belt, Iran. *Ore Geology Reviews*, 70, 290-304.
- [۱۵] Beiranvand Pour, A, B., and Hashim, M (2012) The application of ASTER remote sensing data to porphyry copper and epithermal gold deposits. *Ore Geology Reviews*, 44, 1-9.
- [۱۶] Ibrahim, W, S., Watanabe, K., and Yonezu, K (2016) Structural and litho-tectonic controls on Neoproterozoic base metal sulfide and gold mineralization in North Hamisana shear zone, South Eastern Desert, Egypt: The integrated field, structural, Landsat 7 ETM+ and ASTER data approach. *Ore Geology Reviews*, 79, 62-77.
- [۱۷] Mars, J, C., and Rowan, L, C (2006) Regional mapping of phyllic and argillic altered rocks in the Zagros magmatic arc, Iran, using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data and logical operator algorithms. *Geosphere*, 2, 161-186.

زمین شناسی

مهندسی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



وضعیت زمین‌شناسی مهندسی منطقه آزاد انزلی و بررسی ظرفیت باربری شمع درجاریز

فرشید نوظهور مغاللو

دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی مهندسی، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

fnozohour75@gmail.com

ابراهیم اصغری کلجاهی*

دانشیار گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

e-asghari@tabrizu.ac.ir

چکیده

منطقه آزاد انزلی در جنوب دریای خزر واقع بوده و حدود ۱۰۰ هکتار وسعت دارد. این منطقه ساحلی از تناوب رسوبات ماسه‌ای و لایه‌های ریزدانه تشکیل شده است. این رسوبات نسبتاً سست بوده و عدد SPT عموماً بین ۱۰ تا ۴۰ می‌باشد. عمق آب زیرزمینی در این محدوده بین ۱ تا ۵ متر است. یکی از مشکلات ژئوتکنیکی در این منطقه، روانگرایی خاک در موقع زلزله است. در این منطقه مراکز اقتصادی و تجاری مهمی در حال احداث است که با توجه به شرایط زمین‌شناسی منطقه، اغلب برای پی‌سازی یا از شمعی و یا از طرحهای بهسازی عمیق خاک استفاده می‌شود. طراحی شمع برای هر پروژه معمولاً بر اساس پارامترهای ژئوتکنیکی خاک و با استفاده از روابط تجربی موجود صورت می‌گیرد. بیشتر محققین بر این باورند که استفاده از معادلات تجربی برای پیش‌بینی ظرفیت باربری شمع به طوری که کاملاً با نتایج آزمایشات همخوانی داشته باشد، امکان‌پذیر نیست. در این مقاله بعد از ارائه شرایط زمین‌شناسی مهندسی منطقه آزاد انزلی، نتایج آزمایش بارگذاری دو شمع بتنی درجاریز انجام شده در یکی از پروژه‌های این منطقه ارائه شده است. آزمایش بارگذاری فشاری بر روی شمع‌های بتنی به قطر ۱۲۰ سانتیمتر و به طول حدود ۲۶ متر انجام گردیده است. برای تعیین ظرفیت باربری شمع از روش‌های مختلفی استفاده شده است. در تعیین مقدار بار نهایی از نتایج آزمایشات بارگذاری استاتیکی، روشی که مقدار نشست شمع تحت بار وارده را در تفسیر مد نظر قرار می‌دهد، روش حدی دیویسون با در نظر قرار گرفتن مقدار تغییر شکل متناظر با بار نهایی مناسب می‌باشد. بر اساس این روش مقدار بار نهایی برای شمع‌های مذکور حدود ۶۰۰ تن تعیین شده است.

کلمات کلیدی: منطقه آزاد انزلی، ظرفیت باربری شمع، بارگذاری استاتیکی شمع، رسوبات ماسه‌ای



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Engineering geology of Anzali free zone and in-situ pile bearing capacity

Farshid Nozohour Moghanlo

Master of Science in Engineering Geology, Department of Earth Sciences,
University of Tabriz,

Fnozohour75@gmail.com

Ebrahim Asghari-Kalajahi*

Associate professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz,

e-asghari@tabrizu.ac.ir

Abstract

Anzali Free Zone is located in the south of the Caspian Sea and has an area of about 100 hectares. This coastal area is composed of alternating sand deposits and fine-grained layers. These sediments are relatively loose and the SPT number is generally between 10 and 40. Groundwater depth in this range is between 1 to 5 meters. . One of the geotechnical problems in this area is soil liquefaction during earthquakes. Important economic and commercial centers are being built in this region, which, due to the geological conditions of the region, are often used for foundations, either piles or deep soil improvement projects. Pile design for each project is usually based on soil geotechnical parameters and using existing experimental relationships. Most researchers believe that it is not possible to use experimental equations to predict the bearing capacity of a pile in a way that is completely consistent with the test results. In this paper, after presenting the engineering geological conditions of Anzali Free Zone, the results of loading test of two concrete piles in the valley performed in one of the projects of this region are presented. Compressive loading test has been performed on concrete piles with a diameter of 120 cm and a length of about 26 m. Various methods have been used to determine the bearing capacity of the pile. In determining the amount of final load from the results of static loading tests, the method that takes into account the amount of pile settling under the applied load, the Davison limit method is appropriate by considering the amount of deformation corresponding to the final load. According to this method, the final load for the mentioned piles is set at about 600 tons.

Keywords: Anzali free zone, Pile bearing capacity, Static loading test, Sand sediments



۱. مقدمه

منطقه آزاد انزلی در نوار ساحلی دریای خزر در حال احداث و توسعه است. خاکهای این منطقه عموماً سست یا نرم بوده و احداث پی ساختمانهای بزرگ بر روی آن با مشکلاتی مواجه است. معمولاً برای اجرای ساختمانها و مجتمعهای اقتصادی و صنعتی از شمع در زیر فونداسیونها استفاده می‌شود. شمع مطمئن‌ترین شکل پی در مهندسی عمران است. در سال‌های اخیر، با توسعه عمرانی و اقتصادی، همراه با احداث انواع ساختمان‌های بزرگ و بلند، پی روی شمع به دلیل عملکرد بهتر آن، به ویژه در مناطق لرزه خیز و مناطق دارای خاک ضعیف ثابت شده است (Zhong-Ju et al. 2015). همچنین با جلوگیری از نشست بیش از حد یا حرکت جانبی سازه‌ها، پی‌های عمیق بارهای سازه‌ای را از بین لایه‌های ضعیف به لایه‌های مقاوم‌تر عمیق منتقل می‌کنند. در این رهگذر تعیین ظرفیت باربری شمع در هر محل از اهمیت زیادی در مهندسی ژئوتکنیک برخوردار است. برای تعیین ظرفیت باربری شمع تحقیقات زیادی تا کنون انجام شده است. Hansen (1961) روشی را برای محاسبه ظرفیت باربری نهایی افقی شمع که فقط برای شمع‌های کوتاه و صلب قابل استفاده بود ارائه داده است. Broms (1964) با ساده سازی‌هایی در نحوه توزیع فشار خاک در امتداد شمع، روشی برای محاسبه ظرفیت نهایی شمع تحت نیروی افقی برای انواع شمع‌ها با انتهای آزاد و گیردار، شمع‌های کوتاه و بلند و برای خاک‌های دانه‌ای و خاک‌های رسی ارائه کرده است. Prakash and Subramanyam (1965) نیز با انجام تعدادی آزمایش نشان دادند که مقاومت شمع‌های مایل منفی تحت اثر بارهای جانبی بیشتر از مقاومت شمع‌های مایل مثبت است. Poulos and Madhav (1971) پس از بررسی رفتار شمع‌های مایل بر اثر بارهای جانبی نشان دادند که تغییر مکان جانبی به زاویه شمع مایل بستگی دارد. Ottaviani (1975) با استفاده از روش المان محدود، گروه شمع تحت نیروی قائم را تحلیل نمود. Randolph (1981) با استفاده از تکنیک‌های سری‌های فوریه و روش‌های المان محدود، شمع منفرد را تحت نیروی افقی تحلیل نمود. Tominag et al. (1983) با بررسی جابجایی افقی شمع در معرض بار جانبی دریافتند که تغییر مکان‌های افقی خاک مقابل شمع تحت بار جانبی بیشتر از تغییر مکان‌های قائم بوده و با افزایش عمق این تغییر مکان‌ها کاهش می‌یابد. Ruesta and Townsend (1997) مشاهده نمودند که در هنگام بارگذاری جانبی در ماسه، شمع‌های بیرونی بار بیشتری نسبت به شمع‌های میانی حمل می‌کنند. قهرمانی (۱۳۸۸) به پیش‌بینی ظرفیت باربری شمع‌ها با استفاده از مدلسازی عددی آزمایش بارگذاری شمع پرداختند که جهت مدلسازی بهتر و هدفمند بودن ترتیب مدلسازی‌ها، سعی شده که با استفاده از روشی سیستماتیک، طراحی مناسبی برای نحوه تغییر تمامی پارامترهای تأثیرگذار بر مدل عددی ارائه شود. روش استفاده شده در این تحقیق روش تاگوچی است که قادر به بررسی آثار عمده تأثیر هر یک از فاکتورها، تداخل بین فاکتورهای مختلف و پیش‌بینی بهینه‌ترین ترکیب از بین تمامی آزمایش‌های ممکن است. حاجی علیلو و همکاران (۱۳۸۹) رفتار شمع‌های قائم و مایل را تحت بارگذاری جانبی در ماسه با استفاده از روش عکس‌برداری سریع به طور تجربی مورد بررسی قرار داده و نشان داده‌اند که با مایل‌تر شدن شمع، با اعمال بار جانبی شمع تحت نیروی محوری بیشتری قرار گرفته و در نتیجه موجب نشست بیشتر خاک اطراف شمع در اعماق پایین‌تر می‌گردد که در خصوص شمع‌های مایل مثبت نسبت به شمع‌های مایل منفی میزان نشست بیشتر می‌باشد. یزدانی و حیدری پناه (۱۳۹۲) اثرات بارهای قائم روی پاسخ گروه شمع ۵×۳ مدفون در خاک ماسه‌ای را بررسی کردند. بر طبق نتایج به دست آمده بار قائم باعث افزایش مقاومت جانبی شمع می‌گردد که این نتیجه می‌تواند در اثر افزایش فشار دور تا دور ناشی از خاک ماسه‌ای دور شمع باشد. Du et al. (2018) ظرفیت باربری شمع‌ها را از طریق آزمایش تقویت خاک رس و شبیه سازی عددی ظرفیت باربری شمع مورد بررسی قرار داده و با روش استاندارد مقایسه شده است. Heidarie Golafzani et al. (2019) به ارزیابی روش‌های پیش‌بینی مختلف در



چارچوب طراحی مبتنی بر قابلیت اطمینان^۱ (RBD) پرداختند. در این راستا، تجزیه و تحلیل‌های مختلف استاتیکی، SPT و روش-های مبتنی بر CPT در نظر گرفته شده است. Song et al. (2019) رفتار تعاملی بین شمع و خاک شمع‌های منفرد، طولانی، بار جانبی، تعبیه شده در هر دو خاک رس اشباع و زهکشی شده مورد بررسی قرار داده‌اند. نتایج نشان می‌دهد که ظرفیت تحمل بار جانبی شمع در خاک رس زهکشی شده تا ۲۷ درصد بیشتر از مقدار اولیه است.

در این مقاله ابتدا شرایط زمین‌شناسی منطقه آزاد انزلی بررسی شده و سپس با توجه به شرایط ژئوتکنیکی که برای سازه‌های سنگین نیاز به پی عمیق (شمع) است، ظرفیت باربری باربری شمع بر اساس روابط تجربی و نتایج آزمایشات بارگذاری شمع بررسی شده است.

۳- زمین‌شناسی مهندسی منطقه

جلگه خزر شامل حاشیه باریک جنوبی دریای خزر است که از لبه دریا شروع شده و امتداد آن تا پای کوه‌های شمالی البرز و شرقی تالش می‌رسد. طول جلگه دریای خزر حدود ۲۲۲ کیلومتر از آستارا تا بستر رود اترک همواره متغیر بوده و عرض آن غالباً کمتر از ۲۰ کیلومتر می‌باشد. در بعضی نقاط (قسمتهای غربی و جنوبی)، دامنه‌های شرقی تالش و شمالی البرز تقریباً تا نوار ساحلی دریای خزر پیشرفته و حاشیه باریک ساحلی را به حداقل می‌رساند. در حالی که در مصب رودخانه‌های بزرگ مانند سفید رود، تجن و گرگان رود، جلگه عریض شده و عرض آن تا ۶۲ کیلومتر می‌رسد. جلگه خزر به طور کلی با رسوبات آبرفتی پوشیده شده است. سطح هموار و یکنواخت از ویژگی‌های آن است. شیب آن کم و از پای کوه‌ها به سمت دریای خزر است. گاهی شیب آن قدر ملایم و کم می‌شود که آبهای جاری با توجه به بافت ریز رسوب‌ها، باتلاق‌هایی را بوجود می‌آورند. تراز جلگه خزر در کناره خط ساحلی ۲۶- متر و در پای کوه‌ها اندکی بالاتر از سطح آزاد آب‌هاست.

ساحل دریای خزر از نظر ساختمانی از نوع ساحل طولی است. یعنی روند آن موازی با روند محور ساختمان‌های چین‌خورده مجاور است. به همین دلیل ساحل فاقد بریدگی می‌باشد و سراسر پست و پوشیده از ماسه است. ماسه‌های ساحلی، منشأ خشکی دارند و وسیله آبهای جاری به دریاچه خزر انتقال یافته‌اند. از این رو به جز در نقاطی که عرض جلگه کم است، نسبت رسوبات درشت دانه در ساحل خزر کم می‌باشند و اکثر نوار ساحلی را ماسه می‌پوشاند. در نقاطی که ساحل پوشیده از شن و ریگ باشد، سدهای ساحلی به صورت سد شنی و ریگی در آمده‌اند.

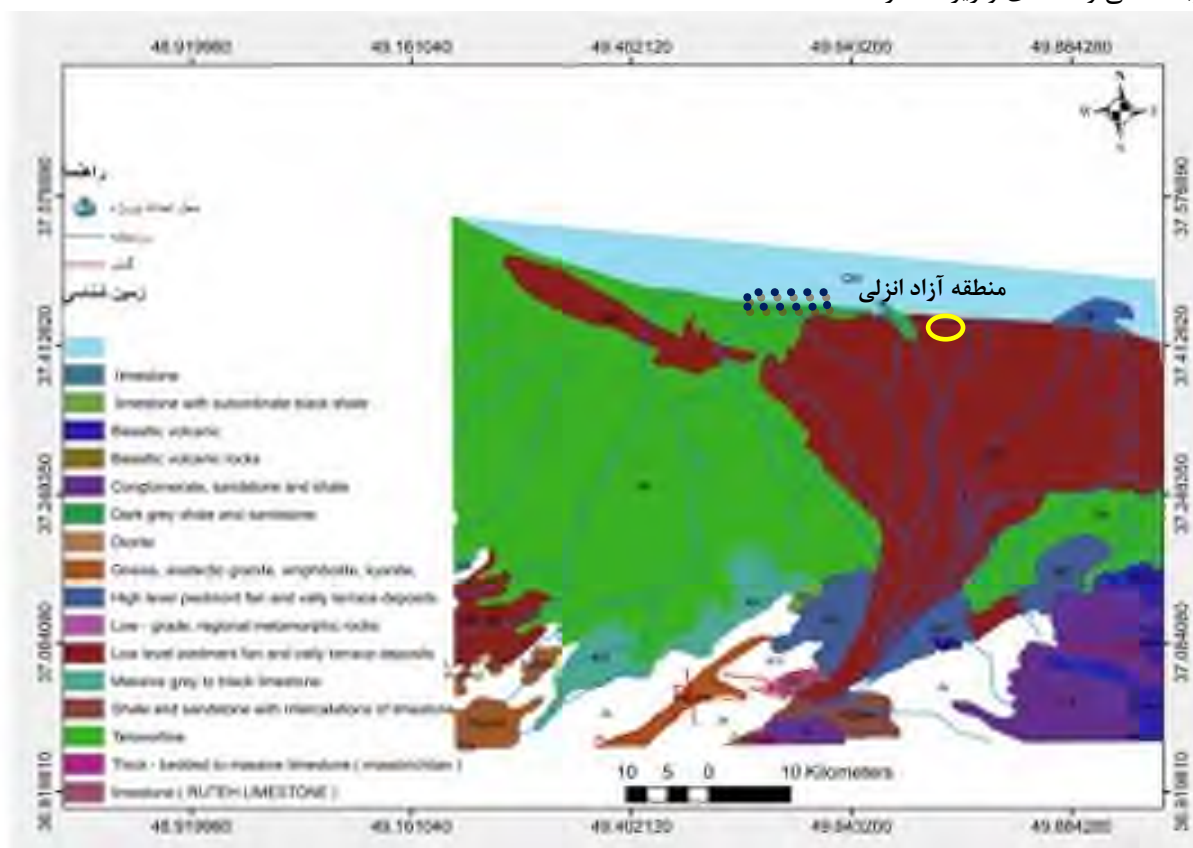
ماسه‌هایی که نسبت به سطح آب دریا در بلندی قرار گرفته‌اند، زهکشی شده و نسیم دریا آنها را نسبتاً خشک و آزاد می‌سازد. این ماسه‌ها هنگام وزش بادهای دریایی به آسانی جابجا می‌شوند و بسته به قدرت دریا باد و قطر دانه‌ها و شیب جلگه، کمی دورتر مجدداً بر سطح زمین انباشته شده و تپه‌های ماسه‌ای ساحلی را بوجود آورده‌اند. مشخص‌ترین آنها تپه‌های ماسه‌ای طویل و نسبتاً بلند ساحل انزلی است. محور این تپه‌ها موازی خط ساحلی است و در طول چندین کیلومتر امتداد دارند. ارتفاع آنها به ۲ متر و بیشتر می‌رسد و در سطح آنها ریپل مارک را نیز می‌توان دید که نشانه حرکت و جابجایی ماسه‌ها توسط باد است. جنس ماسه‌ها از ذرات سیلیس و در آن خرده‌های صدف نرم‌تنان هم دیده می‌شوند. در اکثر نقاط بر سطح این تپه‌ها گیاهان بومی روییده و بدین ترتیب بطور طبیعی تثبیت شده‌اند (مهندسین مشاور ژئوسازه گیلان، ۱۳۹۷).

منطقه آزاد انزلی در ۱۷ کیلومتری شرق بندر انزلی در محدوده مخروط افکنه رودخانه سفید رود واقع شده است (شکل ۱). در

¹ Reliability-Based Design



این منطقه در یک محدوده به طول ۲/۵ کیلومتر و به عرض حدود ۵۰۰ متر، مراکز مختلف اقتصادی و تجاری در حال احداث است (شکل ۲). اخیراً برای احداث مراکز تجاری هامرز و مجتمع تجاری و پارکینگ طبقاتی شرکت آذر تجارت، مطالعات ژئوتکنیکی انجام شده است. بررسی ترانشه‌های موجود در محدوده طرح که یک نمونه از آنها در شکل ۳ نشان داده شده است، نشانگر گسترش رسوبات شنی و ماسه‌ای و ریزدانه در منطقه است.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه (هریری و همکاران، ۱۳۸۳)

مطالعات ژئوتکنیک پروژه مجتمع تجاری آذر تجارت حاکی از وجود خاک ماسه‌ای روانگرا در اعماق ۰ تا ۳ متری و نیز ۱۰ تا ۱۲ متری است. با جمع بندی مطالعات صحرایی و بررسی نتایج آزمایشگاهی بر روی نمونه‌های اخذ شده از گمانه‌ها می‌توان لایه بندی زمین را در ساختگاه مورد نظر به این صورت بیان نمود:

این ساختگاه در حالت کلی دارای رسوب گذاری غیریکنواخت می باشد، بدین معنی که در لایه‌های فوقانی تا عمق حدود ۶ متر، رسوبات به صورت لایه‌های ماسه‌ای ریز به همراه مقادیری ریزدانه رسی و سیلتی دیده می شود. در ادامه از عمق ۶ متری تا ۲۰ متری لایه‌های خاک بطور متناوب از جنس لای و رس بوده و در بین آنها گاه‌گاه لایه‌هایی از مخلوط ماسه و لای دیده شده است. از عمق ۲۰ متری تا انتهای گمانه‌های حفر شده (عمق ۴۰ متر) نیز لایه‌های خاک غالباً از نوع ماسه ریزدانه و شن ریز به همراه مقداری رس و لای مشاهده شده است.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



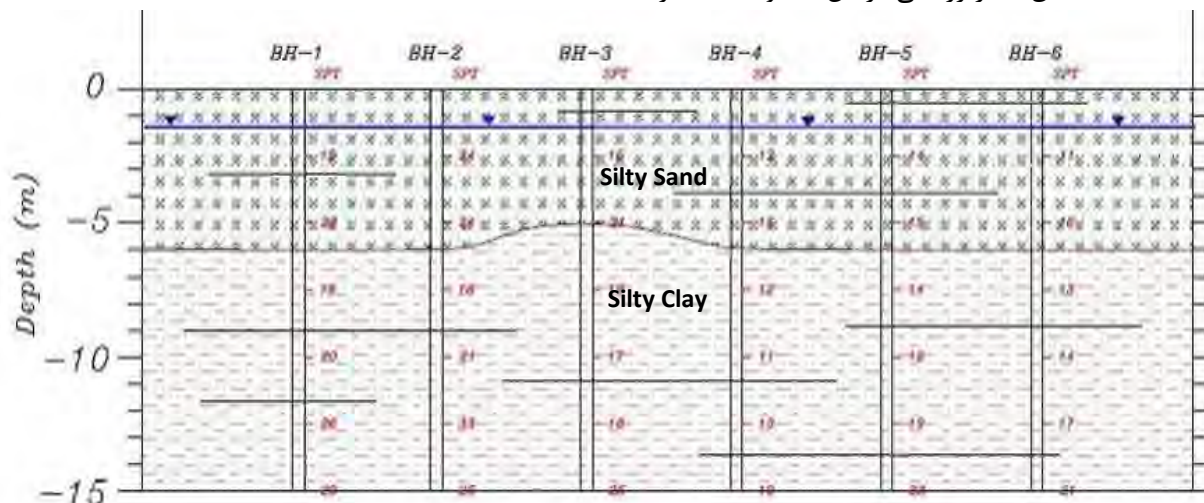
شکل ۲- موقعیت منطقه آزاد انزلی بر روی عکس ماهواره ای



شکل ۳- تصویری از پروفیل خاک سطحی منطقه آزاد انزلی



در ساختگاه مجتمع تجاری هامرز در شرق منطقه آزاد انزلی بعد از یک لایه ۶ متری از خاک ماسه سیلت دار، رسوبات ریزدانه دیده می‌شود. تراکم خاکهای این محل کم بوده و اعداد SPT بین ۱۰ تا ۳۰ می‌باشد. در شکل ۴ مقطع ژئوتکنیکی این محل نشان داده شده است. عمق آب زیرزمینی در این محدوده ۱/۵ متر است.



شکل ۴- پروفیل ژئوتکنیکی محدوده مجتمع تجاری هامرز در منطقه آزاد انزلی (شرکت ژئوسازه گیلان، ۱۳۹۷)

۳- ظرفیت باربری شمع

ظرفیت باربری شمع با توجه به شرایط ژئوتکنیکی هر محل تعیین می‌شود. روابط تجربی مختلفی وجود دارد که بر اساس آنها و با توجه شرایط ژئوتکنیکی محل، ظرفیت باربری مجاز شمع تعیین می‌شود. برای تعیین دقیق‌تر ظرفیت باربری شمع نیاز به انجام آزمایش بارگذاری شمع است.

برای اساس مشخصات ژئوتکنیکی و نتایج آزمایشات صحرایی و آزمایشگاهی، ظرفیت باربری شمع در سایت پروژه مجتمع آذرتجارت به قطر و طولهای مختلف تعیین شده و به صورت نمودار در شکل ۵ تعیین شده است. بر اساس این نمودار ظرفیت باربری شمعهای به قطر ۱/۲ متر و به طول ۲۶ متر حدود ۵۰۰ تن می‌باشد.

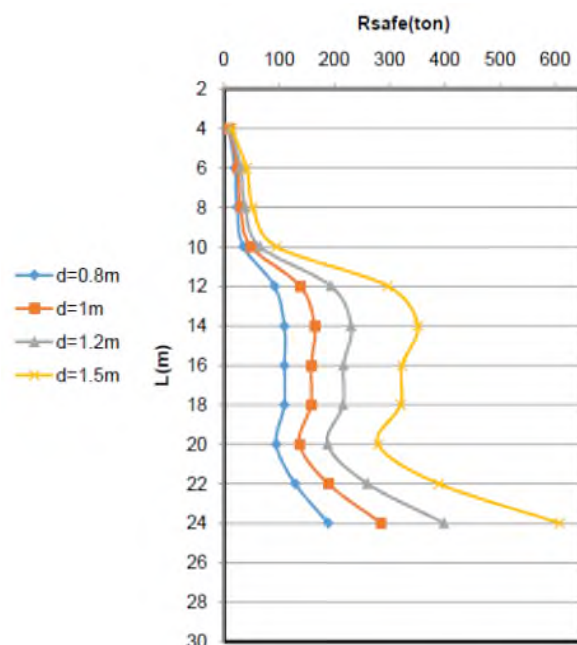
۴- آزمایش بارگذاری شمع

به دلیل وجود موارد عدم اطمینان متعدد در روند تحلیل و طراحی شمعها، انجام آزمایش بارگذاری بر روی شمعها به صورت یک امر ضروری در اکثر پروژه‌های مهم در آمده است. آزمایش بارگذاری شمع بهترین و قابل اعتمادترین روش جهت تعیین ظرفیت باربری شمعها و تحلیل رفتار واقعی آنها می‌باشد، زیرا ظرفیت باربری یک شمع را بر اساس شرایط واقعی و در محل تعیین می‌کند. به عبارتی دیگر، به دلیل وجود شرایط واقعی و در محل تعیین می‌کند. به دلیل وجود شرایط واقعی حاکم بر سیستم خاک- شمع، پاسخ سیستم در برابر بار وارده بر شمع مشابه شرایط واقعی است (اسلامی، ۱۳۹۲). به طور کلی آزمایش بارگذاری شمع به دو منظور انجام می‌شود.

(۱) برای تعیین ظرفیت باربری نهایی یک شمع: برای این کار تا زمانی که سیستم خاک- شمع به گسیختگی کامل برسد، به آن



بار وارد می‌کنند.



شکل ۵- نمودار ظرفیت باربری شمعه‌های بتنی با طولها و قطرهای مختلف در محل یکی از پروژه‌های منطقه آزاد انزلی (شرکت شایگان استاک پارس، ۱۳۹۷)

۲) آزمایش محک^۱: این کار برای اطمینان از صحت عملکرد شمع در محدوده بار مجاز در نظر گرفته شده، انجام می‌گردد. در این حالت شمع را ۱/۵ تا ۲ برابر ظرفیت باربری مجاز در نظر گرفته شده، بارگذاری می‌کنند و مقادیر نشست بدست آمده را با نشست مجاز سیستم مقایسه می‌کنند (Vesic, 1965؛ Harris Bin Ramli, 2006؛ Meyerhof, 1976). روش‌های متعددی جهت تعیین ظرفیت باربری قائم شمع‌ها با استفاده از نتایج آزمایش بارگذاری توسط طراحان و متخصصین شمع مورد توجه‌اند، این روش‌ها که بر مبنای نتایج حاصل از آزمایش بارگذاری و براساس اطلاعات مربوط به نیرو- تغییر مکان ارائه شده‌اند عبارتند از (Fellenius, 2001 و ۱۳۸۵).

الف- روش حدی دیویسون^۲

جهت تعیین بار نهایی شمع در این روش به مقدار تغییر مکان الاستیک شمع بر حسب میلی‌متر (تغییر مکانی که تا آنجا رفتار شمع خطی است) مقدار عددی (۴+۱۲۰) قطر شمع بر حسب میلی‌متر) اضافه شده و بار متناظر با این مقدار تغییر مکان به‌عنوان بار نهایی منظور می‌شود.

ب- روش باتلر و هوی^۱

¹ Proof test

² Davisson Offset Limit



طبق این روش مقدار بار حدی را باری تعریف می‌کنند که در نقطه معادل آن بار روی منحنی بار- تغییر مکان، مماس بر منحنی شیب 0.5 inch/ton و یا کمتر داشته باشد. به تعبیر دیگر، تقاطع مماس فوق با مماس بر قسمت الاستیک منحنی (که به موازات قسمت بار برداری می‌باشد) نیز به عنوان بار حدی تعریف شده است

ج- روش برینچ هانسن^۲

هنسن بار گسیختگی را باری معرفی می‌کند که تغییر مکان سر شمع در اثر اعمال آن بار، چهار برابر تغییر مکان سر شمع در حالی که ۸۰ درصد آن بار اعمال می‌شود، باشد. برای بدست آوردن باربری نهایی از روش هنسن می‌توان از روش زیر استفاده کرد. ابتدا منحنی (تغییر مکان- بار/ جذر تغییر مکان) را رسم کرده و سپس خواهیم داشت:

$$Q_u = \frac{1}{2\sqrt{C_1 C_2}} \quad \text{رابطه (۱)}$$

$$\delta_u = \frac{C_2}{C_1} \quad \text{رابطه (۲)}$$

که در روابط بالا، Q_u ، δ_u ، C_1 و C_2 به ترتیب بار نهایی، تغییر مکان در اثر اعمال بار نهایی، شیب خط مستقیم و محل برخورد خط مستقیم با محور y ها می‌باشد.

د- روش برون یابی چین-کندنر^۳

این روش نیز تقریباً مشابه روش هنسن است. برای استفاده از این روش ابتدا باید منحنی (تغییر مکان- بار / تغییر مکان) را رسم کرد و شیب قست مستقیم منحنی را بدست آورد. باربری نهایی شمع عکس شیب بدست آمده می‌باشد.

$$Q_u = \frac{1}{C_1} \quad \text{رابطه (۳)}$$

که در رابطه بالا Q_u و C_1 به ترتیب بار نهایی و شیب قسمت خطی منحنی می‌باشند.

ه- روش حدی دی بیر^۴

دی بیر در این روش که در سال ۱۹۶۸ آن را ارائه کرد، محل تغییر شیب منحنی بار- تغییر مکان را در فضای کاملاً لگاریتمی به عنوان نقطه گسیختگی در نظر می‌گیرد (De Beer, 1968).

و- روش نقطه انحنا حداکثر^۵

وقتی که افزایش مرحله‌ای بار روی سر شمع اعمال می‌شود، جابجایی شمع روند افزایشی بیشتر با نمو بار داشته تا سرانجام گسیختگی و یا شکست اتفاق می‌افتد به طوری که حالت اتفاق افتاده در شمع بصورت جابجایی ممتد و پیوسته است، بدون این که افزایش باری اضافی داشته باشیم (تغییر شکل پلاستیکی). برای بارهای کوچکتر از بار حدی، انحنا منحنی نمایش با تغییر مکان روند افزایشی خواهد داشت و ورای بار حدی، انهدام اتفاق افتاده و منحنی به حالت خط راست نزدیک و نزدیک تر می‌شود. بنابراین

¹ Nordland Butler & Hoy Method

² Brinch Hansen Method

³ Failure load Chin-Konder extrapolation method

⁴ De Beer yield limit method

⁵ Maximum curvature point method



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



بار تسلیم، می‌تواند بار مربوط به حداکثر انحنا منحنی بار- تغییر مکان اطلاق گردد. با فرض این که نقاط حاصله در هر مرحله از آزمایش به گونه‌ای باشند که منحنی از نقاط نسبتاً نزدیک به هم بدست آمده می‌توان نقطه حداکثر انحنا را تشخیص داده و در نهایت بار تسلیم و یا حدی تعیین شود (فخاریان و اسلامی، ۱۳۸۴).

ز- روش برون‌یابی دی‌کورت^۱

این روش که شبیه روش‌های چین- کندر و هسن است در سال ۱۹۹۹ توسط دی‌کورت ارائه شد. برای استفاده از این روش هر پله بار بر مقدار متناظر نشست خود تقسیم می‌شود و منحنی بار- تغییر مکان بار رسم می‌شود. مقدار بار نهایی از این منحنی با استفاده از رابطه زیر تعیین می‌شود:

$$Q_u = \frac{C_2}{C_1}$$

رابطه (۴)

که Q_u بار نهایی، C_1 شیب خط و C_2 محل برخورد خط مستقیم با محور y ها می‌باشد.

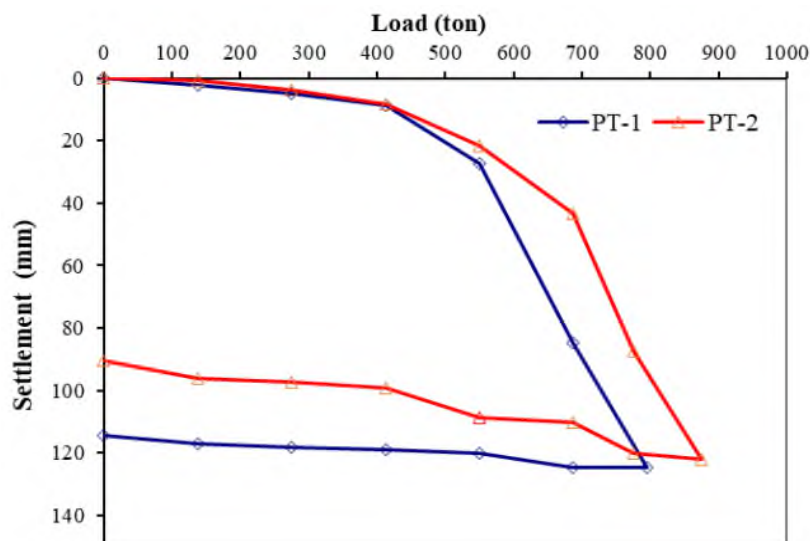
۵- نتایج آزمایش‌های بارگذاری شمع

تعداد ۲ آزمایش بارگذاری فشاری بر روی شمع‌های بتنی به قطر ۱۲۰ سانتیمتر و به طول ۲۶ متر در منطقه آزاد انزلی به وسیله شرکت پژوهش عمران راهوار (۱۳۹۸) انجام شده است. در شکل ۶ تصویری از انجام آزمایش بارگذاری شمع ارائه شده است. نمودار بار- نشست آزمایش‌های انجام شده در شکل ۷ نشان داده شده است.



شکل ۶- تصویری از بارگذاری شمع‌های بتنی درجا ریز (شرکت پژوهش عمران راهوار، ۱۳۹۸)

¹ Failure load Decourt extrapolation method

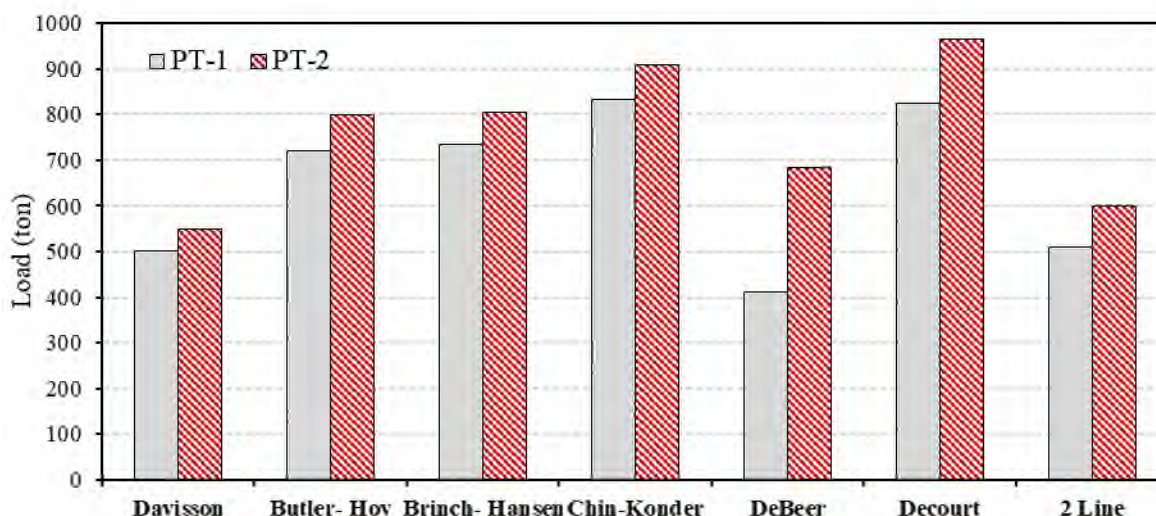


شکل ۷- نمودار بار- تغییر مکان (نشست) مربوط به دو آزمایش بارگذاری شمع در منطقه آزاد انزلی

در آزمایش بر روی شمع PT-1 مقدار جابجایی در بار ۷۹۵ تن برابر با ۱۲۴ میلی‌متر بوده است و با باربرداری و رساندن به بار صفر مقدار جابجایی شمع در حدود ۱۱۴ میلی‌متر باقی مانده است. در آزمایش بر روی شمع PT-2 مقدار جابجایی در بار ۸۷۵ تن برابر با ۱۲۲ میلی‌متر بوده است و با باربرداری و رساندن به بار صفر مقدار جابجایی باقیمانده در حدود ۹۰ میلی‌متر ثبت شده است.

۶- تعیین ظرفیت باربری با استفاده از نتایج آزمایشات بارگذاری شمع

ظرفیت باربری نهایی دو شمع مورد آزمایش بر اساس روشهای مختلف تفسیر شده و در شکل ۸ مقایسه شده است. مشاهده می‌شود که روش‌های دی‌کورت، چین- کندر، برینج- هانسن و باتلر- هوی مقادیر بالاتری نسبت به روش‌های دیویسون، دو خط متقاطع و دی‌بیر دارند. کمترین مقدار به دست آمده برای شمع PT-1 مربوط به روش دی‌بیر با مقدار ۴۱۰ تن و برای شمع PT-2 مربوط به روش دیویسون با مقدار ۵۵۰ تن می‌باشد. همچنین بیشترین مقدار به دست آمده برای شمع PT-1 مربوط به روش چین- کندر با مقدار ۸۳۳ تن و برای شمع PT-2 مربوط به روش دی‌کورت با مقدار ۹۶۵ تن می‌باشد. کمترین مقدار ظرفیت باربری نهایی به دست آمده برای شمع به قطر ۱/۲ متر و به طول ۲۶ متر با روشهای تفسیر مختلف، حدود ۴۱۰ تن و بیشترین مقدار حدود ۹۶۵ تن می‌باشد. باربری مجاز شمعهای مذکور با ضریب اطمینان ۲/۲ بین ۲۵۰ تا ۳۰۰ تن تعیین شده است.



شکل ۸- مقایسه ظرفیت باربری شمع‌ها به دست آمده با روش‌های مختلف

۷- نتیجه‌گیری

منطقه آزاد انزلی در جنوب دریای خزر واقع بوده و حدود ۱۰۰ هکتار وسعت دارد. این منطقه ساحلی از تناوب رسوبات ماسه‌ای و ریزدانه تشکیل شده است. این رسوبات نسبتاً سست یا نرم بوده و عدد SPT آنها بین ۱۰ تا ۴۰ می‌باشد. عمق آب زیرزمینی در این محدوده بین ۱ تا ۴ متر است. یکی از مشکلات ژئوتکنیکی در این منطقه، روانگرایی خاک در موقع زلزله است. در این منطقه مراکز اقتصادی و تجاری مهمی در حال احداث است که با توجه به شرایط زمین‌شناسی منطقه، اغلب برای پی‌سازی یا از شمع و یا طرح‌های بهسازی عمیق خاک استفاده می‌شود.

طراحی شمع برای هر پروژه معمولاً بر اساس پارامترهای ژئوتکنیکی خاک و با استفاده از روابط تجربی موجود صورت می‌گیرد. در یکی از پروژه‌های منطقه آزاد انزلی، دو آزمایش بارگذاری شمع انجام شده و نتایج با روش‌های مختلف تفسیر شده و ظرفیت باربری مجاز تعیین شده است. در تعیین مقدار بار نهایی از نتایج آزمایشات بارگذاری استاتیکی، روشی که مقدار نشست شمع تحت بار وارده را در تفسیر مد نظر قرار می‌دهد، مانند روش حدی دیویسون با در نظر قرار دادن مقدار تغییر شکل متناظر با بار نهایی مناسب می‌باشد. از لحاظ عددی، روش‌های دی‌کورت، چین-کندر، برینج-هانسن و باتلر-هوی مقادیر دست بالا و دیویسون، دو خط متقاطع و دی‌بیر مقادیر دست پایین تری را ارائه می‌دهند. روش‌های دی‌کورت، چین-کندر، برینج-هانسن و باتلر-هوی مقادیر بالاتری نسبت به روش‌های دیویسون، دو خط متقاطع و دی‌بیر دارند. کمترین مقدار ظرفیت باربری نهایی به دست آمده برای شمع به قطر ۱/۲ متر و به طول ۲۶ متر با روش‌های تفسیر مختلف، حدود ۴۱۰ تن و بیشترین مقدار حدود ۹۶۵ تن می‌باشد. باربری مجاز شمع‌های مذکور با ضریب اطمینان ۲/۲ بین ۲۵۰ تا ۳۰۰ تن تعیین شده است.

تشکر و قدردانی



از شرکت آذرتجارت و شرکت مهندسی مشاور پژوهش عمران راهوار به خاطر در اختیار گذاشتن اطلاعات قدردانی می‌شود.

منابع

- [۱] اسلامی، ا. (۱۳۹۲)، مهندسی پی. طراحی و اجراء مرکز تحقیقات راه، مسکن و شهرسازی، تهران، چاپ پنجم.
- [۲] حاجی علیلوی بناب، م.، امین فر، م. ح.، محصل، م. ح.، و آذرینا شاهگل، ح. (۱۳۸۹)، مطالعه تجربی رفتار شمع-های قائم و مایل تحت بارگذاری جانبی در ماسه به روش PIV، نشریه مهندسی عمران و محیط زیست، جلد ۴۰
- [۳] فخاریان، ک.، و اسلامی، ا. (۱۳۸۴)، ظرفیت باربری محوری شمع‌ها، انتشارات وزارت راه و ترابری، چاپ اول، ۲۴۱ صفحه.
- [۴] قهرمانی، م. (۱۳۸۸)، پیش بینی ظرفیت باربری شمع‌ها با استفاده از مدل‌سازی عددی آزمایش بارگذاری شمع، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس.
- [۵] شرکت ژئوسازه گیلان (۱۳۹۷)، گزارش مطالعات ژئوتکنیک مجتمع تجاری هامرز در منطقه آزاد انزلی
- [۶] شرکت مهندسی مشاوره پژوهش عمران راهوار (۱۳۹۸)، گزارش آزمایشات بارگذاری شمع در پروژه مجتمع تجاری آذرتجارت واقع در منطقه آزاد انزلی
- [۷] شرکت مهندسی مشاوره شایگان استاک پارس (۱۳۹۷)، گزارش مطالعات ژئوتکنیک مجتمع تجاری منطقه آزاد انزلی
- [۸] شورایی‌فنی و امور زیربنایی حمل و نقل کشور (۱۳۸۵)، دستورالعمل آزمایش‌های استاتیکی شمع‌ها، معاونت آموزش تحقیقات و فن آوری وزارت راه و شهرسازی.
- [۹] یزدانی، ح.، و حیدری پناه، ع. (۱۳۹۲)، بررسی اثرات بار قائم بر رفتار گروه شمع تحت بار جانبی در خاک ماسه-ای، هفتمین کنگره ملی مهندسی عمران، ۱۷ تا ۱۸ اردیبهشت، دانشکده مهندسی شهید نیکبخت، زاهدان، ایران.
- [۱۰] هریری، ع.، خبازنیا، ع.، بهمنی، سعیدی، ع. (۱۳۸۳)، " نقشه زمین شناسی رشت به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور
- [11] Brinch Hansen, J. (1963), Discussion of Hyperbolic Stress-Strain Response: Cohesive Soil. by Robert L. Kondner: J. Soil Mech., Found. Div., ASCE, 89(4), 241-242.
- [12] Broms, B. B. (1964), Lateral resistance of piles in cohesive soils: Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, 90(2), 27-63.
- [13] Butler, H., and Hoy, H. E. (1976), Users manual for the Texas quick-load method for foundation load testing, Federal Highway Administration (FHWA), DOT-FH-11-8608.
- [14] Davisson, M. (1972), High capacity piles: Proc. Innovations in Found. Const., V. 52.
- [15] De Beer, E. (1963), The scale effect in the transposition of the results of deep-sounding tests on the ultimate bearing capacity of piles and caisson foundations: Geotechnique, 13(1), 39-75.
- [16] Du, J., Li, H., Li, Z., and Zhang, J. (2018), Influence of Grouting Pressure on Bearing Capacity of Pile Foundation Under the Sandy Soil: DEStech Transactions on Engineering and Technology Research, no. icaen.
- [17] Fellenius, B. H., and Tech, P. (2001), What capacity value to choose from the results a static loading test.
- [18] Hansen, J. B. (1961), The ultimate resistance of rigid piles against transversal forces: Bulletin 12, Danish Geotech. Institute, 1-9.
- [19] Heidarie Golafzani, S., Jamshidi Chenari, R., and Eslami, A. (2019), Reliability based assessment of axial pile bearing capacity: static analysis, SPT and CPT-based methods: Georisk: Assessment and Management of Risk for Engineered Systems and Geohazards, 1-15.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



- [20] Meyerhof, G. (1956), Penetration tests and bearing capacity of cohesionless soils: *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, 82(1), 1-19.
- [21] Ottaviani, M. (1975), Three-dimensional finite element analysis of vertically loaded pile groups: *Geotechnique*, 25(2), 159-174.
- [22] Poulos, H. G., and Madhav, M. (1971), Analysis of the movements of battered piles: University of Sydney, School of Civil Engineering.
- [23] Prakash, S., and Subramanyam, G. (1965), Behaviour of battered piles under lateral loads: *Indian J. of Soil Mech. and Found. Eng.*, 4(2), 177-196.
- [24] Ramli, S. M. H. B. (2006), A comparison of pile performance base on static formulas and dynamic load test sesi pengajian, Universiti Teknologi Malaysia.
- [25] Ruesta, P. F., and Townsend, F. C. (1997), Evaluation of laterally loaded pile group at Roosevelt Bridge: *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 123(12), 1153-1161.
- [26] Song, Y., Yang, J., Xiang, H., and Zhou, B. (2019), bearing capacity of a single pile in saturated and drained clay: *Acta Geotechnica Slovenica*.
- [27] Tominaga, K., Yamagata, K., and Kishida, H. (1983), Horizontal displacement of soil in front of laterally loaded piles: *Soils and foundations*, 23(3), 80-90.
- [28] Vesic, A. (1965), Ultimate loads and settlements of deep foundations, in *Proceedings Proceedings, Bearing Capacity and Settlement of Foundation Symposium*, Duke University, Durham, NC1965, 63-68.
- [29] Zhong-Ju, F.e.n.g., Hang, W.a.n.g., and Jin, W.e.i. (2015), model test on vertical bearing performance of bridge pile foundation in loess gulch slope area, *Chinese Journal of geotechnical Engineering*, 37(12), 2308-2314.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



ارائه راهکار برای پایدارسازی جناح راست سد مسجد سلیمان با توجه به شرایط
هیدروژئولوژی ساختگاه

آرام میرزایی*

دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی مهندسی دانشگاه تربیت مدرس

aram.mirzaei@modares.ac.ir

غلامرضا شعاعی

استادیار گروه زمین‌شناسی مهندسی دانشگاه تربیت مدرس

shoaei@modares.ac.ir

چکیده

امروزه اهمیت نگهداری و بهره‌برداری از سدها به صورت دقیق و برنامه‌ریزی شده امری ضروری و اجتناب‌ناپذیر می‌باشد. اگر چه طراحی و ساخت سازه‌های عظیمی همچون سدها کاری بسیار زمان‌بر و دشوار است، اما مهم‌تر از آن کنترل و پایش منظم رفتار بدنه سد و سازه‌های مجاور آن می‌باشد. مشاهده شدن آثار ناپایداری چون درزه‌های باز شده، چرخش و لغزش بلوک‌ها در بخش‌هایی از جناح راست سد، نشان از ناپایداری در این بخش از سد را می‌رساند. در این مطالعه، ارائه راهکار برای پایدارسازی جناح راست ساختگاه سد مسجد سلیمان تحت وجود جریان آب زیرزمینی با استفاده از روش‌های عددی مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج مطالعات نشان می‌دهد که شرایط هیدروژئولوژی ساختگاه باعث تشکیل سفره‌های آب معلق نموده، در نتیجه به مرور زمان با افزایش فشار منفذی و در نهایت کاهش مقاومت برشی لایه‌ها است، این امر خصوصاً در مجاورت لایه‌های دارای رس، باعث تورم و افزایش فشار و نهایتاً موجب ناپایداری آن می‌شود، بنابراین نبود زهکش با طرح هندسی مناسب یا عملکرد نامناسب زهکش‌های نصب شده متناسب با وضعیت هیدروژئولوژی سازند پیرامونی آن و مسدود شدن سریع و زود هنگام آن‌ها به علت عدم بکارگیری المان‌های مورد نیاز نظیر ژئوتکستایل و ...، عامل اصلی ناپایداری تلقی می‌گردد و در ادامه راهکارهایی برای پایدارسازی آن پیشنهاد شد.

کلمات کلیدی: پایدارسازی، سد مسجد سلیمان، روش عددی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Providing a solution for Stabilization of Right Bank of Masjed Soleyman Dam according to the hydrogeological conditions of the site

Aram mirzaei*

M.Sc student of engineering geology at Tarbiat Modares university

aram.mirzaei@modares.ac.ir

Gholamreza Shoaie

Assistant Professor, Department of engineering geology at Tarbiat Modares university

shoaie@modares.ac.ir

Abstract

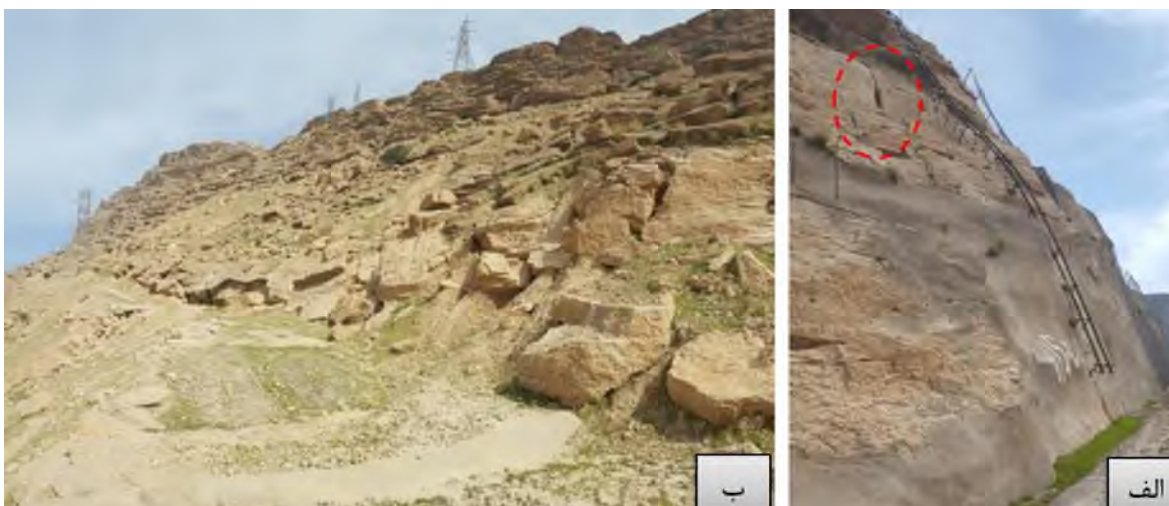
Today, the importance of maintaining and operating dams accurately and in a planned manner is necessary and inevitable, Although the design and construction of large structures such as dams is very time consuming and difficult, but more important is the regular control and monitoring of the behavior of the dam body and adjacent structures, Observing the effects of instability such as open joints, rotation and slipping of blocks in parts of the right side of the dam, indicates instability in this part of the dam, In this study, the presentation of a solution to stabilize the right side of Masjed Soleiman Dam under the presence of groundwater flow was studied using numerical methods, The results of studies show that the hydrogeological conditions of the site have caused the formation of suspended aquifers, As a result, over time, the pore pressure increases and eventually the shear strength of the layers decreases, This causes swelling and increased pressure, and ultimately its instability, especially in the vicinity of clay layers, Therefore, lack of drainage with proper geometric design or improper performance of installed drains in accordance with the hydrogeological condition of the surrounding formation, And their fast and early blocking due to not using the required elements such as geotextiles and ..., It is considered as the main cause of instability and then solutions were proposed to stabilize it.

Keywords: Stabilization, Masjed Soleyman Dam, Numerical Method



۱. مقدمه

کوهستانی بودن بخش قابل توجهی از ایران، لزوم بررسی پایداری شیب را ضروری می‌سازد. بررسی‌های بعمل آمده در مورد علل ناپایداری در شیب‌های سنگی و خاکی در سدها، جاده‌ها و معادن روباز نشان می‌دهد که در بسیاری از موارد علت وقوع ناپایداری، طراحی هندسی شیب‌ها بدون توجه به وضعیت زمین‌شناختی، هیدروژئولوژی، پارامترهای ژئوتکنیکی سنگ‌ها و خاک‌های محل ساختگاه می‌باشد، در حالی که با شناخت عوامل موثر در پایداری شیب‌ها، می‌توان طرح مهندسی را منطبق با شرایط موجود تصحیح نمود. وجود فشار آب منفذی همواره یکی از بحرانی‌ترین پارامترهای موثر در شکست شیب‌ها بوده است، آب و تاثیرات آن بر پایداری شیب، باعث کاهش ضریب ایمنی دیواره گردیده و خلاف جهت پایداری سازه عمل می‌کند [۷]، از حوادث اتفاق افتاده در این زمینه می‌توان به شکست سد مالپاسه، در فرانسه اشاره کرد که به‌علت ناپایداری، در اثر پدیده‌ی هیدرومکانیکی در تکیه‌گاه چپ آن تخریب شد و خسارات مالی و جانی بسیاری به همراه داشت [۸]. مشاهده شدن آثار ناپایداری چون درزه‌های باز شده، لغزش و چرخش بلوک‌ها (شکل ۱) در جناح راست سد (شکل ۲)، ضرورت انجام پایداری‌سازی در این بخش از سد را می‌رساند، در این راستا مطالعه پایداری‌سازی جناح راست سد مسجد سلیمان که به یکی از پروژه‌های مهم برق آبی کشور به حساب می‌آید، می‌تواند به‌عنوان یکی از مهم‌ترین مسائل در مرحله طراحی و مطالعات بهره‌برداری از سد به‌شمار آیند.



شکل ۱. الف) درزه‌های باز شده در جناح راست سد، ب) ناحیه لغزش، چرخش بلوک‌ها و ناپایداری‌های به وجود آمده در جناح راست سد مسجد سلیمان



شکل ۲. جناحین سد مسجد سلیمان

۲. اثر آب‌های زیرزمینی

لوئیس (۱۹۶۹)، به مطالعه جریان آب‌های زیرزمینی در سنگ‌های ناپیوسته و تأثیر آن بر پایداری توده‌های سنگی پرداخت، طبق مطالعات او درزه‌ها بیشترین تأثیر در هدایت جریان آب و ناپایداری توده‌های سنگی داشتند، زیرا آب می‌تواند از طریق آنها با سرعت بیشتر و در فاصله بیشتری نسبت به خلل و فرج درون سنگ جریان یابد و باعث بروز ناپایداری شوند [۶].

پیکوور (۱۹۹۸)، در مطالعاتی که با هدف تعیین دلایل ناپایداری شیب‌های سنگی در مسیر، خطوط ریلی واشنگتن دی سی انجام داد؛ به این نتیجه رسید که حدود ۷۰ درصد ناپایداری شیب‌های سنگی، مربوط به وجود آب در آنها است؛ همچنین بر اساس نتایج این محقق وجود شکاف و درزه‌ها در شیب‌های سنگی و جهت ناپیوستگی، حدود ۱۷ درصد از لغزش را در برگرفته است [۱۰].

برجی و همکاران (۱۳۹۷)، با استفاده از روش عددی به بررسی پایداری ترانشه‌های سنگی آزاد راه تهران- شمال پرداختند و به این نتیجه رسیدند که روش‌های تحلیل عددی راه‌کار مناسبی برای بررسی رفتار توده‌سنگ و انجام تحلیل‌ها در غیاب مطالعات دقیق ژئومکانیکی می‌باشد [۲].

۳. معرفی و موقعیت جغرافیایی



سد مسجد سلیمان با ۱۷۷ متر ارتفاع از پی، ۲۶۱۵ میلیون مترمکعب حجم مخزن از نوع سدهای خاکی (سنگریزه‌ای) می‌باشد، که موقعیت آن در استان خوزستان و در ۲۵ کیلومتری شمال شرق شهرستان مسجدسلیمان (شکل ۳)، بر روی رودخانه‌ی کارون واقع شده است [۵].



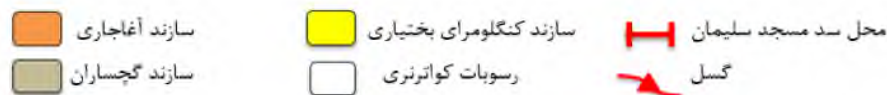
شکل ۳. موقعیت شهرستان مسجد سلیمان در نقشه

۴. زمین‌شناسی ساختگاه

پروژه مسجد سلیمان بر روی رودخانه کارون در جنوب‌غربی کوه‌های زاگرس در محل تلاقی صفحه تکتونیکی ایران با صفحه عربی قرار دارد، این تلاقی باعث شده تا صفحه عربی به زیر کشیده شده و صفحه ایران برآمدگی یافته، در نتیجه رشته کوه‌های زاگرس بوجود آید، گسل راندگی اصلی زاگرس مرز بین این دو صفحه اصلی را تشکیل می‌دهد، سد مسجد سلیمان و مخزن آن در بخش شمال‌غربی زاگرس چین‌خورده و در مرز زون لرستان با زون فروافتادگی دزفول قرار دارد، وضعیت زمین‌شناسی ساختاری ساختگاه سد ساده و مشخص بوده و شاخصه آن یک توالی رسوبی با لایه‌بندی مشخص به حالت تقریباً تک شیب (شیب ملایم به سوی شمال شرق یا شرق-شمال-شرق) است. از لحاظ نوع سازند، ساختگاه سد در بین سازند آغاچاری و سازند بختیاری قرار گرفته است که سازند آغاچاری به سمت بالا به سازند بختیاری ختم می‌شود، موقعیت مرز بین دو سازند کاملاً مشخص نیست، برخی از زمین‌شناسان معتقدند که این مرز توسط یک دگرشیبی زاویه‌دار مشخص می‌شود، در حالی که بعضی دیگر معتقدند که



ظهور اولین لایه کنگلومرای نشان دهنده این مرز می‌باشد، این دو دیدگاه بطور دقیق قابل ارزیابی نیست اما، در عین حال در هر دو سازند دگرشیبی زاویه‌دار وجود داشته و در سازند آغاچاری نیز ممکن است لایه‌های کنگلومرا وجود داشته باشد، بنابراین مرز بین دو سازند به روشنی مشخص نبوده بلکه دارای زون انتقالی تدریجی می‌باشد. که جناح راست سد مورد مطالعه در بخش سازند بختیاری آن قرار گرفته است. همچنین چندین گسل فعال در نزدیکی آن قرار دارد، به عنوان نمونه می‌توان به گسل اندیکا در فاصله ۲/۵ کیلومتری شمال ساختگاه سد اشاره کرد (شکل ۴).



شکل ۴. نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ از ساختگاه سد مسجد سلیمان [۳]

۴-۱. سازند بختیاری

سازندهای بختیاری مربوط به دوره پلیستوسن تا کواترنری است که ویژگی رسوبات آبرفتی و کوهپایه‌ای حاصل از فرسایش ارتفاعات را دارد که بیش‌تر شامل کنگلومرا و ماسه‌سنگ آهکی است، گاهی به صورت هم شیب و گاهی به صورت دگرشیبی زاویه دار بر روی سازندهای قدیمی‌تر، (بخش لهبری سازند آغاچاری) نهشته شده است، حد بالایی آن رسوبات آبرفتی کواترنری می‌باشد. این سازند از توالی نامنظم لایه‌های رس سنگ، لای سنگ، ماسه‌سنگ و کنگلومرا بوجود آمده که در آن با حرکت به سمت بالا، دانه‌بندی‌ها درشت‌تر می‌شود. سازند بختیاری به ۱۴ واحد سنگ‌شناسی کوچک‌تر با نسبت‌های متفاوتی از رس‌سنگ، لای‌سنگ، ماسه سنگ و کنگلومرا تقسیم بندی گردیده است، واحدهای پایین‌تر دارای مقادیر زیادتری از لایه‌های رس‌سنگی و واحدهای بالاتر دارای کنگلومرای بیشتری هستند. این سازند در اکثر نواحی زاگرس دیده می‌شود، برش الگوی این سازند در شمال مسجد سلیمان (گدارلندر) شامل ۵۵۰ متر کنگلومرا با قطعاتی به ابعاد خرده‌سنگ، قله سنگ و ریگ به سن‌های گوناگون است که با کلسیت درشت دانه و رس سیمانی شده‌اند. سازند بختیاری جوان‌ترین سازند نهشته شده در زاگرس محسوب می‌شود، این سازند حاصل آخرین مرحله پسروی دریا و خشکی‌زایی وسیع در زاگرس است و از فرسایش سازندهای قدیمی‌تر موجود و نهشته شدن قطعات



واریزه‌ای، آبرفتی ریز و درشت در حاشیه دریاچه‌های در حال پس رفت، حاصل از دریای قدیمی تشکیل شده است، به همین دلیل در بیش‌تر مواقع، رخنمون این سازند را به صورت ناودیس می‌توان دید [۱].

۵. روش مطالعه

به منظور پایدارسازی بخش مورد مطالعه با استفاده از مدل‌سازی مسیر جریان آب از طریق شکستگی‌ها و ناپیوستگی‌ها (مدل‌سازی عددی) برای تعیین راستای حداکثر و حداقل مؤلفه‌های نفوذپذیری و شناسایی شکستگی‌هایی که بیشترین تأثیر را در این امر دارند، و نیز راستای محل گمانه‌های تزریق و زهکش مورد بررسی قرار می‌گیرد. برای مدل‌سازی مسیر جریان آب در توده‌سنگ نیازمند شناخت و اطلاعات کامل درمورد مورد ناپیوستگی‌هاست به همین منظور مطالعات زمین‌شناسی مهندسی در ساختگاه صورت گرفت.

۵-۱. مطالعات زمین‌شناسی مهندسی

سد مسجد سلیمان بر روی یال جنوب غربی یک ناودیس واقع شده است، جهت لایه‌بندی تقریباً عمود بر امتداد رود کارون و شیب آن به سوی شمال شرق (بالادست) است، شیب لایه‌بندی در پایین دست محور سد حدود ۵۶ درجه است که به سمت بالادست سد به تدریج کاهش یافته و به شیب ۳۰ تا ۳۵ درجه می‌رسد. در بررسی‌ها و پیمایش‌های انجام شده دو دسته درزه (شکل ۵) در محدوده ساختگاه سد شناخته شده است. یکی از این دسته درزه‌ها دارای امتداد موازی با لایه‌بندی (درزه طولی، J1) و دیگری عمود بر لایه‌بندی (درزه عرضی، J2) می‌باشد، خصوصیات هر یک از ناپیوستگی‌ها در جدول ۱ ارائه گردیده است.

جدول ۱. برداشت‌های مربوط به ناپیوستگی‌ها در ساختگاه

ناپیوستگی	شیب	امتداد	طول اثر (متر)	میانگین فاصله‌داری (متر)	بازشدگی (میلی متر)
لایه‌بندی	۳۰	۰۵۴	۲۰ <	۲ <	۵ <
J1	۵۶	۲۲۹	۳-۲۰	۲	۱-۵
J2	۸۲	۳۱۶	۳-۱۰	۲	۱-۵



ب



الف

شکل ۵. الف) درزه J1 با تداوم جانبی زیاد ب) درزه J2 در لایه‌های ماسه‌سنگی

میزان درزه‌داری وابستگی شدیدی به نوع توده‌سنگ دارد، به طوری که :

در کنگلومرا عموماً فاصله‌داری ناپیوستگی‌ها از ۲ متر بیشتر است، سطوح درزه‌ها موج‌دار و زیر هستند، تداوم و بازشدگی درزه‌ها برحسب نوع آن‌ها تغییر می‌کند، درزه‌های طولی ناپیوسته‌اند و تداوم آنها در محدوده ۳ تا ۱۰ متر است، درزه‌های عرضی معمولاً موجب جداسازی توده‌سنگ از یک سطح لایه‌بندی به سطح لایه‌بندی دیگر می‌شوند، اما در جهت لایه‌ها، گسترش درزه‌ها فقط در محدوده ۲ تا ۳ متر است.

در ماسه‌سنگ‌ها فاصله‌داری ناپیوستگی‌ها در حد متوسط (۲متر) تا زیاد است و این بیشتر به درصد رس موجود در آن بستگی دارد. زیاد بودن درصد رس در ماسه‌سنگ به رفتار پلاستیک‌تر و در نتیجه به فاصله‌داری کمتر در موارد وجود تنش تکتونیکی (ساختاری) می‌انجامد و تداوم آنها نیز از ۱ تا ۳ متر بیشتر نمی‌شود، سطوح درزه‌ها در ماسه‌سنگ به شکل صفحه‌ای تا اندکی موج‌دار و زیر است، درزه‌های طولی برخلاف آنچه در دیگر انواع سنگ دیده شده، رخنمون زیادی پیدا نکرده‌اند، درزه‌های عرضی پراکندگی بیشتری دارند و غالباً از حالت مورب به عرضی متمایل هستند.

در لای سنگ‌ها و رس‌سنگ‌ها میزان ترک خوردگی متوسط تا شدید است، درزه‌های طولی غالباً صفحه‌ای، صاف و آینه‌گسل‌دار هستند، فاصله آن‌ها کمتر از ۲ متر و تداوم آنها بیش از ۲۰ متر است، درزه‌های عرضی، صفحه‌ای و صاف تا اندکی زبرند، فاصله آن‌ها کمتر از ۲ متر دارد و تداومشان از ۳ متر تا ۱۰ متر است.



برای تعیین پارامترهای توده‌سنگ از نتایج آزمون‌های آزمایشگاهی و برجا شامل آزمایش‌های اتساع سنجی، آزمون جک تخت، آزمون مقاومت فشاری تک‌محوره و سه‌محوره، آزمون بارنقطه‌ای استفاده شده است، مشاور طرح توسعه‌ی سد مسجدسلیمان (شرکت مشانیر) در سال ۲۰۰۰ بر روی داده‌های بدست آمده از رفتارسنجی، تحلیل برگشتی به روش مستقیم انجام داد و نتایج آن در جدول ۲ گردآوری شده است.

جدول ۲. پارامترهای ژئومکانیکی توده‌سنگ‌های ساختگاه [۴].

نوع سنگ	دانسیته (گرم بر مترمکعب)	مدول تغییر شکل‌پذیری (گیگاپاسکال)	نسبت پوانسون	زاویه اصطکاک	چسبندگی (مگاپاسکال)	مقاومت کششی (مگاپاسکال)	زاویه اتساع
کنگلوмера	۲۵۳۰	۱۵	۰/۲۰	۴۳	۲/۸۷	۲	۲۰
ماسه‌سنگ	۲۴۱۰	۷	۰/۲۰	۳۸	۱/۶۷	۲	۱۷
لای‌سنگ	۲۳۰۰	۶	۰/۲۵	۳۰	۰/۷	۱	۱۳
رس‌سنگ	۲۳۰۰	۶	۰/۲۵	۲۴	۰/۵	۱/۵	۱۳

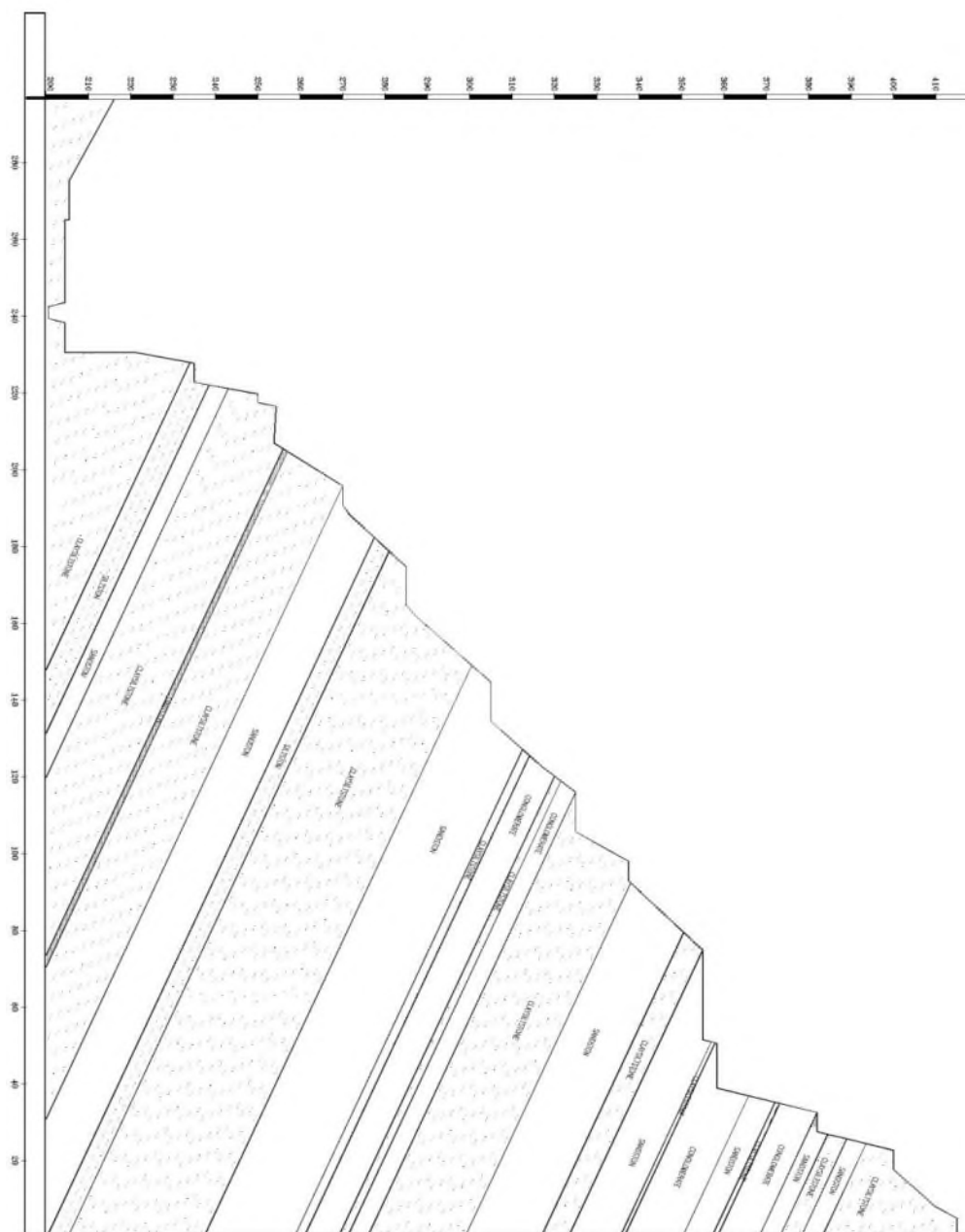
۵-۲. مدل‌سازی عددی

در این مطالعه با استفاده از نرم افزار UDEC که یک برنامه تحلیل گر عددی، دوبعدی بوده که بر مبنای روش المان مجزا می‌باشد و برای مدل‌سازی محیط‌های ناپیوسته به کار می‌رود، از قابلیت‌های این نرم افزار محیط‌های ناپیوسته (مانند توده سنگ درزه‌دار) را در حالت‌های استاتیک و دینامیک مدل‌سازی می‌کند که ناپیوستگی موجود در مدل به عنوان شرایط مرزی بین بلوک‌ها در نظر گرفته می‌شود، این نرم‌افزار قابلیت تحلیل پایداری و جریان سیال از شکستگی‌های موجود در یک سیستم بلوک‌های نفوذ ناپذیر را داراست [۹].

در قدم اول برای تهیه مقطع و ساخت هندسه مدل از برنامه اتوکد کمک گرفته شد و سپس یک مقطع در زاویه ۲۱۴ درجه نسبت به شمال جغرافیایی از ناحیه‌ای که در آن ریزش رخ داده است گرفته شد (شکل ۶) مقطع تهیه شده از برنامه اتوکد به همراه دستورنویسی خصوصیات ناپیوستگی‌ها و پارامترهای توده‌سنگ وارد نرم افزار UDEC کرده و مدل مورد نظر را به همراه مسیر جریان، و مقدار فشار منفذی آب در ۱۰۰۰۰ سیکل مدل‌سازی کردیم و نتایج آن به ترتیب در شکل ۷، شکل ۸، نشان داده شده است.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



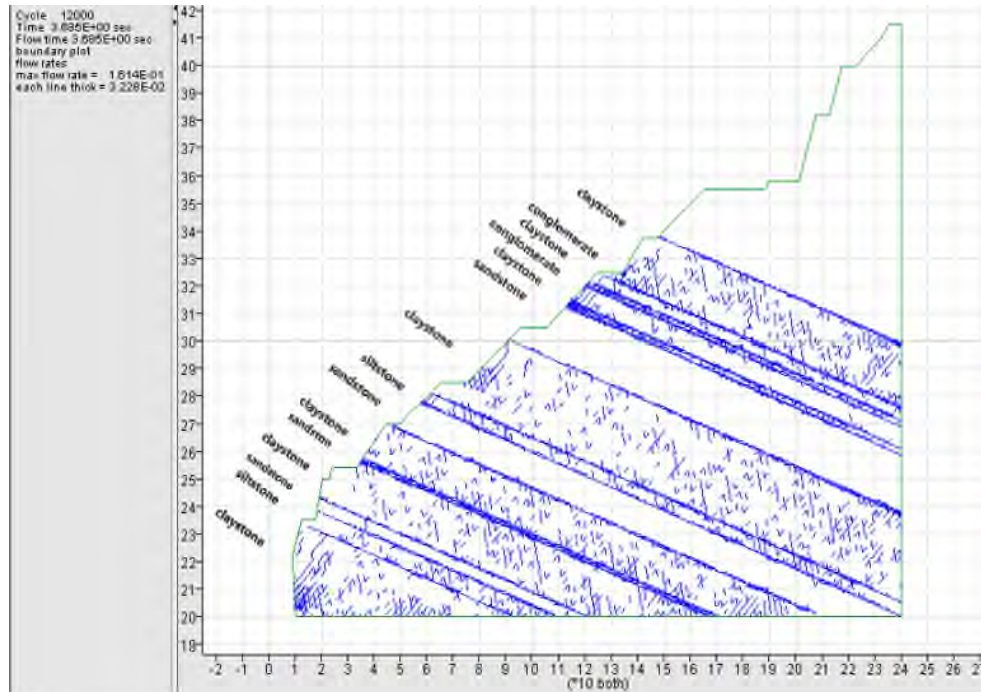
شکل ۶. مقطع تهیه شده از جناح راست سد مورد مطالعه در برنامه اتوکد به همراه جنس لایه‌ها



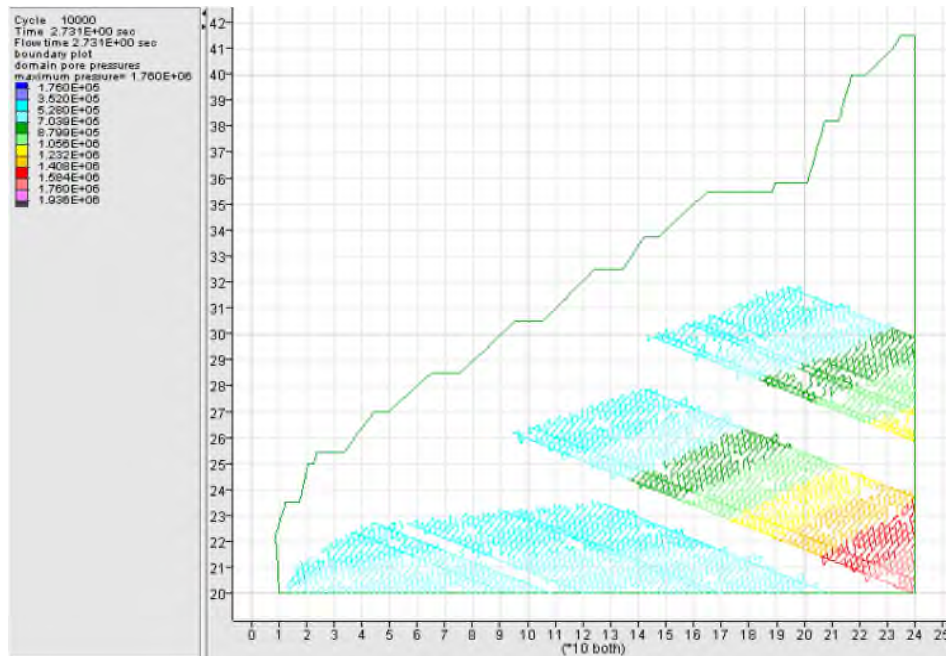
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۷. مسیر جریان آب زیرزمینی مدل‌سازی شده در جناح راست سد مسجد سلیمان به همراه جنس لایه‌های مربوط به آن (نرخ جریان بر حسب مترمکعب بر ثانیه)



شکل ۸. فشار منفذی آب توزیع شده در جناح راست سد مسجد سلیمان (فشار بر حسب پاسکال)



۶. نتایج و بحث روی نتایج

در نرم افزار UDEC به دلیل نفوذ پذیری زیاد درزه‌ها نسبت به سنگ از درزه‌هایی که با هم ارتباط تماسی دارند یا همدیگر را قطع کرده باشند، به عنوان مسیر جریان آب استفاده می‌شود [۱۱]، زیرا آب می‌تواند از طریق آن‌ها با سرعت بیشتر و در فاصله بیشتری نسبت به خُلل و فرج درون سنگ جریان پیدا کند و باعث بروز ناپایداری شوند، در مقطع مدل‌سازی شده از بالا به پایین جریان آب از رس‌سنگ‌ها و کنگلومرا عبور کرده و در مرز ماسه‌سنگ به طرف پایین‌تر حرکت نکرده و در راستای درزه‌های مربوط به لایه‌بندی جریان یافته است در واقع لایه‌های مربوط به ماسه‌سنگ به دلیل طول اثر کمتر درزه، ارتباط کمتر درزه‌ها با یکدیگر و همچنین بسته شدن بعضی از درزه‌ها ناشی از فشار روبار به عنوان یک لایه نفوذناپذیر عمل کرده که به مرور زمان تمامی جریانات به داخل درزه‌های مربوط لایه‌بندی تخلیه می‌شوند

از نظر هیدروژئولوژی، حضور ناپیوستگی‌های باز شده در سطح سبب نفوذ و جریان آب ناشی از بارش‌های جوی در این واحدها می‌شود، در حقیقت رخنمون این واحدها همراه با ناپیوستگی‌های باز شده و واریزه‌های ناشی از لغزش بلوک‌ها بر روی آن‌ها، امکان ایجاد آبخوان‌های نازک را فراهم کرده و آب بارش‌های جوی را جمع‌آوری نموده و سپس با گذشت زمان، آب را بصورت تدریجی از طریق درزه‌های لایه‌بندی به سمت لایه‌های زیرین که از شکستگی کمتری برخوردارند، انتقال می‌دهد.

با توجه به وضعیت آب در شیروانی و تاثیرات آب‌های نفوذی ناشی از ریزش باران در درزه‌های باز شده، آب‌های معلق در تراز بالاتر از تاج سد و همین‌طور شبکه جریان آب با توجه به تنوع تشکیلات سنگی سازند بختیاری، می‌تواند بصورت موضعی و با پراکنش بالا تاثیر زیادی بر ناپایداری شیب‌های سنگی در بخش‌های مختلف ساختگاه سد داشته باشد. از منظر زمین‌شناسی مهندسی، تشکیلات سنگی سازند بختیاری در محدوده سد شامل کنگلومرا و گلسنگ (رس‌سنگ) است. وجود لایه‌های گل‌سنگ در بین کنگلومرا و اشباع شدن این لایه تحت فشار منفذی باعث ایجاد تورم (Swelling) در این لایه می‌گردد، بنابراین مهم‌ترین عامل این ناپایداری‌ها بروز بارندگی و افزایش فشار منفذی و در نهایت کاهش مقاومت برشی لایه‌ها است. این امر خصوصاً در مجاورت لایه‌های دارای رس، باعث تورم و افزایش فشار و نهایتاً موجب ناپایداری آن می‌شود، طبق بازدیدهای صورت گرفته از ساختگاه بیشتر زهکش‌های نصب شده در محل در لایه‌های ماسه‌سنگی با طول کمتر از طراحی مورد نظر نصب و اجرا گردیده است و در بعضی دیگر از زهکش‌ها با مواد تخریبی پر و مسدود شده‌اند (شکل ۹)، بنابراین نبود زهکش با طرح هندسی مناسب یا عملکرد نامناسب زهکش‌های نصب شده متناسب با وضعیت هیدروژئولوژی سازند پیرامونی آن و مسدود شدن سریع و زود هنگام آن‌ها به علت عدم بکارگیری المان‌های مورد نیاز نظیر ژئوتکستایل و ...، عامل اصلی ناپایداری تلقی می‌گردد.



شکل ۹. زهکش تخریب و مسدود شده در جناح راست سد مسجد سلیمان



۷. نتیجه‌گیری

به منظور ارائه راهکارهایی برای پایدارسازی جناح راست سد مسجد سلیمان، اقدام‌های زیر در داخل گالری‌های زهکش برای افزایش کارایی سیستم زهکشی موجود اجرا شود:

- (۱) افزایش طول و قطر گمانه‌های زهکش، به خصوص زهکش‌های نصب شده در لایه‌های ماسه‌سنگی تا رسیدن به مرز لایه‌بندی
- (۲) افزایش عمق گمانه‌های زهکش برای رساندن آن‌ها به طول طراحی و یا حدود ۲ متر نفوذ به داخل لایه‌های کنگلومرا،
- (۳) شستشوی گمانه‌های زهکش مسدود شده با استفاده از آب تحت فشار و یا اسید رقیق،
- (۴) جایگزینی لوله‌های مشبک کهنه با لوله‌های جدید مناسب با پوشش ژئوتکستایل،
- (۵) حفاری گمانه‌های زهکش مایل و نصب لوله‌های مشبک مناسب با پوشش ژئوتکستایل.

منابع

- [۱] آقاباتی، س.ع.، (۱۳۸۳)، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ص ۴۱۰-۴۰۹.
- [۲] برجی، ع.، زارع، ش.، جوادی، مرتضی، (۱۳۹۷) " طراحی و پایدارسازی ترانشه‌های سنگی دارای سطوح ناپیوستگی مطالعه موردی قطعه ۱ آزادراه تهران-شمال " پنجمین کنگره بین‌المللی عمران، معماری و توسعه شهری.
- [۳] سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۹۳)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ لالی.
- [۴] گروه ژئوتکنیک شرکت مشانیر؛ ۱۳۸۰؛ تحلیل برگشتی مغار طرح توسعه.
- [۵] معاونت سد و نیروگاه‌های برق‌آبی؛ ۱۳۷۹؛ گزارش طراحی سیستم نگهداری و ابزار بندی سد و مغارهای طرح توسعه.
- [6] C. Louis, A study of groundwater flow in jointed rock and its influence on the stability of rock masses. Imperial College of Science and Technology, 1969.
- [7] Duncan C. Wyllie, (2018), Rock Slope Engineering, Civil Applications, Fifth Edition.
- [8] Londe, P. (1987). The malpasset dam failure, Engineering Geology, 24, 295-32.
- [9] Nadi, B, Tavasoli, O, Tadayon, A, (2019), Investigation of rock slope stability under pore-water pressure and structural anisotropy by the discrete element method, Geomechanics and Geoengineering.
- [10] Peckover, F. L. (1998). "Tretment of rock falls on railway lines. American Railway Engineering Washington, DC.
- [11] Tiwari, G, Latha, G.M, (2019), Stability analysis and design of stabilization measures for Chenab railway bridge rock slopes, Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 1-25.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



ارزیابی پایداری مغار نیروگاه و ترانسفورمر زیرزمینی سد مسجد سلیمان از دیدگاه
زمین‌شناسی مهندسی

آرام میرزایی*

دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی مهندسی دانشگاه تربیت مدرس

aram.mirzaei@modares.ac.ir

غلامرضا شعاعی

استادیار گروه زمین‌شناسی مهندسی دانشگاه تربیت مدرس

shoaei@modares.ac.ir

چکیده

مغار نیروگاه مسجد سلیمان از زمان ساخت تا هم اکنون دستخوش دگرشکلی و ناپایداری بوده است، این ناپایداری‌ها عمدتاً در بخش‌های رو به پایین دست سقف مغار نیروگاه فاز دو متمرکز شده‌اند. همچنین برخی ناپایداری‌های کوچک در بخش‌های از دیواره‌های مغار نیروگاه و ترانسفورمر مشاهده می‌شود. علائم دگرشکلی در سقف و دیواره‌ها به صورت وقوع ترک و تخریب قابل مشاهده می‌باشد. در مطالعه حاضر با تکیه بر مطالعات زمین‌شناسی مهندسی و استفاده از مدل‌سازی عددی به بررسی پایداری مغارهای نیروگاه و ترانسفورمر ساختگاه سد مسجد سلیمان و مشکلات ناپایداری ناشی از تغییرشکل‌های پیوسته، پرداخته شده است، طبق نتایج بدست آمده از مدل‌سازی عددی حاکی از ادامه روند افزایش جابه‌جایی‌ها در دیوار راست و سقف سمت راست مغار نیروگاه می‌باشد، که علت آن را می‌توان به رفتار خزشی لایه‌های گل‌سنگی و همچنین تغییرات سطح آب زیرزمینی در ایجاد رفتار تورمی ماسه‌سنگ‌های رسی موجود در سقف مغار دانست.

کلمات کلیدی: پایداری، مغار، نیروگاه، ترانسفورماتور، سد مسجد سلیمان، مدل عددی



Assessing the stability of the power house and underground transformer of Masjed Soleyman Dam with Regrads to Engineering Geological Properties

Aram mirzaei*

M.Sc student of engineering geology at Tarbiat Modares university

aram.mirzaei@modares.ac.ir

Gholamreza Shoaiei

Assistant Professor, Department of engineering geology at Tarbiat Modares university

shoaiei@modares.ac.ir

Abstract

The power house and underground transformer of Masjed Soleyman Dam has been deformed and unstable since its construction, These instabilities are mainly concentrated in the downstream sections of the roof of the phase two of the power house, There are also some small instabilities in parts of the walls of the power house and transformers, Signs of deformation in the ceiling and walls can be seen in the form of cracks and destruction of rock bolts. In the present study, relying on engineering geological studies and the use of numerical modeling to investigate the stability of power house and transformer And the instability problems caused by continuous deformations are addressed, According to the results obtained from numerical modeling, the trend of increasing displacements in the right wall and the right roof of the power house indicates, This can be attributed to the creep behavior of the limestone layers, as well as changes in groundwater level in causing the swelling behavior of clay sandstones in the roof.

Keywords: Stability, House, Power, Transformer, Masjed Soleyman Dam, Numerical Model.



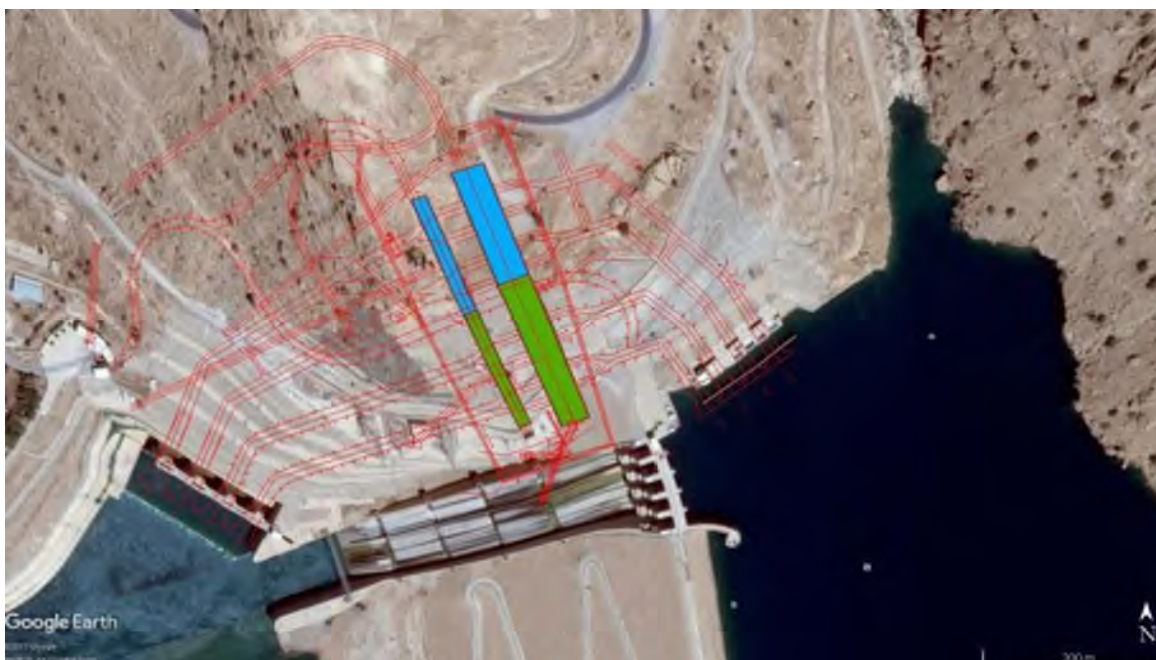
۱. مقدمه

مجموعه نیروگاه زیرزمینی مسجد سلیمان که دارای دو مغار بزرگ زیرزمینی به نام مغار نیروگاه و مغار ترانسفورم می‌باشد جزء طرح‌های بزرگ برق آبی کشور، محسوب می‌شود، که موقعیت جغرافیایی آن در جنوب غربی ایران واقع در استان خوزستان و در ۲۵/۵ کیلومتری شمال شرق شهر مسجد سلیمان قرار دارد. احداث مجموعه نیروگاه زیرزمینی مسجد سلیمان در طی دو مرحله حفاری و اجرا گردیده است، در مرحله اول (فاز ۱)، هدف ساخت سد و نیمی از مغار نیروگاه با به کارگیری اولین دسته از ماشین آلات که برای به کارگیری در ساخت فاز ۲ در نظر گرفته شده بودند، ساخته شدند، عملیات ساخت سد در دسامبر سال ۱۹۹۴ آغاز و در نوامبر سال ۲۰۰۰ به اتمام رسید، ساخت آبگیر مخزن در دسامبر سال ۲۰۰۰ آغاز و با ارتفاع آب ۳۷۱ متر بالاتر از سطح دریا در جولای سال ۲۰۰۲ تکمیل شد، حفاری فاز ۱ در نوامبر سال ۱۹۹۷ به پایان رسید و سازه‌های بتنی داخلی آن در اواسط سال ۱۹۹۹ نصب گردید، حفاری فاز ۲ در نوامبر سال ۲۰۰۰ آغاز شد. در پایان سال ۲۰۰۲ در حالی که تقریباً ۶۰ درصد حفاری‌ها انجام شده بود، اجرای مغار نیروگاه فاز ۲ متوقف شد، این توقف بدان علت بود که حفاری بخش توسعه مغار نیروگاه سبب افزایش تغییرشکل در سقف مغار نیروگاه فاز ۱ و ایجاد ترک‌هایی در پوشش بتنی شده بود، بر اساس مدارک موجود، مشخص نیست که آیا قبل از حفاری مغار نیروگاه فاز ۲ نیز تغییرشکل‌های غیرعادی در مغار نیروگاه فاز ۱ وجود داشته است یا خیر؟ در هر صورت در مدارک اجرایی مربوط به سال‌های ۲۰۰۲ - ۲۰۰۳ برای نخستین بار نشانه‌هایی از تغییرشکل‌های متناوب در مغار نیروگاه دیده می‌شود که توسط داده‌های رفتارنگاری (کشیدگی‌سنج‌ها، بارسنج‌ها و بویژه فشارسنج‌ها) به اثبات رسیده. عملیات حفاری مغار نیروگاه فاز ۲ مجدداً در سال ۲۰۰۳ از سر گرفته شد و در اوایل سال ۲۰۰۵ به پایان رسید [۲]، شکل ۱ و شکل ۲ موقعیت و سازه نیروگاه مسجد سلیمان را به صورت شماتیک نشان می‌دهند.

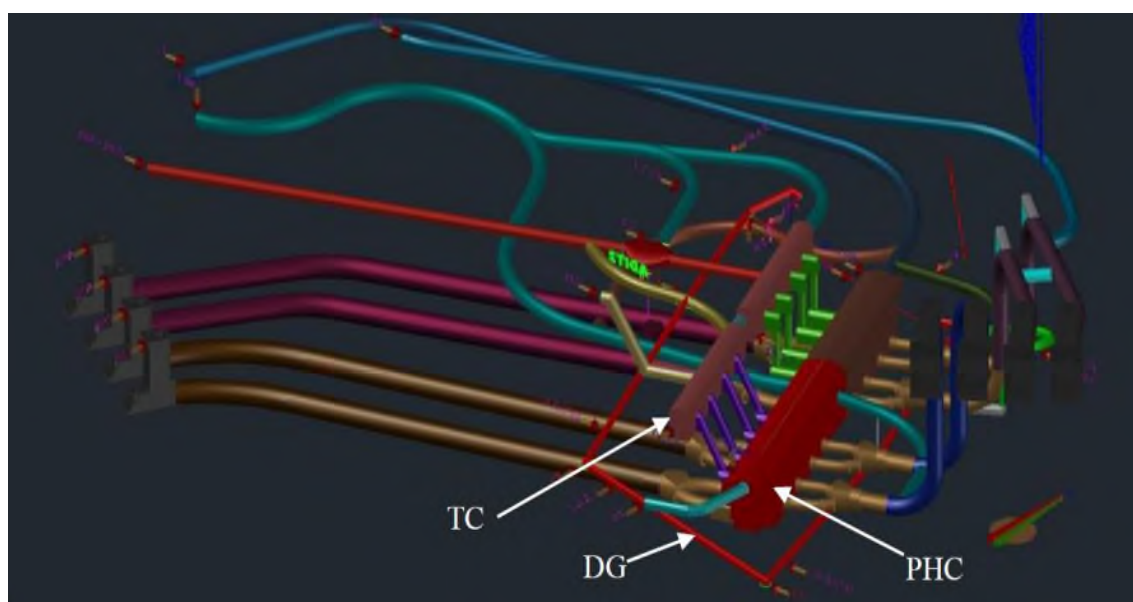
نیروگاه مسجد سلیمان از زمان اجرا تا کنون مشکلاتی را از نظر پایداری تجربه کرده است، امروزه این مشکلات بیشتر در قسمت پایین‌دست سقف مغار نیروگاه در فاز ۲ متمرکز می‌باشد، اخیراً تغییرشکل‌های قابل ملاحظه‌ای نیز در برخی قسمت‌های دیوار مغار نیروگاه و مغار ترانسفورمرها دیده شده است، مشکلات مربوط به پایداری اغلب بصورت ایجاد و گسترش ترک‌ها، افزایش تنش در برخی از انکرها و مونوبارها و همچنین جداشدگی بلوک‌های سنگی نمایان می‌شوند، مغار نیروگاه ۴۷/۵ متر ارتفاع، ۳۰/۵ متر عرض و ۲۶۷ متر طول دارد که ۱۵۵ متر آن فاز ۱ و ۱۱۲ متر در امتداد آن به عنوان فاز ۲ شناخته شده است. مغار ترانسفورماتور ۲۱ متر ارتفاع، ۱۴ متر عرض و ۲۳۵ متر طول دارد که ۱۲۵ متر آن در فاز یک و ۱۱۰ متر در فاز ۲ قرار گرفته است [۲]. و برای سیستم نگهداری مغارها از دو لایه شاتکریت ۲۰ سانتی متری و استفاده از پیچ‌سنگ، میل‌مهارهای تزریقی به طول ۶ تا ۱۲ متر با فاصله‌داری ۱ متر از هم (مغار نیرگاه) و ۲ متر از هم (مغار ترانسفورمر) و استفاده از تاندرون‌های ۲۰ متری به کار برده شده است [۴].



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
 ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
 The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
 10-11 November, 2020



شکل ۱. شکل نمای نیروگاه مسجد سلیمان برگرفته از سایت گوگل ارث،
 قسمت سبز: فاز ۱ مغار نیروگاه (راست) و مغار ترانسفورمر (چپ)
 قسمت آبی: فاز ۲ مغار نیروگاه (راست) و مغار ترانسفورمر (چپ).



شکل ۲. نمای سه بعدی نیروگاه زیرزمینی مسجد سلیمان و تونل‌های مربوط به آن [۳]
 PHC = مغار نیروگاه TC = مغار ترانسفورمر



۲. زمین‌شناسی ناحیه

بر اساس اطلاعات زمین‌شناسی طرح و توسعه سد و نیروگاه مسجد سلیمان، بخش مغار زیرزمینی مورد مطالعه در سازند بختیاری حفاری شده است، سازند بختیاری مربوط به دوره پلیستوسن تا کواترنری است که ویژگی رسوبات آبرفتی و کوهپایه‌ای حاصل از فرسایش ارتفاعات را دارد که بیش‌تر شامل کنگلومرا و ماسه‌سنگ آهکی است، گاهی به صورت هم شیب و گاهی به صورت دگرشیبی زاویه دار بر روی سازندهای قدیمی‌تر، (بخش لهبری سازند آجاجاری) نهشته شده است، حد بالایی آن رسوبات آبرفتی کوارترنر می‌باشد. این سازند از توالی نامنظم لایه‌های رس‌سنگ، لای سنگ، ماسه‌سنگ و کنگلومرا بوجود آمده که در آن با حرکت به سمت بالا، دانه‌بندی‌ها درشت‌تر می‌شود، این سازند در اکثر نواحی زاگرس دیده می‌شود، برش الگوی این سازند در شمال مسجد سلیمان (گدارلندر) شامل ۵۵۰ متر کنگلومرا با قطعاتی به ابعاد خرده‌سنگ، قلوه سنگ و ریگ به سن‌های گوناگون است که با کلسیت درشت دانه و رس سیمانی شده‌اند، سازند بختیاری جوان‌ترین سازند نهشته شده در زاگرس محسوب می‌شود، این سازند حاصل آخرین مرحله پسروری دریا و خشکی‌زایی وسیع در زاگرس است و از فرسایش سازندهای قدیمی‌تر موجود و نهشته شدن قطعات واریزه‌ای، آبرفتی ریز و درشت در حاشیه دریاچه‌های در حال پس‌رفت، حاصل از دریای قدیمی تشکیل شده است، به همین دلیل در بیش‌تر مواقع، رخنمون این سازند را به صورت ناودیس می‌توان دید [۱].

سازند بختیاری به ۱۴ واحد به ترتیب از قدیم به جدید (از واحد I تا واحد XIV) سنگ‌شناسی کوچک‌تر با نسبت‌های متفاوتی از کنگلومرا، ماسه‌سنگ، لای‌سنگ و گل‌سنگ (رس‌سنگ) تقسیم‌بندی گردیده است، واحدهای پایین‌تر دارای مقادیر زیادتری از لایه‌های گل‌سنگی و واحدهای بالاتر دارای کنگلومرای بیش‌تری هستند، لازم به ذکر است که هر دو مغارهای نیروگاه و ترانسفورمر سد مسجد سلیمان در زیر برم‌های جناح راست سد عمدتاً در واحدهای V و IV (واحدهای ۴ و ۵) سازند بختیاری حفاری شده‌اند (شکل ۳). که در جناح راست سد مسجد سلیمان ۱۰ واحد ابتدایی این سازند را تشکیل داده است، مشخصات کلی هر یک از این ۱۰ تا واحدها در جدول ۱ ارائه گردیده است.

جدول ۱. واحدهای تشکیل دهنده سازند بختیاری به همراه سنگ‌شناسی و ضخامت لایه‌ها

واحد	سنگ‌شناسی	ضخامت
واحد I	ماسه‌سنگ‌های ریز دانه تا متوسط دانه، در بخش تحتانی کنگلومرای متراکم با زمینه ماسه‌ای	۸ متر
واحد II	گل‌سنگ حجیم، اندکی لای‌دار، تناوب لای سنگ و ماسه‌سنگ ریز دانه تا متوسط دانه و ماسه‌سنگ حجیم رس‌دار	۴۳ متر
واحد III	کنگلومرای حجیم با مقداری رس و میان لایه‌های نازک ماسه‌سنگ با دانه‌های ریز تا درشت	۳۵ متر
واحد IV	بخش بالایی شامل گل‌سنگ لای‌دار/ لای‌سنگ رس‌دار با دانه‌بندی بسیار ریز تا متوسط، بخش میانی شامل ماسه‌سنگ ورقه‌ای و بخش پایانی ماسه سنگ دانه ریز با میان لایه‌ای از گل‌سنگ، لای‌سنگ	۵۵ متر
واحد V	کنگلومرای حجیم با اندکی ماسه‌سنگ ریزدانه تا درشت دانه و میان لایه‌ای از لای‌سنگ دارای زمینه ماسه‌ای نسبتاً متخلخل با رس بسیار نرم	۵۰ متر



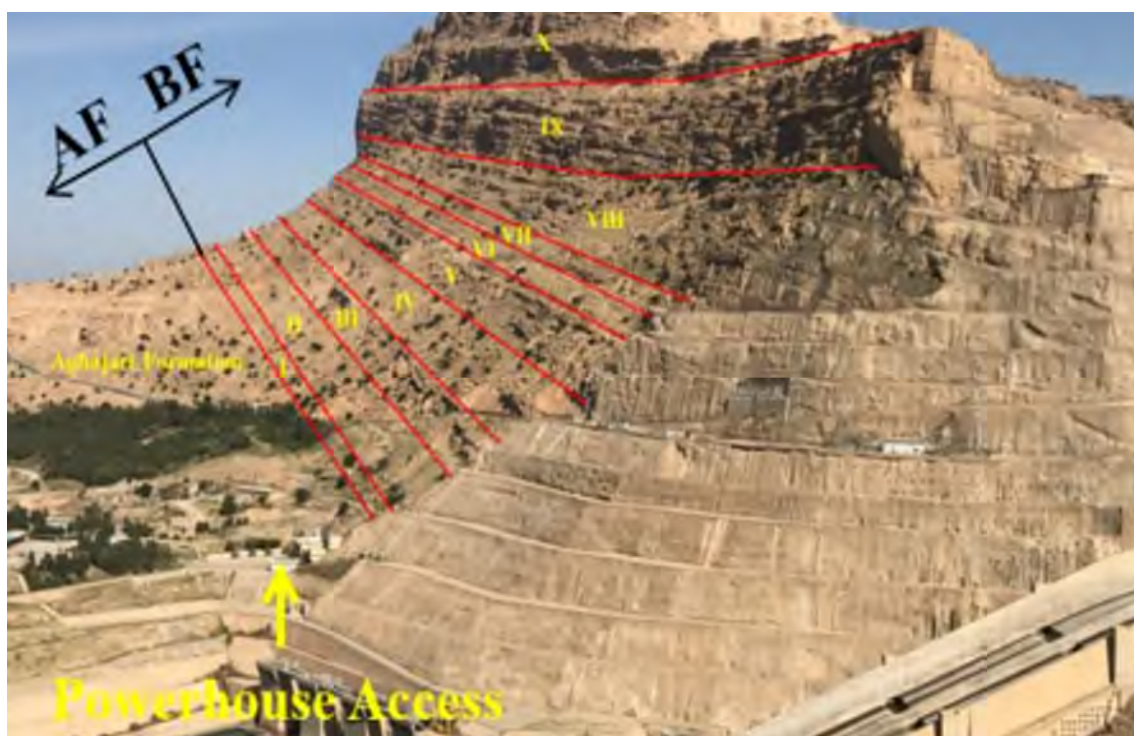
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



۳۶ متر	گل‌سنگ / گل‌سنگ لای‌دار / لای‌سنگ رس‌دار و بخش میانی شامل ماسه‌سنگ بسیار دانه‌ریز (لای‌سنگ ماسه‌دار)	واحد VI
۲۹ متر	کنگلومرای حجیم با زمینه ماسه آهکی با قلوه‌های رسی بسیار نرم و تا حدودی نیز از ماسه‌سنگ ریزدانه تا متوسط دانه با میان لایه‌ای از لای‌سنگ و گل‌سنگ	واحد VII
۴۲ متر	کنگلومرای حجیم و تا حدودی از ماسه‌سنگ ریز دانه تا متوسط دانه با میان لایه نازکی از لای‌سنگ به اضافه قلوه‌های رسی در بخش بالایی لای‌سنگ تا حدودی ماسه‌دار و آینه گسل‌دار (۷-۱۱ متر)	واحد VIII
۵۰ متر	کنگلومرای حجیم با زمینه ماسه‌ای، حاوی برخی دانه‌ها / قلوه‌های رسی با سیمان آهکی و برخی عدسی‌های دانه‌ریز تا دانه متوسط ماسه‌سنگی در بخش بالایی لای‌سنگ، تا حدودی ماسه‌دار یا رس‌دار (۷-۸ متر)	واحد IX
۶۴ متر	کنگلومرای حجیم با زمینه ماسه‌ای و رسی، حاوی دانه‌های رس‌دار، وجود عدسی‌های سنگ پودنگ و / یا ماسه‌سنگ، بخش بالایی لای‌سنگ با میان لایه ماسه‌سنگی و لای‌سنگ رس‌دار (۱۰ متر)	واحد X



شکل ۳. جداسازی واحدهای تشکیل دهنده سازند بختیاری در جناح راست سد مسجد سلیمان

۳. روش مطالعه



امروزه روش‌های متنوعی برای تحلیل پایداری وجود دارد، با توجه به پیچیدگی‌های هندسی مغار، استفاده از مدل‌سازی عددی مناسب‌تر است، پایداری مغار با مدل‌سازی عددی توده‌سنگ، تحت اثر رفتار هیدرومکانیکی مورد بررسی قرار می‌گیرد، برای مدل‌سازی عددی و تحلیل پایداری مغار مورد مطالعه نیازمند شناخت و اطلاعات کامل در مورد مورد ناپیوستگی‌ها و خصوصیات سنگ‌هاست به همین منظور مطالعات زمین‌شناسی مهندسی در ساختگاه صورت گرفت.

۳-۱. مطالعات زمین‌شناسی مهندسی

بر اساس مطالعات زمین‌شناسی مهندسی صورت گرفته سه دسته ناپیوستگی در محدوده ساختگاه نیروگاه شناخته شده است. که خصوصیات هر یک از ناپیوستگی‌ها در جدول ۲ ارائه گردیده است و همچنین در فاز دوم مطالعات، داده‌های آزمایشگاهی مربوط به خصوصیات سنگ‌ها جمع‌آوری گردید و نتایج داده‌های آن در طی جدول ۳ نمایش داده شده است.

جدول ۲. خصوصیات ناپیوستگی‌ها در ساختگاه

ناپیوستگی	شیب	امتداد	طول اثر (متر)	میانگین فاصله‌داری (متر)	بازشدگی (میلی متر)
لایه‌بندی	۳۰	۰.۵۴	۲۰ <	۲ <	۵ <
J1	۵۶	۲۲۹	۳-۲۰	۲	۱-۵
J2	۸۲	۳۱۶	۳-۱۰	۲	۱-۵

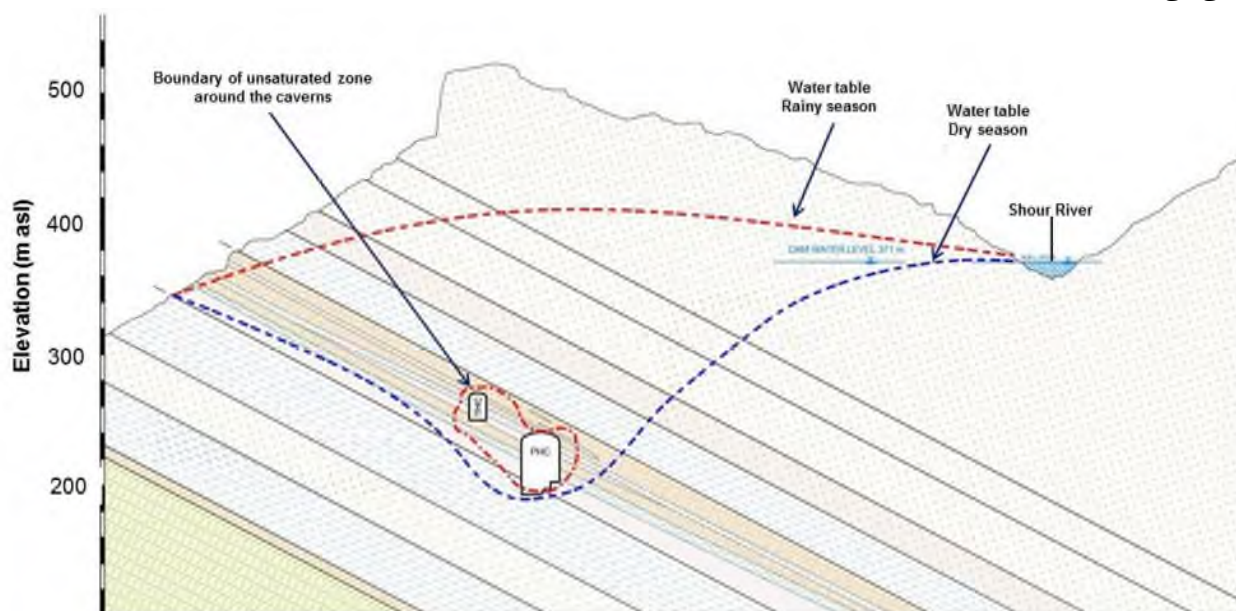
جدول ۳. نتایج مربوط به داده‌های آزمایشگاهی توده‌سنگ‌های ساختگاه [۳].

نوع سنگ	دانسیته (گرم بر مترمکعب)	مدول تغییر شکل‌پذیری (گیگاپاسکال)	نسبت پوانسون	زاویه اصطکاک	چسبندگی (مگاپاسکال)	مقاومت کششی (مگاپاسکال)	زاویه اتساع
کنگلوما	۲۵۳۰	۱۵	۰/۲۰	۴۳	۲/۸۷	۲	۲۰
ماسه‌سنگ	۲۴۱۰	۷	۰/۲۰	۳۸	۱/۶۷	۲	۱۷
لای سنگ	۲۳۰۰	۶	۰/۲۵	۳۰	۰/۷	۱	۱۳
رس‌سنگ	۲۳۰۰	۶	۰/۲۵	۲۴	۰/۵	۱/۵	۱۳

پس از حفاری تونل‌ها، مغارها و آبگیری مخزن، وضعیت آب زیرزمینی به کلی تغییر یافته و امروزه الگوی پیچیده‌تری از توزیع هد آب وجود دارد، با توجه به نشت بسیار کم آب به درون مغارها چنین به نظر می‌رسد که این فضاها زیرزمینی عمدتاً در منطقه غیراشباع قرار دارند، در امتداد لایه‌های نفوذپذیرتر مقداری جریان‌های موضعی وجود دارد که به درون مغارها تخلیه می‌شوند. با توجه به موارد ذکر شده در بالا، چنین انتظار می‌رود که سطح ایستابی در طول سال به علت تغییرات آب و هوایی فصلی، به میزان قابل توجهی تغییر کنند. شکل ۴ تصویری شماتیک از تغییرات احتمالی سفره آب زیرزمینی و نواحی اشباع شده در مقابل نواحی غیراشباع در طی سال نشان را می‌دهد. از شکل مذکور می‌توان بدین نکته پی‌برد که در طی فصل خشک، سفره آب زیرزمینی تقریباً بطور کامل به تراز کف مغار نیروگاه پایین می‌رود و توده‌سنگ‌های بالای مغار نیروگاه و مغار ترانسفورمر غیراشباع



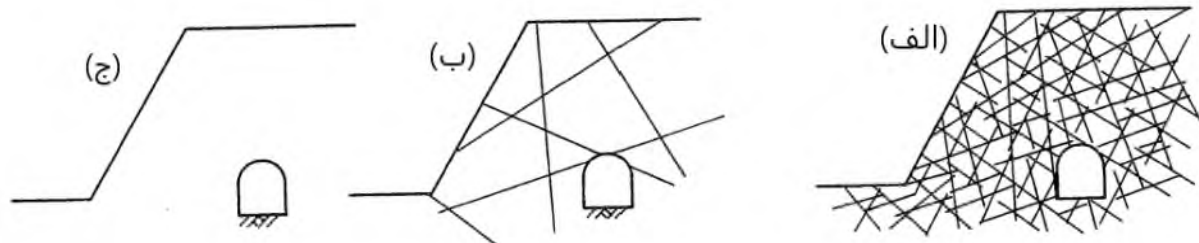
باشند، در طی فصل تر، نفوذ آب از سطح زمین می‌تواند گستره ناحیه غیراشباع در بالای مغارهای نیروگاه و مغار ترانسفورمر را به میزان قابل توجهی کاهش داده و نوعی سفره آب زیرزمینی معلق و محلی را باعث شود. البته در این دوره‌های تر، نواحی از مغارهای نیروگاه و مغار ترانسفورماتورها که وضعیت اشباع شدگی در آنها غالب می‌شود، بیشتر خواهد بود. شرایط اشباع شدگی و هد هیدرولیکی در اطراف مغار نیروگاه احتمالاً ناشی از تغییرات مستمر بین دو وضعیت فوق‌الذکر می‌باشد که می‌توان آن‌ها را به عنوان دو حد نهایی در نظر گرفت، یادآور می‌شود که در وضعیت نخست، احتمالاً وجود جریان آب به طور مستقیم از مخزن و رود شور به سوی تونل‌ها فضاهای زیرزمینی طرح متداول تر است و در وضعیت دوم، تأمین آب بیشتر ناشی از نفوذ آب سطحی می‌باشد.



شکل ۴. مقطع زمین‌شناسی عمود بر امتداد مغار نیروگاه و مغار ترانسفورمر به همراه سطح آب زیرزمینی در فصول خشک و تر [۳].

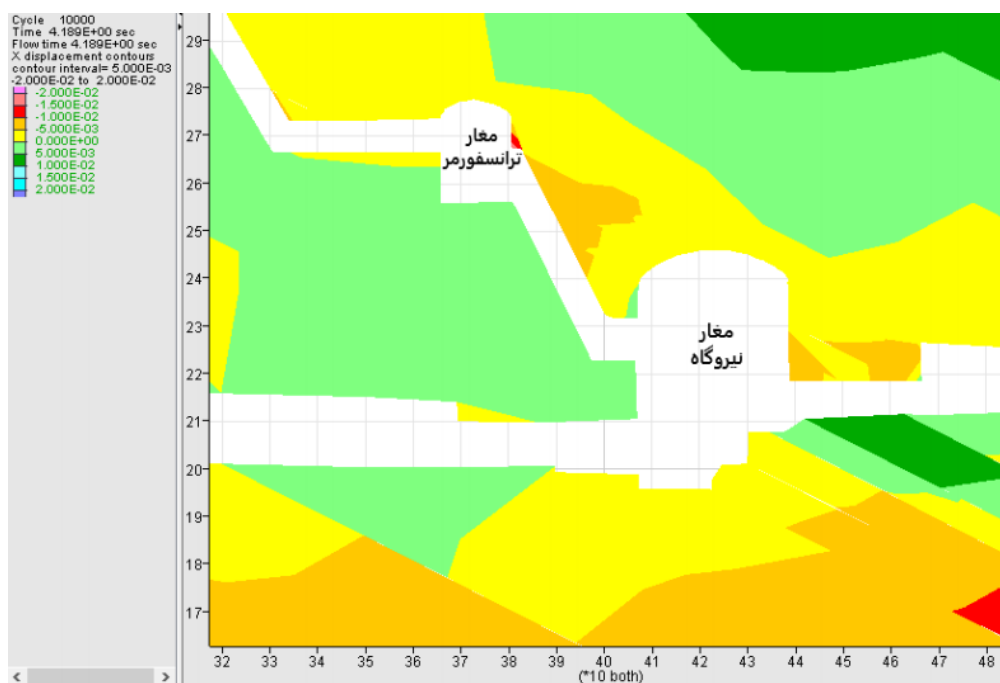
۳-۲. تحلیل پایداری

در زمین‌شناسی مهندسی و مکانیک سنگ، روش‌های مختلفی برای مدل‌سازی عددی و دست‌نویسی در کامپیوتر توسعه یافته است که برای مطالعات حفاری‌های زیرزمینی و مسائل مربوط به آنالیز تنش‌ها در دسترس هستند. این روش‌ها به طور کلی بر اساس نوع محیط (شکل ۵) به سه دسته کلی پیوسته، ناپیوسته، ترکیبی تقسیم‌بندی می‌شوند [۵].

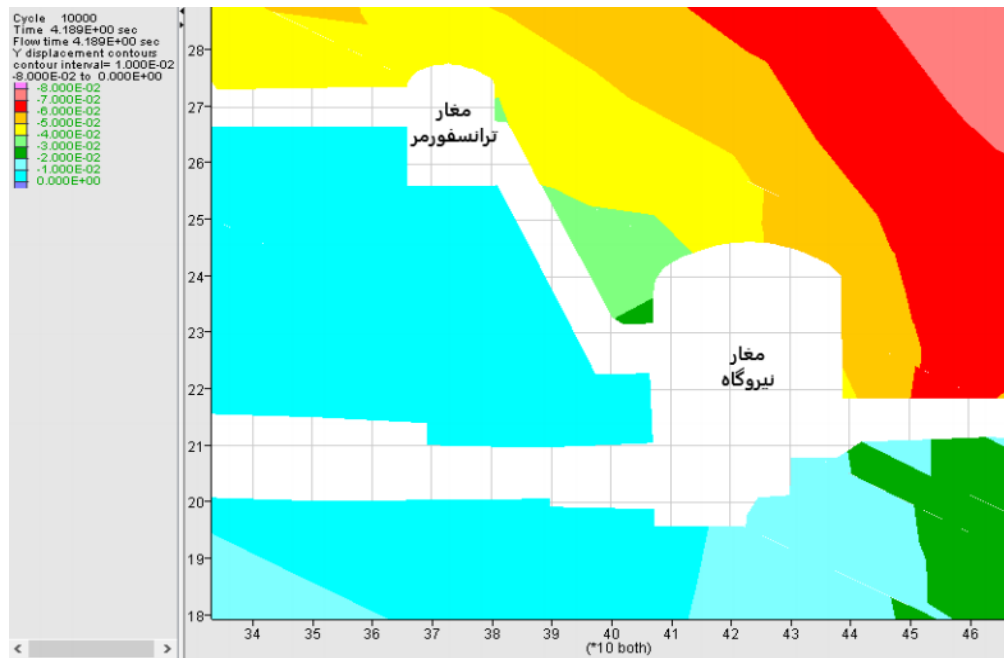


شکل ۵. الف) محیط پیوسته (ب) محیط ناپیوسته (ج) محیط پیوسته [۵].

با توجه به بازدیدهای صورت گرفته از ساختگاه و برداشت ناپیوستگی‌ها نوع محیط ناپیوسته تعیین شد و از جمله نرم‌افزارهای موجود در مدل‌سازی محیط ناپیوسته نرم‌افزار UDEC می‌باشد و از کاربردهای این نرم‌افزار، تحلیل پایداری، محاسبه میزان جابه‌جایی‌ها و سایر پارامترهای کلیدی مطرح در طراحی و اجرای محیط‌های ناپیوسته است، پس از دست‌نویسی مغار در محیط برنامه UDEC تحلیل‌های مربوط به پایداری آن انجام شد و میزان جابه‌جایی‌های در راستای محور X (شکل ۶) و راستای محور Y (شکل ۷)، در محیط نرم‌افزار بدست آمد.



شکل ۶. جابه‌جایی در راستای محور X (بر حسب متر)



شکل ۷. جابه‌جایی در راستای محور Y (بر حسب متر)

۴. نتایج و بحث روی نتایج

براساس نتایج بدست آمده بیشترین مقدار جابه‌جایی بدست آمده در ناحیه راست سقف مغار نیروگاه و دیواره راست آن متمرکز می‌باشد (جدول ۴) که این موضوع وضعیت ناپایداری در این محدوده را می‌رساند، به نظر می‌رسد که پدیده خزش در لایه‌های گل‌سنگی عامل تغییرشکل‌های غیرمعمول در مغار نیروگاه باشد.

یکی از مسائل مورد مطالعه نقش آب زیرزمینی در رفتار چرخه-اینوسانی تغییرشکل‌های مشاهده شده در رخدادهای متفاوت می‌باشد، همچنان که قبلاً گفته شد، تغییرات فصلی آب زیرزمینی (خشک شدن و تر شدن توده‌سنگ مورد مطالعه) به عنوان دلیل انقباض/انبساط لایه‌های گل‌سنگ (شناخته شده است، با توجه به این امر آشکار است که تجزیه و تحلیل پاسخ‌های تغییر شکل در برابر زمان مغارها نیاز به توجه به نقش آب‌های زیرزمینی در ارتباط با رفتار تورمی است.

همچنین در سقف مغار ترانسفورمر جابه‌جایی قابل ملاحظه‌ای ثبت شده است که ارتباط این موضوع را می‌توان در رابطه مقابله با تاثیر آب‌های زیرزمینی و تورم لایه‌های ماسه‌سنگی دانست که در زمان طراحی نیروگاه مسجد سلیمان کاملاً درک نشده بودند، پس از مدت‌چندی پدیده تورم قابل انتظار بود؛ زیرا تست‌های تورم و آنالیزهای کانی‌شناسی شواهد روشنی از این رفتار نشان می‌دادند. به طور خاص تست تورم انجام شده توسط آزمایشگاه دانشگاه کارلسروهه آلمان در سال ۲۰۰۶ انجام شد که نشان داد اکثر ماسه‌سنگ‌ها از متوسط تا زیاد پتانسیل تورم دارند [۲] این موضوع به درصد رس موجود در ماسه‌سنگ‌ها در ارتباط است در واقع هر چه درصد رس در ماسه‌سنگ‌ها بیشتر باشد پتانسیل تورم پذیری آن بیشتر و در نتیجه باعث تغییر شکل بیشتر و بروز ناپایداری می‌شوند [۶].



جدول ۴. مقدار جابه‌جایی بدست آمده مربوط به هر یک از مغارها (بر حسب میلی‌متر)

مغار ترانسفورمر		مغار نیروگاه		ناحیه
جابه‌جایی در راستای محور Y	جابه‌جایی در راستای محور X	جابه‌جایی در راستای محور Y	جابه‌جایی در راستای محور X	
-۳۳/۲	-۱۸/۲	-۴۷	-۷/۴	دیوار راست
-۴۴	-۲/۳	-۵۴/۴	-۴	سمت راست سقف
-۴۵	-۰/۱۶۲	-۳۶	-۰/۲۳	سمت چپ سقف
-۴/۶	-۰/۳۵	-۰/۱۶۷	+۰/۱۳	دیوار چپ

۵. نتیجه‌گیری

بر اساس نتایج مدل عددی در سقف مغار نیروگاه، ادامه روند افزایش جابجایی در پایین دست را نشان می‌دهد. افزایش جابجایی‌ها در دیواره پایین دست مغار نیروگاه به علت وجود لایه‌های رسی در این ناحیه است. تغییر شکل‌های حاصله را به حضور لایه‌های لای سنگ و گل سنگ‌های با رفتارهای خزشی ارتباط داده می‌شود. به علاوه بر پدیده خزش، بخشی از تغییر شکل‌ها به حضور آب، که در آن زمان بصورت قطره‌ای در تمامی سازه‌های زیرزمینی وجود داشت، ارتباط داده می‌شود، در این رابطه باید بخاطر داشت که وجود احتمالی چرخه‌های تری و خشکی که منجر به انبساط و انقباض لایه‌های رس‌دار و بروز تورم‌زایی می‌شود، خود به عنوان عامل دوم در بروز ناپایداری‌ها محسوب می‌شود.

منابع

- [۱] آقائاتی، س. ع.، (۱۳۸۳)، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ص ۴۱۰-۴۰۹.
- [۲] خسروی، س.، (۱۳۹۰) " تعیین پارامترهای رفتار وابسته به زمان توده سنگ و تحلیل پایداری به روش کرنش مستقیم مطالعه موردی مغار نیروگاه مسجد سلیمان " نهمین همایش ملی تونل.
- [۳] گروه ژئوتکنیک شرکت مشانیر؛ ۱۳۸۰؛ تحلیل برگشتی مغار طرح توسعه.
- [۴] معاونت سد و نیروگاه‌های برق‌آبی؛ ۱۳۷۹؛ گزارش طراحی سیستم نگهداری و ابزار بندی سد و مغارهای طرح توسعه.
- [5] Sakurai, S, (2016), Back analysis in rock engineering, CRC Perss, 4 Ed,
- [6] Soralump, S, Isaroran, R, Yangsanphu, S, (2019), Weak Plane Failure of Phyllitic Sandstone: Back Analysis for Slope Stabilization and the Use of Probabilistic Approach for Design Optimization, Geotech Geol En. 37, 2315-2324.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



بررسی پایداری ترانشه‌های جناح راست ساختگاه سد مسجد سلیمان از دیدگاه زمین‌شناسی مهندسی

آرام میرزایی*

دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی مهندسی دانشگاه تربیت مدرس

aram.mirzaei@modares.ac.ir

غلامرضا شعاعی

استادیار گروه زمین‌شناسی مهندسی دانشگاه تربیت مدرس

shoaei@modares.ac.ir

چکیده

امروزه، اجرای ترانشه‌های سنگی در بسیاری از ساختگاه پروژه‌ها امری ضروری و اجتناب ناپذیر می‌باشد و موضوع پایداری آن‌ها در طول بهره‌برداری از پراهمیت‌ترین موضوعات حال حاضر در تمامی ساختگاه پروژه‌ها می‌باشد، زیرا ممکن است مسیر جاده، خطوط راه‌آهن، ساختگاه سدها و معادن روباز در دامنه‌های چنین ترانشه‌هایی قرار بگیرد. از این رو هرگونه ناپایداری در این ترانشه‌ها می‌تواند دارای اثرات مخرب زیادی بر روی ایمنی این سازه‌ها ایجاد کند. که نیاز به بررسی و ارزیابی دارند. ترانشه‌های موجود در جناح راست سد مسجد سلیمان در اثر ایجاد فشار منفذی بین سنگ و شاتکریت، ترک‌های طولی و عرضی در سطوح شاتکریت دیواره‌ها بوجود آمده است که در برخی نقاط باعث ترک خوردن سطوح شاتکریت و حتی ریزش آن شده است. در این مطالعه، بررسی پایداری ترانشه‌های جناح راست ساختگاه سد مسجد سلیمان از دیدگاه زمین‌شناسی مهندسی با استفاده از روش‌های عددی انجام گرفت و نتایج مدل‌سازی عددی در تطابق مناسبی با قرائت کشیدگی‌سنج‌ها بود که صحت و اعتبارسنجی مدل‌سازی عددی را تایید می‌کند.

کلمات کلیدی: تحلیل پایداری، ترانشه، سد مسجد سلیمان، تحلیل عددی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Investigating The Stability of Right Bank Cut Slop of Masjed Soleyman Dam Site with Regrads to Engineering Geological Properties

Aram mirzaei*

M.Sc student of engineering geology at Tarbiat Modares university

aram.mirzaei@modares.ac.ir

Gholamreza Shoaie

Assistant Professor, Department of engineering geology at Tarbiat Modares university

shoaie@modares.ac.ir

Abstract

Today, the implementation of stone Cut Slop in many construction sites is necessary and inevitable, And the issue of their sustainability during operation is one of the most important issues currently present in all project sites, This is because roads, railways, dams and open pit mines may be within the range of such cut slop, Therefore, any instability in these cut slop can have many destructive effects on the safety of these structures. Which need to be reviewed and evaluated, The cut slop of the right bank of Masjed Soleyman Dam Site have been created due to the pore pressure between the rock and the shotcrete, longitudinal and transverse cracks in the shotcrete surfaces of the walls, which in some places have caused the shotcrete surfaces to crack and even collapse. In this study, the stability of the Right Bank Cut Slop of Masjed Soleyman Dam Site from the perspective of engineering geology was performed using numerical methods, And the results of numerical modeling were in good agreement with the elongation readings of the gauges, which confirms the accuracy and validity of numerical modeling

Keywords: Stability Analysis, Cut Slop, Masjed Soleyman Dam, Numerical Analysis



۱. مقدمه

ترانشه‌ها به فرورفتگی‌ها یا برش خوردگی‌های مصنوعی در سطح زمین گفته می‌شود که در مسیر جاده، راه‌آهن، سدها، معادن روباز و در بسیاری از پروژه‌های دیگر اجرا و ساخته می‌شوند، مسئله پایداری آن‌ها بعد از اجرا، یکی از مهم‌ترین و پیچیده‌ترین مسائل زمین‌شناسی مهندسی می‌باشد که در صورت عدم بررسی و عدم توجه به آن، می‌تواند خسارات و مشکلات جبران‌ناپذیری ناشی از گسیختگی آن، بر جای بگذارد. عوامل متعددی مانند ساختارهای زمین‌شناسی (گسل، درزه، لایه‌بندی)، شکل هندسی، شرایط هیدرولوژی، وضعیت توپوگرافی، مورفولوژی، جریان آب‌های زیرزمینی، هوازگی و نیروهای دینامیکی مثل زلزله بر پایداری ترانشه‌ها تاثیر می‌گذارند و می‌توانند باعث ایجاد لغزش شوند. گسیختگی در ترانشه‌های سنگی با توجه سابقه موضوع به شکل سقوط سنگ، زمین لغزش و ناپایداری کلی رخ می‌دهد [۷]، به عنوان نمونه در سال ۱۹۶۳ زمین لغزش در جناح چپ سد وایونت در ایتالیا خسارت اقتصادی فراوانی به بار آورده و منجر به مرگ بسیاری شد [۵].

مشاهده شدن آثار ناپایداری چون ترک‌های ایجاد شده در سطح شاتکریت مشرف به برم‌های ترانشه (شکل ۱) و حتی ریزش برم و از بین رفتن راکبولت‌ها در بخش‌هایی از ترانشه، ضرورت انجام مطالعه پایداری ترانشه موجود در این بخش از سد را می‌رساند.

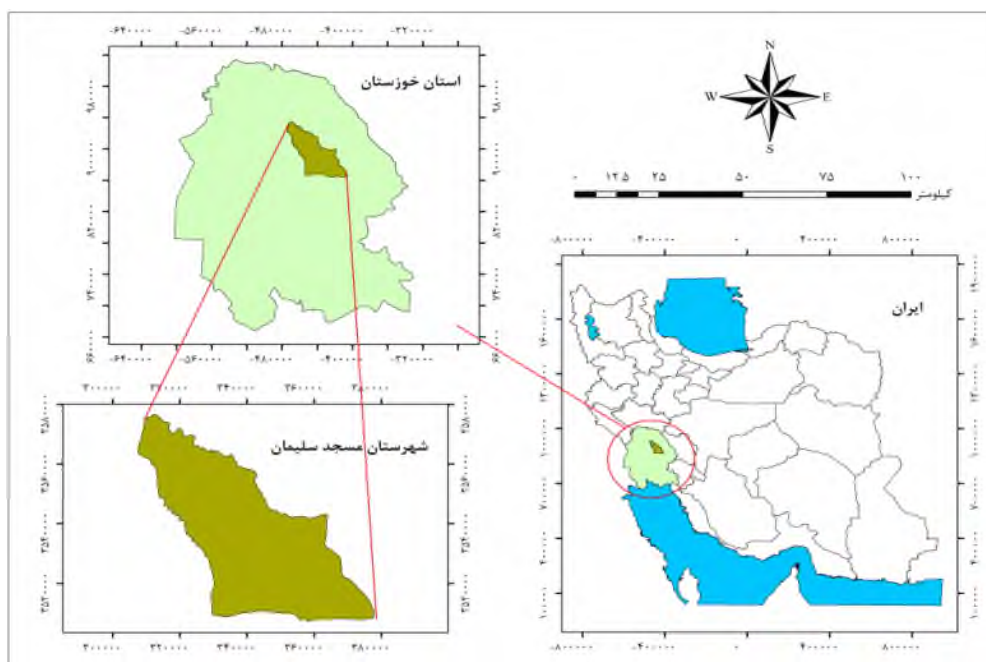


شکل ۱. ترک‌های ایجاد شده روی سطح شاتکریت به همراه ریزش بخش‌هایی از برم‌های مشرف به ترانشه

۲. معرفی و موقعیت



ساختمان سد مسجد سلیمان در استان خوزستان در جنوب غربی ایران بر روی رودخانه کارون در بخش شمالی منطقه زمین ساخت زاگرس واقع شده است (شکل ۲) و در حدود ۲۴ کیلومتری پایین دست سد شهید عباسپور با هدف ساخت تولید برق، در تراز ۲۰۰ متر بالاتر از دریا و حد فاصل آذر ماه ۱۳۷۹، تا مرداد ماه ۱۳۸۱، ساخته و آبیگری شده است.



شکل ۲. موقعیت شهرستان مسجد سلیمان در نقشه

۳. زمین‌شناسی منطقه

از دیدگاه زمین‌شناسی، ساختمان سد در بخش فوقانی سازند آغاچاری و سازند بختیاری با میان لایه‌های بسیار نازک رسی در پهنه زاگرس چین خورده واقع شده است، که ترانشه مورد مطالعه در بخش سازند بختیاری آن قرار گرفته است، سازندهای بختیاری مربوط به دوره پلیستوسن تا کواترنری است که ویژگی رسوبات آبرفتی و کوهپایه‌ای حاصل از فرسایش ارتفاعات را دارد که بیش‌تر شامل کنگلومرا و ماسه‌سنگ آهکی است، گاهی به صورت هم شیب و گاهی به صورت دگرشیبی زاویه دار بر روی سازندهای قدیمی‌تر، (بخش لهبری سازند آغاچاری) نهشته شده است، حد بالایی آن رسوبات آبرفتی کوارترنر می‌باشد، این سازند از توالی نامنظم لایه‌های رس‌سنگ، لای‌سنگ، ماسه‌سنگ و کنگلومرا بوجود آمده که در آن با حرکت به سمت بالا، دانه‌بندی‌ها درشت‌تر می‌شود [۱]، گسل اندیکا با امتداد شمال غرب - جنوب شرق و شیب به سمت شمال شرق در فاصله حدود ۲ کیلومتری بالادست محور سد، نزدیک‌ترین گسل به محدوده ساختمان سد است که در مرز بین سازندهای گچساران و بختیاری قرار دارد (شکل ۳). این گسل با طول حدود ۵۰ کیلومتر از نوع راندگی است که سبب رانده شدن سازند گچساران بر روی سازند جوان بختیاری شده است. [۲]



شکل ۳. عکس ماهواره‌ای از ساختگاه سد مسجد سلیمان و ساختارهای مشخص شده در اطراف آن [۲].

۴. روش مطالعه

روش مطالعه شامل بازدید میدانی، برداشت ناپیوستگی‌ها، جمع آوری داده‌های آزمایشگاهی، استفاده از مدل‌سازی عددی برای تحلیل پایداری ترانشه و اعتبارسنجی مدل با دستگاه‌های رفتارسنج نصب شده در ساختگاه می‌باشد.

۴-۱. بازدید میدانی

در بررسی‌ها و پیمایش‌های انجام شده، دو دسته درزه در محدوده ساختگاه سد شناخته شده است. امتداد - شیب، خصوصیات هر کدام از ناپیوستگی‌ها برداشته شد، و طی در جدول ۱ ارائه گردیده است، یکی از این دسته درزه‌ها دارای امتداد موازی با لایه‌بندی (درزه طولی، J1) و دیگری عمود بر لایه‌بندی (درزه عرضی، J2) است (شکل ۴)

جدول ۱. خصوصیات ناپیوستگی‌ها در ساختگاه سد مسجد سلیمان

ناپیوستگی	شیب	امتداد	طول اثر (متر)	میانگین فاصله‌داری (متر)	بازشدگی (میلی متر)
لایه‌بندی	۳۰	۰.۵۴	۲۰ <	۲ <	۵ <
J1	۵۶	۲۲۹	۳-۲۰	۲	۱-۵
J2	۸۲	۳۱۶	۳-۱۰	۲	۱-۵



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
 ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
 The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
 10-11 November, 2020



شکل ۴. ناپیوستگی‌های موجود در ساختگاه

۴-۲. گردآوری داده‌های آزمایشگاهی

محققین مختلف زیادی با توجه به نوع و تعداد تست‌های انجام شده خلاصه‌ای از خواص مقاومتی سنگ دست نخورده در طول سالیان گذشته بدست آوردند که در گزارشی که شرکت مشاور (مشانیر) در سال ۲۰۰۰ برای پارامترهای توده‌سنگ منتشر کرد، مقادیر اندازه گیری شده مورد بازنگری قرار گرفت و نتایج آن در جدول ۲ ارائه شده است.

جدول ۲. پارامترهای ژئومکانیکی توده‌سنگ‌های ساختگاه سد مسجد سلیمان [۳].

نوع سنگ	دانسیته (گرم بر مترمکعب)	مدول تغییر شکل پذیری (گیگاپاسکال)	نسبت پوانسون	زاویه اصطکاک	چسبندگی (مگاپاسکال)	مقاومت کششی (مگاپاسکال)	زاویه اتساع
کنگلوмера	۲۵۳۰	۱۵	۰/۲۰	۴۳	۲/۸۷	۲	۲۰
ماسه‌سنگ	۲۴۱۰	۷	۰/۲۰	۳۸	۱/۶۷	۲	۱۷
لای سنگ	۲۳۰۰	۶	۰/۲۵	۳۰	۰/۷	۱	۱۳
رس سنگ	۲۳۰۰	۶	۰/۲۵	۲۴	۰/۵	۱/۵	۱۳

اجرای طرح شیروانی سنگی جناح راست سد مسجد سلیمان در ۱۷ برم اجرا گردیده و برای پایدارسازی سطوح دیواره‌های آنها از شاتکریت به ضخامت ۲۰ سانتی متر و پیچ سنگ و در برخی نقاط میل مهار با طول ۹ متر، فاصله‌داری ۲/۵ متر از هم استفاده شده است. که خصوصیات هر یک از نگهداری‌ها شامل شاتکریت و میل‌مهاریها به ترتیب در جدول ۳ و جدول ۴ ارائه شده است [۵].



جدول ۳. خصوصیات شاتکریت در نگهداری به کار رفته [۳].

۲۰ سانتی متر	ضخامت
۲۵۰۰ کیلوگرم مترمکعب	دانسیته
۰/۱۵	ضریب پواسون
۲۸ گیگ پاسکال	مدول الاستیسیته
۲۰ مگاپاسکال	مقاومت فشاری
۴۵۰ مگاپاسکال	مقاومت کششی
۴۵۰ مگاپاسکال	مقاومت کششی باقی ماند
۵۰ درجه	زاویه اصطکاک داخلی
۰/۵ مگاپاسکال	چسبندگی
۰/۳ مگاپاسکال	مقاومت کششی فصل مشترک
۱۰ مگاپاسکال	سختی نرمال
۱۰ مگاپاسکال	سختی برشی

جدول ۴. خصوصیات میل‌مهارها در نگهداری به کار رفته [۴].

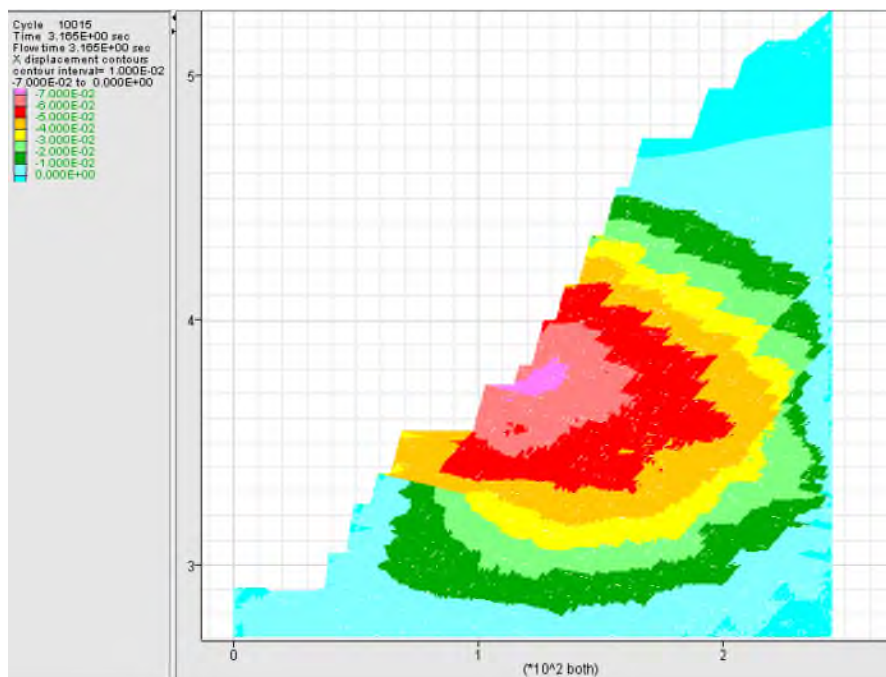
۷۸۵۰ کیلوگرم مترمکعب	دانسیته
۲۰۰ گیگاپاسکال	مدول الاستیسیته
۱۰ ^{۳۰} × ۱ پاسکال	تنش کششی باقی ماند
۲۰ مگاپاسکال	مقاومت فشاری
۱۰ مگاپاسکال	مقاومت کششی
۱۰ گیگاپاسکال	سختی گروت
۱/۴ مگاپاسکال	مقاومت گروت
۹ متر	طول
۲/۵ متر	فاصله‌داری

۳-۴. تحلیل پایداری

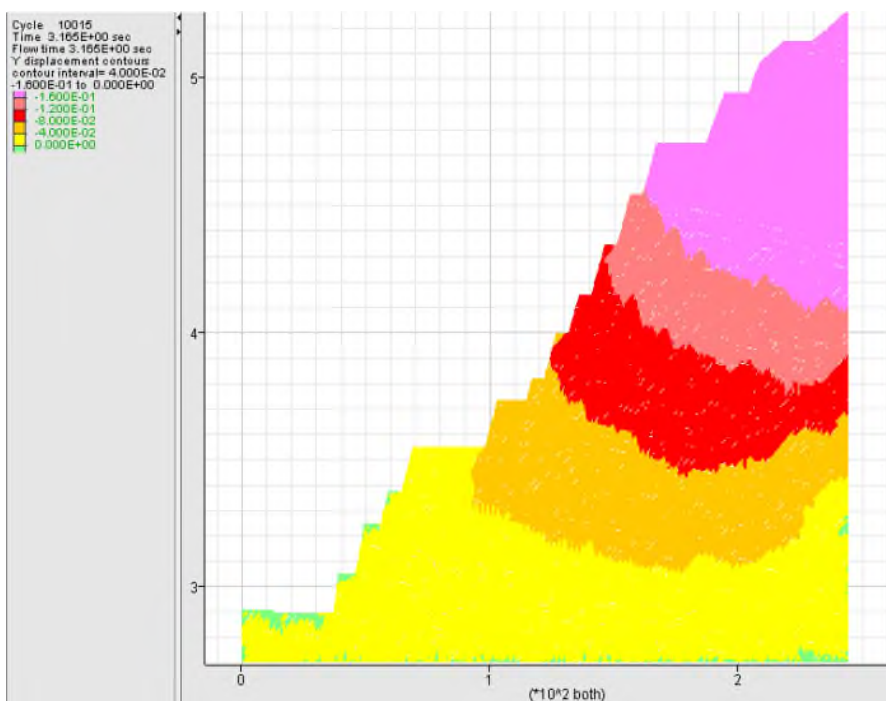
در بین تمام روش‌های تحلیل پایداری شیب، روش‌های عددی به دلیل لحاظ کردن پارامترهایی چون تاثیر فشار آب منفذی، ساختار ناپیوستگی‌ها در تحلیل پایداری دارای قابلیت و کارایی بیشتری هستند، همچنین مدل‌های عددی دارای نتایج نزدیک‌تر به واقعیت نسبت به دیگر روش‌ها هستند [۶]. از جمله نرم افزارهای موجود در مدل‌سازی توده‌سنگ‌های درزه‌دار نرم افزار UDEC می‌باشد. از جمله کاربردهای این نرم افزار، تحلیل پایداری، محاسبه میزان جابه‌جایی‌ها و سایر پارامترهای کلیدی مطرح در طراحی و اجرای محیط‌های ناپیوسته است. از برنامه اتوکد برای تهیه مقطع از مورد مطالعه کمک گرفته شد و سپس یک مقطع عمود بر ترانشه در زاویه ۱۸۹ درجه نسبت به شمال جغرافیایی گرفته شد و ملاک انتخاب مقطع مورد مطالعاتی در واقع قرار گرفتن دستگاه‌های کشیدگی سنج در یک راستا برای تطابق آن با مدل عددی جهت اعتبارسنجی مدل می‌باشد. مقطع تهیه شده از برنامه اتوکد به همراه خصوصیات ناپیوستگی‌ها و پارامترهای توده‌سنگ وارد نرم افزار UDEC کرده و مدل مورد نظر در ۱۰۰۰۰ سیکل مدل‌سازی شد و مقدار جابه‌جایی‌ها در راستای محور X (شکل ۵)، و محور Y (شکل ۶)، بدست آمد.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۵. جابه‌جایی بدست آمده در راستای محور X (برحسب متر)



شکل ۶. جابه‌جایی بدست آمده در راستای محور Y (برحسب متر)



۴-۴. اعتبارسنجی

برای بررسی و کنترل رفتار ترانشه تعدادی ابزار اندازه‌گیری شامل فشارسنج، بارسنج، کشیدگی‌سنج برای اندازه‌گیری جابه‌جایی‌ها، در این برم‌ها نصب شده است که جهت اعتبارسنجی، مقدار جابه‌جایی‌های بدست آمده از مدل، با مقدار جابه‌جایی ثبت شده از دستگاه کشیدگی‌سنج مورد مقایسه قرار گرفت (جدول ۵)، در مقطع مورد مطالعه ۵ دستگاه کشیدگی‌سنج به ترتیب در تراز ارتفاعی ۴۷۶، ۴۳۶، ۴۰۱، ۳۵۶، ۳۳۸ متر بالاتر از سطح دریا نصب شده‌اند، لازم به ذکر است که کشیدگی‌سنج‌های مربوط به تراز ۴۰۱ و ۳۵۶ به دلیل ریزش اتفاق افتاده در آن ناحیه از کار افتاده است [۲]، و برای ادامه بررسی جابه‌جایی‌ها در آن ترازها از نتایج مدل عددی استفاده شد و همچنین برای اعتبارسنجی داده‌ها از داده‌های مربوط به کشیدگی‌سنج‌های سالم مانده در تراز ۴۷۶، ۴۳۶ و ۳۳۸ که آخرین تاریخ قرائت داده‌های آن مربوط به اواخر سال ۲۰۱۹ می‌باشد بهره گرفته شده است.

جدول ۵. اعتبارسنجی مدل عددی-مقدار جابه‌جایی مثبت نشان دهنده جابه‌جایی به داخل ترانشه است و مقدار جابه‌جایی منفی نشان

دهنده مقدار جابه‌جایی به بیرون ترانشه است

تراز ارتفاعی	مقدار جابه‌جایی در کشیدگی‌سنج (میلی متر)	مقدار جابه‌جایی در مدل عددی (میلی متر)
۴۷۶ متر بالاتر از سطح دریا	+۰/۵	+۰/۳
۴۳۶ متر بالاتر از سطح دریا	-۲۸	-۲۸٫۸
۴۰۱ متر بالاتر از سطح دریا	از کار افتاده	-۵۸/۳-
۳۵۶ متر بالاتر از سطح دریا	از کار افتاده	-۵۹
۳۳۸ متر بالاتر از سطح دریا	-۳۶/۷۸	۳۸/۶

۵. نتایج و بحث روی نتایج

طبق نتایج بدست آمده از مدل عددی نشان دهنده ادامه روند جابه‌جایی‌ها داشته و حاکی از وجود یک ناپایداری در این محدوده می‌باشد، بر اساس ارزیابی‌های صورت گرفته و نتایج حاصل از کشیدگی‌سنج‌ها، مشخص شد که اگر تمام طول کشیدگی‌سنج در کنگلومرا قرار گرفته، ابزار جابه‌جایی بسیار کمی نشان داده ولیکن اگر بخشی و یا تمام طول کشیدگی‌سنج در رس‌سنگ قرار گرفته باشد، جابه‌جایی قابل توجهی را ثبت کرده است، شاید بتوان منشأ آن را به رفتار خزشی رس‌سنگ و افزایش حجم آن به دلیل جذب آب که منجر به جابه‌جایی می‌شود، نسبت داد. بیش از ۹۰ درصد کنگلومرای سازند بختیاری دارای ترکیبات آهکی است که امکان کارستی شدن خصوصاً در مجاورت گلسنگ (لای‌سنگ، رس‌سنگ) یا هر عنصر غیر قابل نفوذ دیگری در آن‌ها وجود دارد، نفوذ آب در بین شکستگی‌ها و درزه‌ها باعث نهشته‌شدن ترکیبات سیلیسی مانند چرت شده است، در بخش‌هایی که لنزهای رسی وجود دارد، جریان آب زیرزمینی باعث فرسایش شده و منجر به افزایش تراوایی در کنگلومرا و بروز ناپایداری می‌شود، نشت آب از طریق ترک‌های ایجاد شده در کف برم و سطح دیواره باعث بازشدگی بیشتر ترک‌ها، سست شدن و شسته شدن خاک بین سطح دیواره، شاتکریت و در نتیجه جدا شدن، ترک خوردن بیشتر لایه‌های شاتکریت می‌شود، جهت جلوگیری از این امر ترک‌های موجود در کف بعضی از برم‌ها با ملات ماسه و سیمان پوشیده شده است، هرچند در بعضی از برم‌ها تعدادی از این ترک‌های ترمیم شده مجدداً باز شده‌اند، با گذشت زمان و تحت تاثیر بارندگی‌ها و افزایش فشار منفذی، ترک‌های طولی و عرضی در کف برم و در سطوح دیواره‌ها بصورت مویی یا با بازشدگی نسبتاً زیاد و عمیق بوجود آمده که در برخی نقاط باعث ترک خوردن سطوح شاتکریت



و حتی ریزش آن شده است، تقریباً در تمامی برم‌های ترانشه جناح راست ترک‌های طولی و عرضی در کف برم یا سطوح دیواره بصورت مویی یا با بازشدگی نسبتاً زیاد وجود دارد.

۶. نتیجه‌گیری

مهم‌ترین عامل ناپایداری ترانشه‌های جناح راست سد مسجد سلیمان بارش‌های جوی و افزایش فشار منفذی و خصوصاً تورم در لایه‌های رس‌دار است، آب‌های ناشی از بارندگی پس از نفوذ در لایه‌های مختلف در صورت عدم زهکشی مناسب، منجر به افزایش فشار منفذی و کاهش مقاومت برشی لایه‌ها می‌شود، این امر خصوصاً در مجاورت لایه‌های دارای رس باعث تورم و افزایش فشار بر سطوح شاتکریت شده و نهایتاً موجب ترک خوردگی آن می‌شود، نکته دیگر آنکه، حضور لایه‌های رس‌دار مانند لای سنگ و رس‌سنگ در بین لایه‌های سنگی با مقاومت بیشتر مانند کنگلومرا و ماسه‌سنگ سبب وقوع فرسایش تفریقی و خالی شدن بستر لایه‌های مقاوم و درنهایت ریزش این لایه‌ها می‌شود.

منابع

- [۱] آقائاتی، س.ع، (۱۳۸۳)، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ص ۴۱۰-۴۰۹.
- [۲] شرکت سد و تونل پارس، ۱۳۹۸، گزارش بررسی کارکرد و اصلاح سیستم مانیتورینگ و ابزار دقیق تکیه‌گاه راست سد مسجد سلیمان
- [۳] گروه ژئوتکنیک شرکت مشانیر؛ ۱۳۸۰؛ تحلیل برگشتی مغار طرح توسعه.
- [۴] معاونت سد و نیروگاه‌های برق‌آبی؛ ۱۳۷۹؛ گزارش طراحی سیستم نگهداری و ابزار بندی سد و مغارهای طرح توسعه.
- [5] Petley, D. (2008). The Vaiont (Vajont) landslide of 1963. The Landslide Blog.
- [6] Raghuvanshi, T.K, (2019), Plane failure in rock slopes – A review on stability analysis techniques, Journal of King Saud University – Science. 31, 101–109.
- [7] Wyllie, D, Mah, C. w, (2004). Rock Slope Engineering, Fifth Edition. P 3-4.

زمین شناسی نفت



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Sakarya gas field a new gas discovery by Turkey in the Black Sea deep waters

Khalil Odouli*

National Iranian Oil Company (NIOC)

khalilodouli@gmail.com

Abstract

In August 21-2020, the President of Turkey announced a major gas discovery by TPAO the (Turkiye Petrolleri Anonim Ortakligi), in the Turkish territorial deep waters of the western Black Sea. The gas find is in the block AR/TPO/KD/C26-C27-D26-D27, 7000 square kilometers in size, that totally belongs to TPAO. The new gas accumulation has been named the Sakarya gas field. The exploratory well Tuna-1 (tuna, the Turkish name for Danube River, not the tuna fish) was drilled based on the seismic data, in the water depths of over 2115 meters, some 175 kilometers offshore, to a total depth of 4525 meters, The well encountered more than 100 meters of natural gas bearing reservoirs in the clastic rocks of the Oligo-Miocene age, the Maykop Group. The Maykop Group is the same sequences that has been considered as the source rock for the onshore area surrounding the Black Sea and the source rock for the South Caspian Sea hydrocarbon bearing reservoirs.

Keywords: Sakarya, gas, discovery, Turkey, Black Sea, deep waters



1-Introduction

The Maykop Group is the same sequences that has been considered as the source rock for the onshore area surrounding the Black Sea and the source rock for the South Caspian Sea hydrocarbon bearing reservoirs. (Figure-1).



A reserve figure of 320 billion cubic meters of lean gas have been quoted for the accumulation (by different , petroleum, businesses and Economical sources, August , 2020) without any references to the gas pressure, gas compositions, flow rates, production capability and so forth.

In the initial petroleum media reports a figure of 800 billion cubic meters was quoted for the gas discovery, that means, if correct, the 320 billion cubic meters is probably the recoverable gas figure for field, so the field seems to have a 40% recovery factor. This discrepancy between the quoted figures and the general petroleum geology of the Black Sea indicate a possible stratigraphic trap gas accumulation for the discovery. This fact is also evident from the seismic lines near the gas field (Figs. 6-7). Based on the reports the seismic attribute studies (AVO) have played a major role in selecting the location of this discovery. Water depth and distance to the shore makes the development costly and could only fill small part of the Turkish gas requirements.

2-Turkey and its Energy Requirements

Turkish annual gas consumption is close to 45 billion cubic meters of which close to 65% of that is fulfilled through imports (dry gas from Iran, Russia and Azerbaijan and LNG from USA, Qatar, Nigeria, and other sources). The overall costs of the Turkish Government for energy is between 35 to 50 billion USD of which 12-14 billion USD annually is spent for gas. At present the total hydrocarbon production from the Black Sea is minor, especially when it is compared to the neighboring Caspian Sea, although similarities exist between the two regions in terms of key petroleum geology elements. In respect to possible hydrocarbon reserves for the Black Sea different figures have been quoted such as, in 2000, the USGS World Petroleum Assessment, estimated a figure in excess of 7 BBOE (billion barrels of oil equivalent). In 2017, analysis by Wood Mackenzie have reported an estimated figure of 1.35 BBOE of



yet-to-find reserves for the Black Sea. The Turkish's energy importation costs are responsible for a significant part of the current deficit in the Turkey's economy. Since 1990s, Gazprom has been the dominant supplier of dry gas to the Turkish market, providing half of the gas for local consumption and Turkey since 2005, has turned into the Russia's second-most-significant natural gas customer after Germany. Since 2018, BOTAS, the Turkish state-owned utility company, as well as several other private importers, have been buying larger volumes of liquified natural gas from Algeria, Nigeria, and Qatar, as well as from the United States, which offers lower prices and has reduced the Gazprom share on the Turkish market from 52 percent in 2017 to just 33 percent in 2019 (news from different sources, August, 2020).

3-General Geology of the Black Sea

The Black Sea, located between Russia, Georgia, Turkey, Bulgaria, Romania, and Ukraine, covers an area of approximately 423,000 square kilometers with a maximum water depth of 2245 meters. (Figure-2). It has a very thick young sedimentary column, more than 14-15 kilometers in thickness, composed almost entirely of the Tertiary clastics, occasionally with thin Upper Cretaceous carbonates, and volcanic intercalation. The Black Sea water has a unique, two-layer hydrographic structure. The surface layer of low salinity water is about 100 meters in thickness, overlying an 1800 to 2,000 meters layer of brackish water which is black and almost lifeless. Below 200 meters, there is a switch from dissolved oxygen to hydrogen sulphids in the water composition. Inflow and outflow of water from the Mediterranean Sea into the Black Sea through Bosphorus and the Dardanelles Straits is generally in both directions. While the denser, more saline waters from the Mediterranean flows into the Black Sea underneath the less dense, and fresher outflowing water from the Black Sea. This creates a significant and permanent layer of deep water which does not drain or mix and is therefore create an anoxic bottom water. The Black Sea have been considered by many petroleum geologists as the sea where hydrocarbon source rock is depositing.



Figure-2, Geographic Location of the Black Sea and its Surrounding Countries

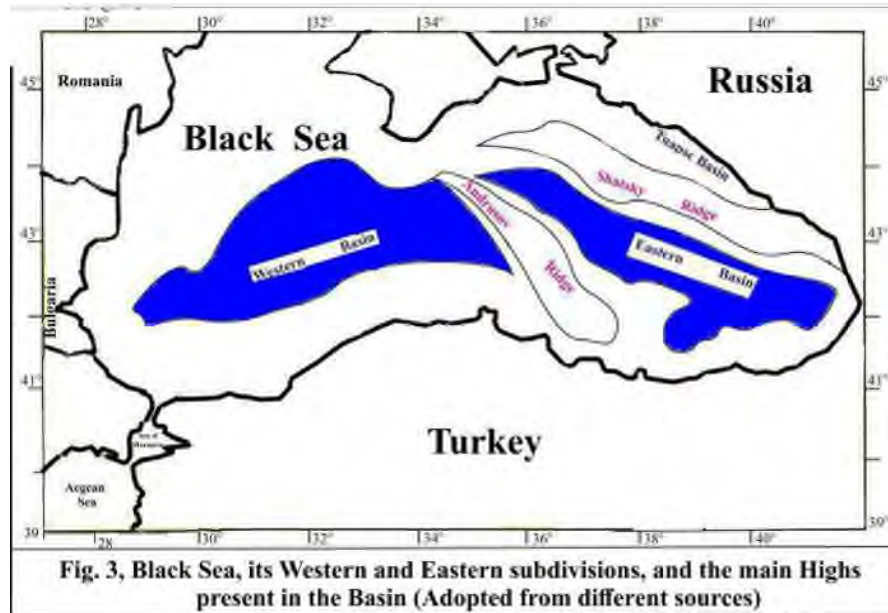
Geologically the Black Sea has been divided into the Western and Eastern basins separated by the Andrusov Ridge, (Nikishin et al, 2015, and M.D. Simmons et al, 2018) (Figure-3). Both sub basins are mostly filled with the young Tertiary sediments that constitutes the hydrocarbon sources and the reservoir rocks in the Black Sea Basins.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

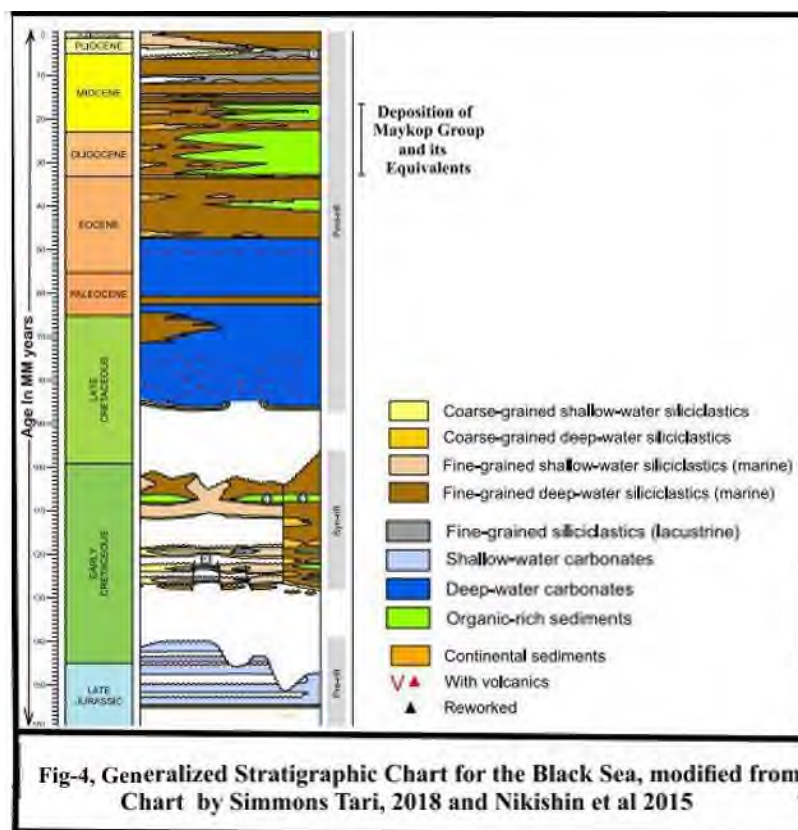
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



The Black Sea, and the South Caspian Sea, both are the partial remains of the Paleo-Tethys Ocean after the collision between the African and Eurasian continents (M. D. Simmons et al 2018). The hinterlands surrounding both seas have been the main supply of sediments, mostly clastics to the seas. Both seas have been filled by young sediments, with excessive thicknesses, mostly of Tertiary clastics supplied from the surrounding outcrop. Deposition of carbonate rocks have also been reported on the highs in the Black Sea Basin by drilling. One of the major questions in the Black Sea history is the geodynamic elements and the geological timing for the formation of the two subdivisions (the western and eastern sub basins, (Fig.3). Based on the geological investigations, these subbasins may have different (continental and oceanic) basements.

Figure -4 depicts a generalized stratigraphic column for the Black Sea general sedimentary sequence, modified from M.D. Simmons and Gabor Tari (2018) and Nikishin et al, (2015) Chronostratigraphic charts. The clastics rocks reservoir quality is quite dependent to the surface outcrops where the sediments to the sea have been sourced from. Therefore, the surrounding areas with igneous rocks (mostly on the northern sides) have contributed to better sandstone reservoirs, while the areas with volcanic and/or sedimentary rocks (generally in the southern parts) have provided lower quality sandstones.

Sedimentary rocks older than the Cretaceous, are present in the outcrops of the Turkish Coastal area of the Black Sea. Their presence in the Black Sea deep waters, as being shown on Figure-4, has to be proved by drill.



2-1 PETROLEUM GEOLOGY OF THE BLACK SEA:

Presence of potential source rocks and reservoirs in Black Sea marginal outcrops, and abundant active seepages of oil and gas in these rocks, have been the main reasons for looking into the mainland and shallow waters in shelf areas (water depths of 100—200 meters) for hydrocarbon accumulation. All the surrounding countries have found small to medium size hydrocarbon accumulations in their territories. Almost all these discoveries, have been on structural traps and/or traps formed by major faults. In the Western Black Sea, the Danube drainage area, where the sea borders of Bulgaria and Romania intersect with the Turkish maritime borders, have been more proliferous for hydrocarbon resources, both onshore and shallow waters offshore. In these areas both the Romanian and Bulgarian companies have been producing oil and natural gas for decades.

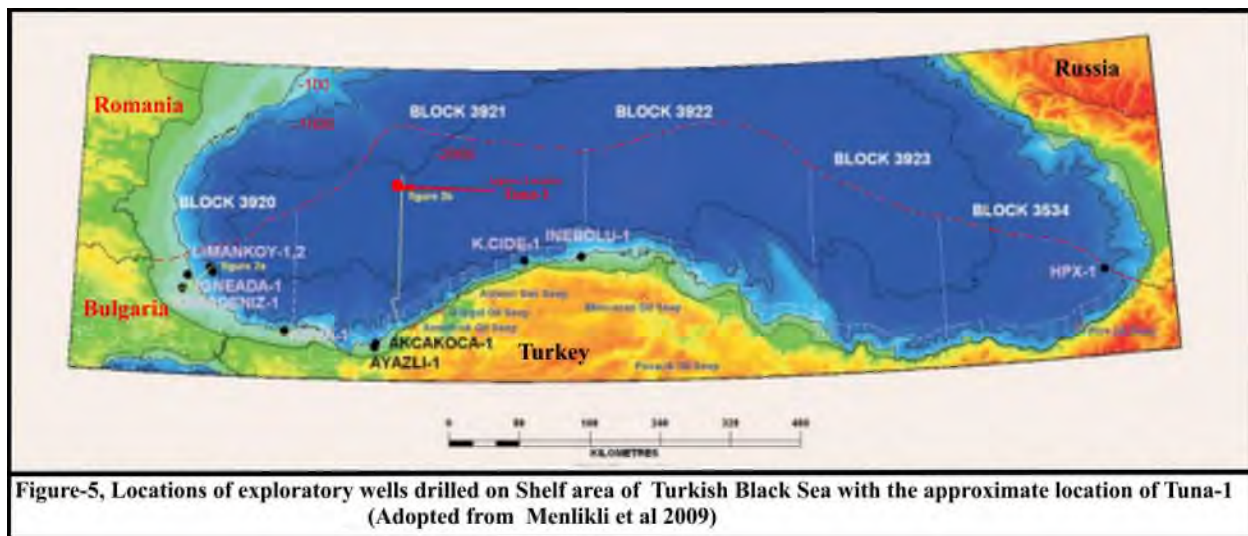
The major petroleum source rock in the Black Sea region, the Maykop Group, has been deposited during the Oligocene–Lower Miocene within a region that covers the Black Sea, many parts of its margins, and the Greater Caucasus and the South Caspian Sea areas. Deposition of the Maykop Shale and sandstone group relates to the initial isolation of northern parts of the Pale-Tethys at the end of the Eocene and beginning of the Oligocene. During the Oligocene–Miocene periods several eustatic and regional changes in sea level had happened, which are recorded within the Maykop Group by the cyclic deposition of fine grained organic-rich sediments (hydrocarbon source rocks) and fine to coarse grained sandstone packages (hydrocarbon reservoirs).



Oligocene and Miocene source rocks are immature at several locations in the shelf area where marginal hydrocarbon (mainly biogenic gas) discoveries have been made and samples being collected. Charge for the thermogenic hydrocarbon accumulations is interpreted to have been provided by long-distance lateral migration from the source kitchens in the more central parts of the Black Sea basin, where Oligocene and (some) Miocene source rocks are within the oil and gas windows). Generally, until this last discovery by TPAO in deeper waters, not too large, low success rates in the main land and shelf areas, lack of favorable petroleum geology, and high costs has been the main discouragement reasons for looking into the deeper waters aggressively.

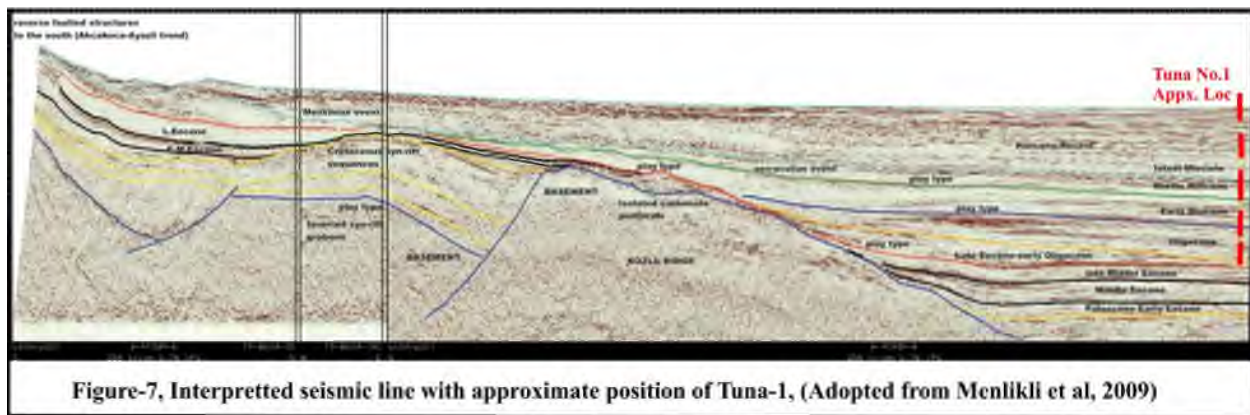
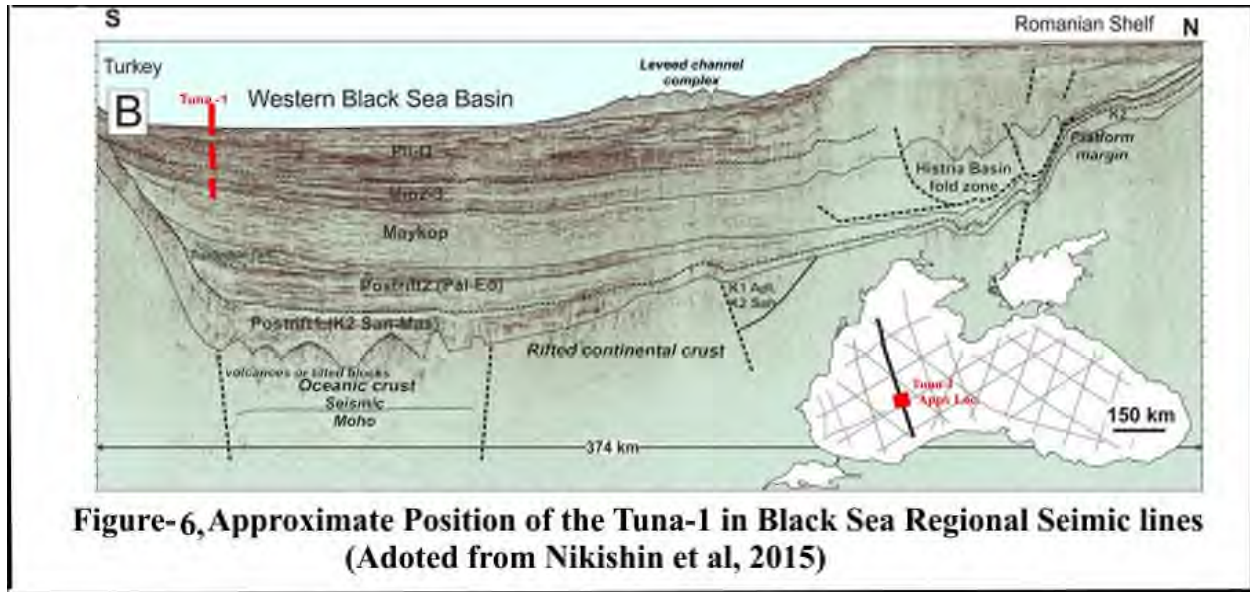
3- Exploration History of the Black Sea and Surrounding Areas

Turkey has the longest coastline on the Black Sea and controls the largest offshore portion of the Exclusive Economic Zone. The average water depths in this area exceed 2000 meters in most parts of the Turkish sector and, until recently, exploration had been mainly restricted to the shelf and shallow waters. Exploration history in the onshore countries surrounding the Black Sea has a long history and dates back to the periods before the World War-1. Generally, the successful discoveries, were mostly gas, both biogenic and thermogenic, with limited volumes and some even non-commercial. As the figure -5 shows several exploration wells have been drilled in the shelf area of the Turkish Black Sea, with only one and/or two discoveries and the Tuna-1 is the only exploratory well drilled in the deeper waters.



Introduction of geophysical surveys on land indicated a very thick sedimentary column that was an encouragement for perusing exploration drilling. In 1960's. For the first time offshore seismic began in the Black Sea in the Romanian waters and by 1970's most countries surrounding the sea were active in surveying their offshore waters.

Regional seismic lines acquired by Russian and interpreted through "Geology without Limits" (Nikishin et al, 2015) provides a clear picture of the stratigraphy and structural geology in the deeper water of the Black Sea. Figures-6 and 7 depicts interpreted picture of two of these seismic lines with different interpreters and with the approximate location of the Turkish exploratory well Tuna-1 that has been selected on these lines and/or very close to them.



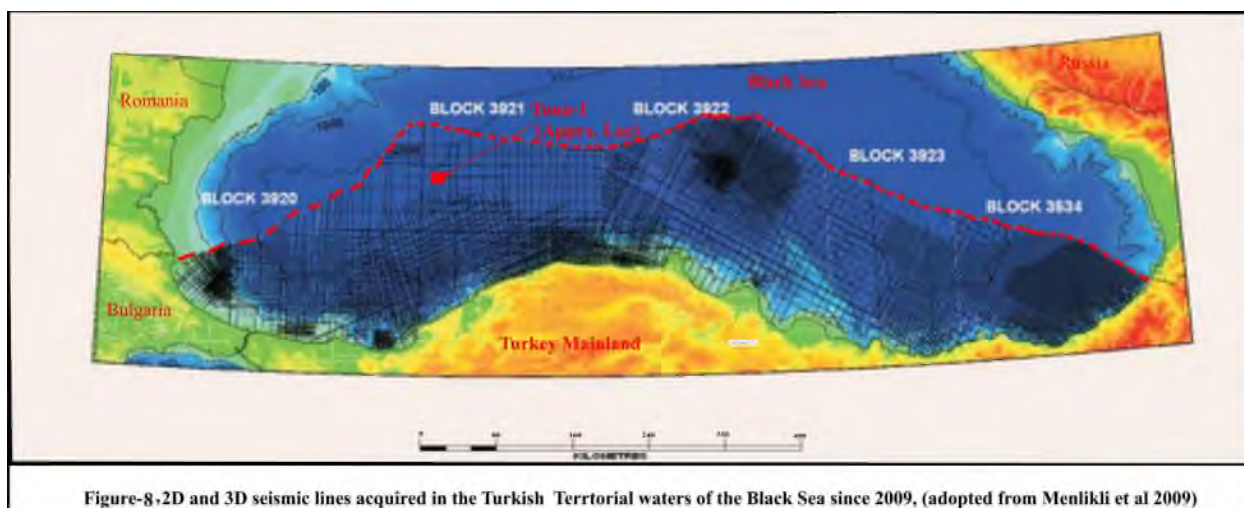
As these figures indicate, the exploratory well Tuna-1 has been drilled in the area that do not exhibits any structural deformation such as, 4 way dip closures and/or any trap types that may have formed by folding and/or faulting, its location may be based on the results of seismic attribute studies.

In 2004 the first commercial gas discovery on the Turkish shelf waters was made, discovering a small gas field named Ayazli in coastal waters of the Black Sea (Fig.5). The field has been on production since 2008 and its reported average gas production in 2019 has been 7.3 million cubic feet per day (possibly from 3 wells). In September 2012, Turkish Petroleum Corp., or TPAO, announced another gas discovery at the Istransca-1 well in the Western Black Sea license AR/TPO/3920. The well was drilled in 85-meters of water depths to a total depth of 3,650 meters, recovering gas from Middle Miocene



sandstones and proving, as TPAO noted, "the existence of hydrocarbons in the Turkish Black Sea outside the 12-mile territorial waters"

These discoveries encouraged, the Turkish Petroleum Corporation (TPAO) to start an aggressive deep-water exploration campaign including seismic and exploration drilling. Prior to successful discovery, only six wells and 12,031 km of 2D and 1776 km of 3D seismic data were available. Since 2004, 45,650 km of 2D and 7250 km² 3D data have been acquired by TPAO. In addition, another 3100 km of 2D and 6350 square kilometers of 3D data have been carried out by TPAO and its partners in joint ventures (BP, Chevron and others), Figure 8. Turkey still is pursuing a fairly extensive seismic operations in its offshore territorial waters. The efficient use of seismic amplitude technologies has become a main factor for evaluation of the seismic data.



In intermittent exploration drilling in the Black Sea until 1995 some 100 exploratory wells (mostly in the shelf areas of the surrounding countries), and a large coverage of seismic 2D and 3D vintages, have resulted in the discovery of some 630 MMBE hydrocarbons in 14 discoveries (3 oil and 11 gas fields). (A. Robinson, 1997). These results seem to be another reason for the Black Sea not being considered as a rich hydrocarbon basin compared to the nearby seas, the Eastern Mediterranean Sea and even the South Caspian Sea basins.

Conclusion and General Comments

The Black Sea because of its geographic position in land and between several major European countries who all need sources of energy for their consumptions have been the subject of extensive geoscience studies, since before the world war one. The petroleum geology of the sea to be considered as a hydrocarbon bearing sedimentary basin, similar to the Southern Caspian Sea and/or East Mediterranean Se, basins, have been the subject of many discussions and printed papers in the geological literature. Considering the fundamental requirements for such a



position have been a major controversy among these geoscientists. A brief review of these arguments and their pros and cons are the followings:

-Pros : Presence of a very thick sedimentary column (exceeding 14-15 kilometers), presence of oil and gas shows in these sediments in the surrounding areas and discoveries of several commercial hydrocarbon accumulations in these rocks

-Cons: Presence of almost one single source rock, the Maykop group, not a high quality source rock and not always being matured , improper reservoir rocks, and general absence of proper structures for trapping oil and gas.

- The Maykop Suite and its equivalents, assumed to be the source rock for hydrocarbon in the region, has not been considered to be a high-quality source rock. Other minor and older possible source rocks deeper in the Eocene, have been considered but, given the likely depth of burial for those units, gas is a more likely hydrocarbon to be present.

- Considering the total volume of hydrocarbon accumulations discovered with the numbers of exploration wells drilled show a very low success rate.

-Few hydrocarbon discoveries on the shelf and shallow waters show that these discoveries are generally in traps developed by faults. Based on the interpreted regional seismic sections,(figures 6 and 7) deep water parts of the basin lack such types of traps for hydrocarbon accumulations.

-Considering the above indications, it could be assumed that the Sakarya gas, being the first commercial gas accumulation discovered in the deep waters of the basin is a stratigraphic trap discovery (Figures 6 and 7. This is also obvious from the quoted figures for the reserves (800 and 320 billion cubic meters), therefore locating additional accumulations in this basin requires extensive 3D seismic, more exploration wells, and difficulties for on developments.

-No details on gas composition, reservoir gas pressure, flow rates and other necessary data for possible development of the field being reported. Generally in the oil business it is not technically possible to confirm a reserve figure only through a single exploratory well results.

-The unit production costs of the Sakarya Gas Field compared to the other gas fields on production in the nearby (onshore and shallow offshores) countries (Romania, Bulgaria and) will be high due to the elements such as water depth and 175 kilometers distance to the shore.

-In ranking the new discovery to the other gas field in the nearby waters (i.e. in the Southern Caspian Sea and/or in the Eastern Mediterranean Sea) the discovery can not be considered as a large discovery, as it is about a third of Egypt Zohr field, one of the largest discovered gas accumulation in the East Mediterranean Sea which is estimated to hold 850 billion cubic meters of natural gas.

-Turkey plans to produce and make this gas available by 2023 that seems to be too optimistic as the Black Sea has tough geological and climate conditions for exploration and production. Generally, the average period from discovery to the market is around 7-8 years. Even by considering the quoted the 320 million cubic meters reserve, if confirmed, its full development (not considering its costs) will only covers a



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



fraction of Turkey's gas requirements. Turkey in 2019 has used some 45 billion cubic meters of gas of which only 0.3 billion cubic meter have been from its internal sources. Full development of Sakariya gas field, if happened, adds at best 12-13 billion cubic meters to this internal figure. So still a large deficit exists between the consumption and the internal production.

References

- [1] Aral A. Okay and Omer Sahinturk, 1997, Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region. AAPG Memoir 68
- [2] Simmons, M.D., Gabor Tari, and Aral Okay, 2018, Petroleum Geology of the Black Sea.
- [3] A.M., Nikishin et al, 2015, Basement topography of the Black Sea Basin
- [4] August 2020, Reports and news from different Petroleum and Economic Media, such as Bloomberg, Reuters, Upstream, Journal of Petroleum Technology (JPT), Middle East Eye, Wood Makenzie, Iranian Farsi news media, Arab news, and etc.
- [5] V.Verzhbitsky, et al, 2008, Geo, logical structure, Geodynamic Evolution and Hydrocarbon Potential of NE Black Sea Region. In
- [6] A.M. Nikishin et al, 2015, in Seismic lines acquired in 2011 within the framework of "Geology without limits".
- [7] CEM Menlikli, et al, 2009, Exploration Plays in the Turkish Black Sea, in The Leading Edge, 2009.
- [8] Robinson, A, 1997, Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and its Surrounding Regions. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 68.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



ارزیابی ژئوشیمیایی یکی از ساختمان‌های ناحیه فارس ساحلی ایران

بهرام علیزاده*

گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

مرکز تحقیقات زمین‌شناسی و زمین‌شیمی نفت، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

alizadeh@scu.ac.ir

عباس مراونه

گروه زمین‌شناسی نفت و حوضه‌های رسوبی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

Abbasmaraveneh@gmail.com

مهدی خالقی طرقي

اداره مطالعات و تحقیقات، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

khaleghi_meh@yahoo.com

چکیده

ساختمان مورد مطالعه در ناحیه اکتشافی فارس ساحلی قرار دارد. این ناحیه به همراه بخش ایرانی خلیج فارس بزرگترین تجمعات گازی جهان را در مخازن کربناته پرموتریاس گروه دهرم (دالان و کنگان) در خود جای داده‌اند. عمدتاً هیدروکربن تولید شده در این ناحیه از سازند سرچاهان (شیل‌های سیلورین) منشأ گرفته‌اند. در این تحقیق به منظور بررسی نوع ماده آلی، محیط ته‌نشست و بلوغ، تعداد ۹ خرده سنگ حاصل از حفاری سازندهای مختلف موجود در چاه اکتشافی ساختمان مورد مطالعه بعلاوه نمونه نفت چشمه نفتی موجود در سطح ساختمان مورد آنالیز پیرولیز کروماتوگرافی گازی (PY-GC)، قرار گرفت. نتایج حاصل از این مطالعه نشان می‌دهد که براساس نسبت Pr/Ph می‌توان محیط رسوب‌گذاری اولیه تمامی نمونه‌ها بجز سازند فهلیان را، محیط دریایی غیر اکسیدان معرفی نمود. براساس نمودار Pr/nC_{17} و Ph/nC_{18} نمونه‌های سازندهای ایلام، سروک، کژدمی، درایان، هیث، سورمه، نیریز دارای کروژن نوع II می‌باشد و محیط ته‌نشست آن‌ها، محیط دریایی با شرایط احیایی است. از طرف دیگر نوع ماده آلی تعیین شده برای سازند فهلیان کروژن نوع III و محیط ته‌نشست آن، محیط خشکی با شرایط اکسیدان می‌باشد. رسم دیاگرام نسبت Pr/nC_{17} و Ph/nC_{18} حاکی از بلوغ متوسط تا مرحله گاززایی و وجود خیلی کم تخریب زیستی در نمونه‌های مذکور است.

کلمات کلیدی: شرایط رسوب‌گذاری، ماده آلی، پیرولیز کروماتوگرافی گازی (PY-GC)، Pr/Ph، چشمه نفتی، فارس ساحلی.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Geochemical Evaluation one of the structures in the coastal Fars region of Iran

Bahram Alizadeh*

Petroleum Geology and Sedimentary Basins Department, Faculty of Earth Science,
Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

Petroleum Geology and Geochemistry Research Centre, Shahid Chamran University, Ahvaz, Iran

alizadeh@scu.ac.ir

Abbas Maraveneh

Department of Petroleum Geology and Sedimentary Basins, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University,
Ahvaz, Iran

Abbasmaraveneh@gmail.com

Mehdi Khaleghi Torghi

Exploration Directorate, National Iranian Oil Company (NIOC), Tehran, Iran

khaleghi_meh@yahoo.com

Abstract

The studied structure is located in the coastal Fars exploration region. This area together with the Iranian part of the Persian Gulf contains the largest gas aggregations within the carbonate reservoirs of the permo-tertiary of the Dehram group (Dalan and Kangan Formations). Most of the produced hydrocarbon in this region is originated from Sareh-Chahan Formation (Silurian shales). In this study, in order to evaluate the organic matter, depositional environment, and maturity; a total of 9 different cuttings from the formations of the exploration well, as well as samples from the surface oil seepage on the top of the structure, were pyrolyzed using a pyrolysis gas chromatography (PY-GC). The results indicate that according to the Pr/Ph ratio, all samples except Fahliyan represented a non-oxide marine environment. According to Pr/nC17 and Ph/nC18, the Ilam, Sarvak, Kazhdumi, Darian, Hith, Surmeh, and Neyriz samples possess type II kerogen, and they had reducing marine depositional environment. The organic matter for Fahliyan Formation was a type III kerogen, associated with an oxidant, continental depositional environment. The Pr/nC17 and Ph/nC18 plot represent a moderate maturity to gas production and a scarce amount of biological destruction in the studied samples.

Keywords: Depositional conditions, Organic matter, pyrolysis gas chromatography (PY-GC), Pr/Ph ratio, oil seepage, coastal Fars.



۱. مقدمه

در سال‌های اخیر پیرولیز به سرعت در حال پیشرفت است و هدف آن ارزیابی پتانسیل تولید می‌باشد. این روش در واقع حرارت‌دادن کامل سنگ یا نمونه‌های کروژن مجزا شده در محیط عاری از اکسیژن در درجه حرارت‌های متفاوت می‌باشد. محصولات پیرولیز ممکن است به صورت مستقیم به یک یا چند آشکارگر جهت ثبت کل تولیدات و محصولات منتقل گردد [۱] و [۲]. پیرولیز همچنین با کروماتوگرام گازی ترکیب شده تا ترکیبات جزئی‌تر را بررسی نماید [۳] و [۴]. جهت پی‌بردن به پراکندگی هیدروکربن‌ها (اثر و شکل آنها) و نحوه حضور ترکیبات مختلف مانند آلکان‌های نرمال، ایزوپرنوئیدها^۱ به خصوص پریستان^۲ و فیتان^۳ و بعضی از نشانه‌های زیستی^۴، از آنالیز کروماتوگرافی گازی^۵ بر روی اجزای اشباع^۶ و نفت خام^۷ استفاده می‌گردد. با استفاده از پیرولیز کروماتوگرافی گازی می‌توان بدون نیاز به جدایش اجزاء سنگ حاوی ماده آلی و یا کروژن تخلیص شده، خرده‌های حفاری را مورد آنالیز قرار داد [۴].

ساختمان مورد مطالعه در ناحیه فارس ساحلی قرار دارد. این ناحیه به همراه بخش ایرانی خلیج فارس بزرگترین تجمعات گازی را در خود جای داده‌اند [۵]. از آنجا که بخش عمده نفت و گاز تولید شده در این ناحیه از سنگ‌های منشاء پالئوزئیک تغذیه شده‌اند، در چند سال اخیر همواره مورد توجه زمین‌شناسان نفتی قرار گرفته است. در ایران مطالعه سیستم نفتی پالئوزئیک نسبت به سایر سیستم‌های نفتی جز چند مورد مطالعه معدود [۶]، [۷]، [۸]، [۹]، و [۱۰] کمتر مورد توجه قرار گرفته است. در این مطالعه تلاش شده است با استفاده از روش پیرولیز کروماتوگرافی گازی، خصوصیات ژئوشیمیایی ماده آلی در سازندهای ساختمان مورد مطالعه بعلاوه نمونه چشمه نفتی ساختمان، از لحاظ بلوغ حرارتی، نوع، کیفیت و محیط رسوب‌گذاری سنگ منشاء در حوضه فارس ساحلی تعیین گردد.

۲. زمین‌شناسی منطقه

کمر بند کوهزایی زاگرس بخشی از سیستم کوهزایی آلپ هیمالیا است که با وجود توالی ضخیم ۷ تا ۱۴ کیلومتری از رسوبات ته‌نشین‌شده در منطقه‌ای به طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر و عرض ۱۰۰-۳۰۰ کیلومتر مشخص می‌شود. حوضه زاگرس از شمال غربی به جنوب دارای تقسیماتی ساختمانی زاگرس رورانده یا زاگرس مرتفع و زاگرس چین‌خورده است. زاگرس چین‌خورده خود تقسیمات کوچکتری (لرستان، برجستگی ایذه، فروافتادگی دزفول، دشت آبادان، خلیج فارس، برجستگی فارس و پس کران بندرعباس) دارد. از نظر زمین‌شناسی، برجستگی فارس خود دارای تقسیمات کوچکتری شامل فارس داخلی، فارس ساحلی، فارس نیمه ساحلی است (شکل ۱) [۱۱]. منطقه فارس ساحلی و بخش ایرانی خلیج فارس یکی از بزرگترین نواحی گاز طبیعی در ایران هستند. وجود لایه‌های منشائی پهناور و تکرار شده، مخازن کربناته پایدار (دالان و کنگان) و برخی مخازن ماسه‌سنگی (سازند

¹ Isoprenoids

² Pristane

³ Phytane

⁴ Biomarker

⁵ Gas Chromatography

⁶ Saturate

⁷ Whole oil



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

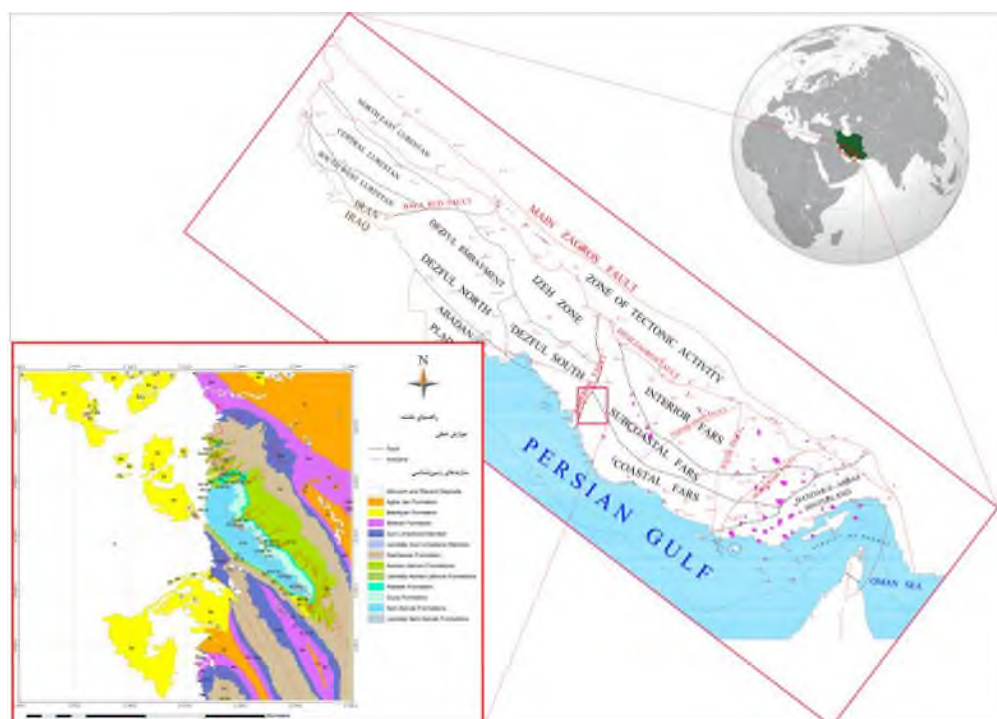
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



فراقون)، پوش سنگ‌های منطقه‌ای عالی (دشتک)، تله‌های تاقدیسی عظیم و رسوب گذاری دنباله دار فاکتورهای اصلی جهت تبدیل این ناحیه به یک نقطه قابل توجه برای تجمع هیدروکربن‌ها کرده‌اند. فارس ساحلی و بخش ایرانی خلیج فارس یکی از بزرگترین تجمعات گاز طبیعی در ایران را دربرمی‌گیرند، بیش از ۹۰٪ گاز طبیعی و میعانات در این ناحیه در مخازن کربناته دالان (پرمین بالایی) و کنگان (تریاس پایینی) یافت شده است. سیستم نفتی پالئوزوئیک سیستم نفتی اصلی در خلیج فارس و فارس ساحلی است [۵] و [۸].

ساختمان مورد مطالعه غربی‌ترین ساختمان در حوضه فارس ساحلی است در چهار جهت آن میادین نفت و گازی بزرگی قرار دارند. ابعاد این تاقدیس در رخنمون سازند آسماری $11/5 \times 41$ کیلومتر است و طول کلی آن در سطح زمین حدود ۷۰ کیلومتر می‌باشد. این تاقدیس در مجاورت گسل کازرون و دارای روند کلی شمال غربی - جنوب شرقی است (شکل ۱) [۱۲].



شکل ۱- تقسیمات ساختاری حوضه رسوبی زاگرس و موقعیت جغرافیایی ناحیه فارس ساحلی و نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ساختمان مورد مطالعه.

۳. روش کار

به منظور انجام مطالعه حاضر، تعداد ۹ خرده حفاری از چاه اکتشافی ساختمان مورد مطالعه به همراه نمونه چشمه‌نفتی جهت آنالیز پیرولیز کروماتوگرافی گازی انتخاب گردید. داده‌های حاصل از این آنالیز در کروماتوگرام‌های گازی حاصله نیز در اشکال ۴ تا ۱۳ نشان داده شده است.



دستگاه کروماتوگراف گازی مورد استفاده در این مطالعه مدل ۲۰۱۰ ساخت شرکت Vinci Technologies بوده که شناسایی بیشینه‌ها توسط آشکارگر^۱ FID انجام گرفته است. ستون موئینه‌ای^۲ از جنس سلیکا و به طول ۵۰ متر و با قطر داخلی ۰/۲۲ میلی‌متر با لایه‌ای به عنوان فاز ثابت به صورت پوششی به ضخامت ۰/۲۵ میکرومتر در آن تعبیه شده است. دمای اولیه^۳ ۵۰ درجه سانتی‌گراد و دمای نهایی^۴ آن ۳۲۰ درجه سانتی‌گراد بوده که با افزایش دما در آن به ازای هر دقیقه، ۱۰ درجه سانتی‌گراد تنظیم شده است. دما در انژکتور و آشکارگر نیز ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد است. گاز حامل^۵ هلیوم بوده و از هوای فشرده و گاز هیدروژن جهت شعله آشکارگر (FID) استفاده شده است. گفتنی‌ست برای شناسایی ترکیبات از نرم‌افزار WINI III استفاده گردیده است. در این پژوهش به منظور انجام آنالیزهای کروماتوگرافی گازی از دستگاه پیرولیز کروماتوگرافی گازی آزمایشگاه مرکز تحقیقات زمین‌شناسی و زمین‌شیمی نفت دانشکده علوم‌زمین دانشگاه شهید چمران اهواز استفاده گردید.

۴. بحث

۴-۱- نتایج آنالیز پیرولیز- کروماتوگرافی گازی

آنالیز پیرولیز-کروماتوگرافی گازی (PY-GC) بر روی نه نمونه مختلف از خرده‌های حفاری سازندهای ایلام، سروک، کژدمی، داریان، فهلیان، هیث، سورمه و نیریز انجام پذیرفت. همچنین یک نمونه از تراوش نفتی موجود در سطح ساختمان مورد مطالعه نیز مورد آنالیز مذکور قرار گرفت. چشمه نفتی بر روی ضلع غربی ساختمان قرار دارد همچنین سنگ میزبان آن گروه بنگستان می‌باشد.

از آنجایی که پرستان (Pr) محصول دکربوکسیله‌شدن کلروفیل می‌باشد، بنابراین نسبت Pr/Ph در محیط‌های اکسیدان بالا و در محیط‌های احیایی پایین است. سکانس‌های کربناته غنی از مواد آلی که در محیط غیراکسیدان تشکیل شده‌اند، عموماً تشکیل‌دهنده نفت‌هایی با نسبت Pr/Ph کمتر از ۲ می‌باشند، در حالیکه بیشتر رسوبات فقیر از مواد آلی و رسوبات دلتایی و رودخانه‌ایی، نفت‌هایی تولید می‌کنند که نسبت Pr/Ph در آنها بزرگتر از ۳ می‌باشد، از همین رو از این نسبت می‌توان در جهت جدایش نوع محیط رسوبگذاری نفت و یا سنگ منشاء استفاده نمود. بنابراین با توجه به مطالعه ویپلز [۱۳]، و با در نظر گرفتن مقادیر Pr/Ph به دست آمده از آنالیز PY-GC برای نمونه‌های سازندهای مورد مطالعه می‌توان گفت که تمامی نمونه‌ها بجز سازند فهلیان که دارای نسبت Pr/Ph برابر با ۳/۹۹ می‌باشد، با دارا بودن مقدار Pr/Ph کمتر از ۲ از نظر محیط رسوب‌گذاری در محدوده محیط دریایی غیر اکسیدان قرار می‌گیرند. لازم به ذکر است که در به‌کار بردن این نسبت باید محتاط عمل نمود چرا که این نسبت ممکن است تحت شرایط مختلف تغییر نماید [۱۴]. برای تعیین تخریب زیستی، بلوغ حرارتی و محیط ته‌نشست مواد آلی می‌توان از نسبت‌های Pr/nC₁₇ و Ph/nC₁₈ استفاده نمود [۱۵]. مقادیر نسبت‌های Pr/nC₁₇ و Ph/nC₁₈ همراه با افزایش بلوغ کاهش می‌یابند که این امر در نتیجه افزایش حضور پارافین‌های نرمال می‌باشد و هر دوی این نسبت‌ها با افزایش تخریب زیستی و بخاطر

¹ Detector

² Capillary column

³ Initial temperature

⁴ Final temperature

⁵ Carrier gas



از بین رفتن پارافین‌های نرمال افزایش می‌یابند، در نتیجه با پلات کردن نسبت Pr/nC_{17} در برابر نسبت Ph/nC_{18} می‌توان نفت‌ها و سنگ‌های منشاء را در گروه‌های متفاوتی دسته‌بندی نمود.

۴-۲- نوع ماده آلی

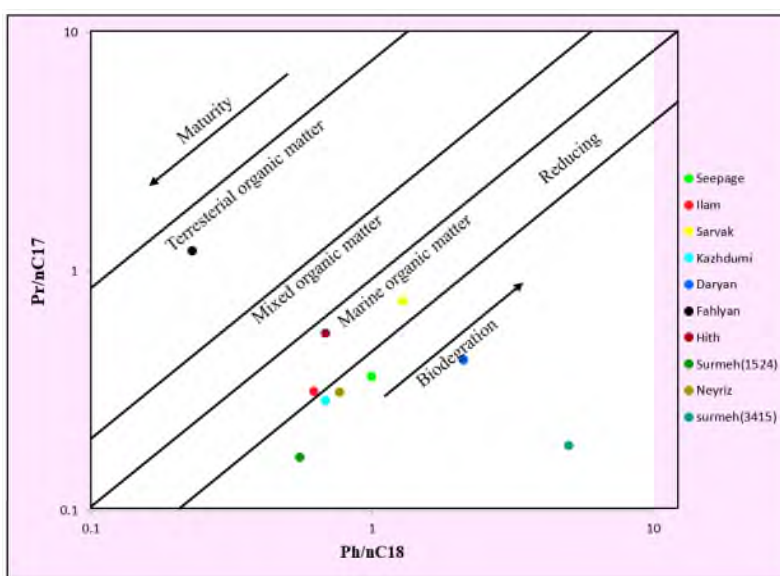
نمودار Pr/nC_{17} در مقابل Ph/nC_{18} سازندهای ایلام، سروک، کژدمی، داریان، هیث، سورمه، نیریز و نمونه تراوش یافته به سطح نشان می‌دهد که ماده آلی موجود در سازندهای ساختمان مورد مطالعه از کروژن نوع II می‌باشد (شکل ۲).

۴-۳- محیط ته‌نشست

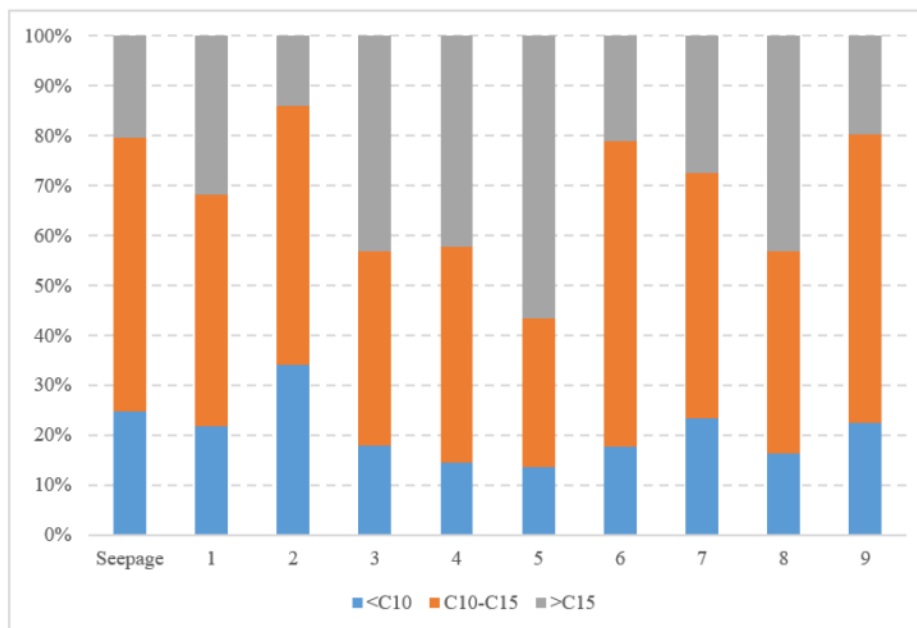
با پلات کردن داده‌های حاصل از آنالیز PY-GC بر روی این نمودار مشخص گردید که رخساره محیط رسوب‌گذاری اولیه نمونه‌های سازندهای ایلام، سروک، کژدمی، داریان، هیث، سورمه، نیریز و نمونه تراوش یافته به سطح از نوع دریایی با شرایط احیایی می‌باشند. البته در این میان محیط ته‌نشست سازند فهلیان، محیط خشکی با شرایط اکسیدان می‌باشد. (شکل ۲).

۴-۴- بلوغ

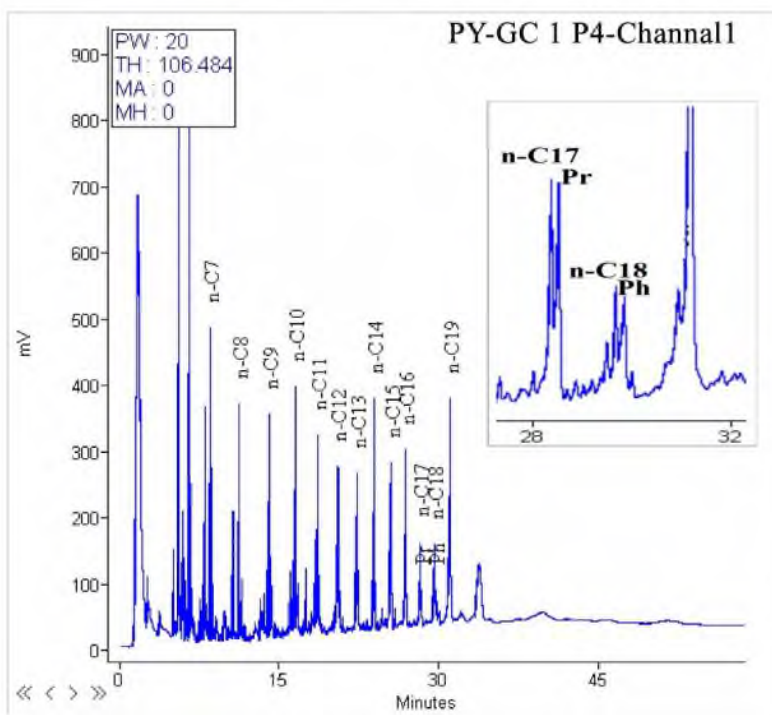
نمودار Pr/nC_{17} در مقابل Ph/nC_{18} سازندهای فوق نشان می‌دهد که بلوغ در انتهای پنجره نفتی و اوایل گاززایی است. همچنین براساس مقدار فراوان ترکیبات در محدوده $C_{10} < C_{15}$ و $C_{10} > C_{15}$ (شکل ۳) می‌توان تغییرات افزاینده هیدروکربن‌های سنگین‌تر تا نمونه ۵ که از سازند فهلیان برداشت شده را تشخیص داد. در نمونه سازند فهلیان بیشترین درصد هیدروکربن سنگین‌تر C_{15} که حکایت از توانایی تولید نفت در این نمونه دارد. همچنین با افزایش عمق در سازند سورمه و نیریز و همچنین اکثر نمونه‌ها دارای هیدروکربن‌های سبک بیش از هیدروکربن‌های سنگین هستند که نشان دهنده توانایی تولید گاز و بلوغ بیشتر است (شکل ۲).



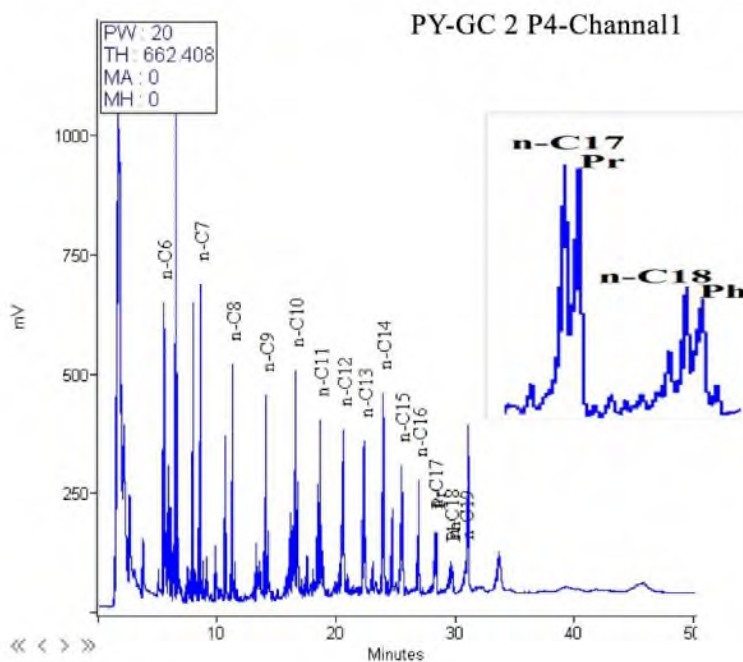
شکل ۲ نمودار تغییرات نسبت Pr/nC_{17} به Ph/nC_{18} [۱۶].



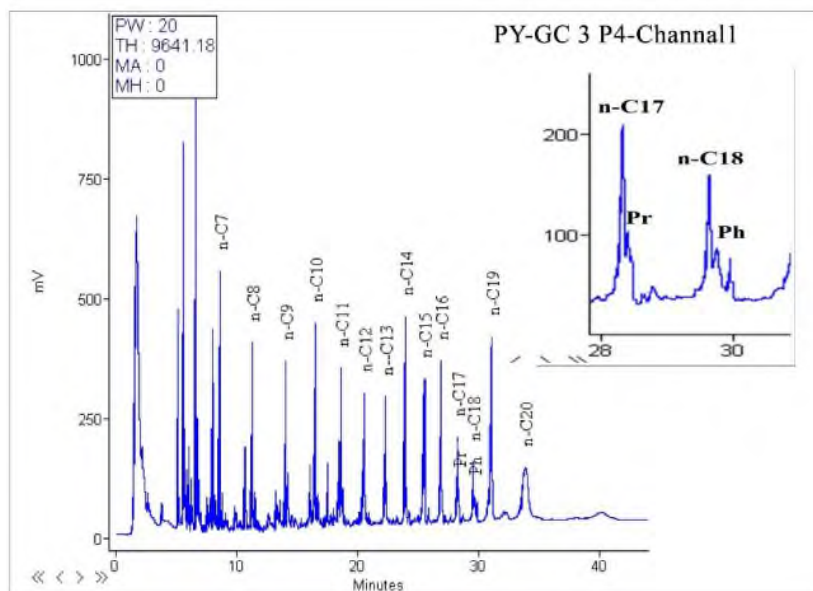
شکل ۳ نمودار میله‌ای نمونه‌ها در محدوده‌های $<C_{10}$, $C_{10}-C_{15}$ و $>C_{15}$



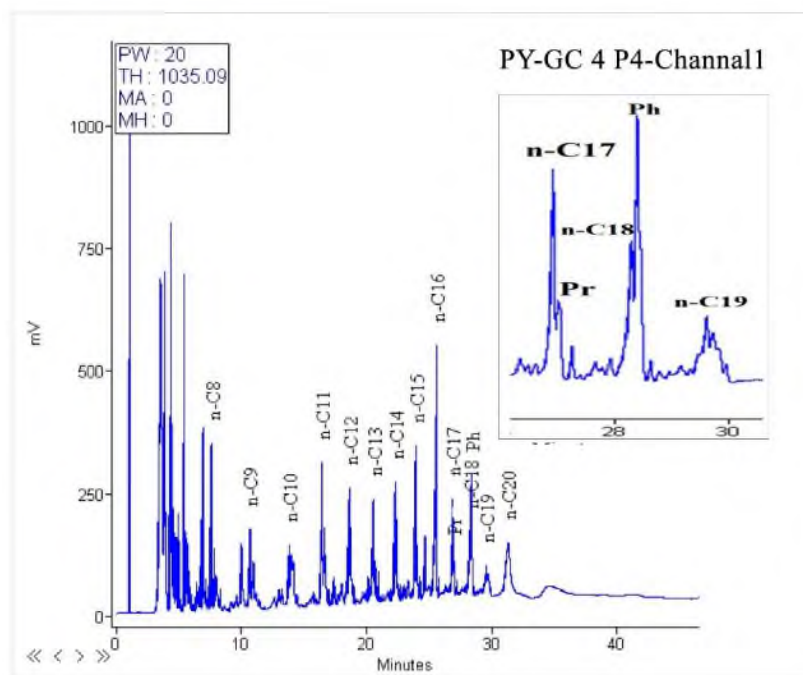
شکل ۴ کروماتوگرام حاصل از آنالیز PY-GC در نمونه سازند ایلام.



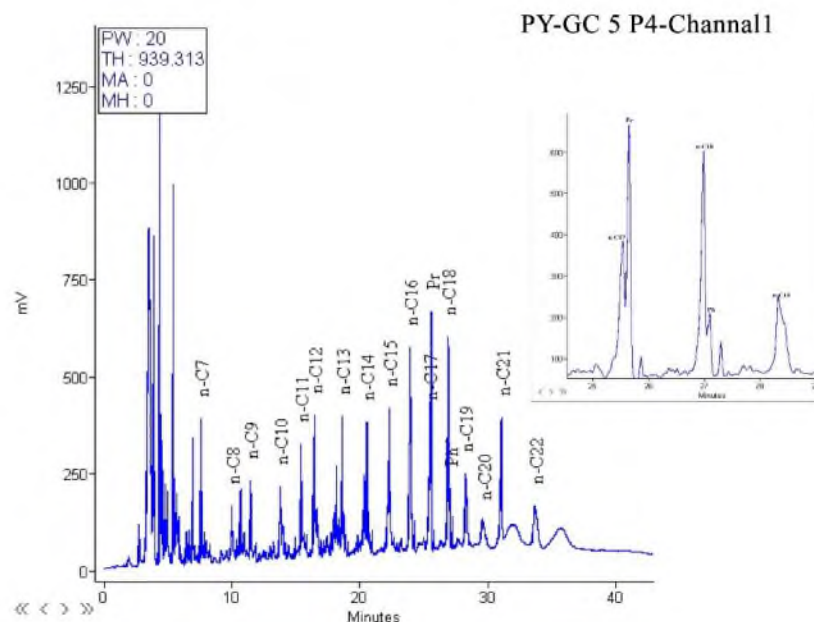
شکل ۵ کروماتوگرام حاصل از آنالیز PY-GC در نمونه سازند سروک.



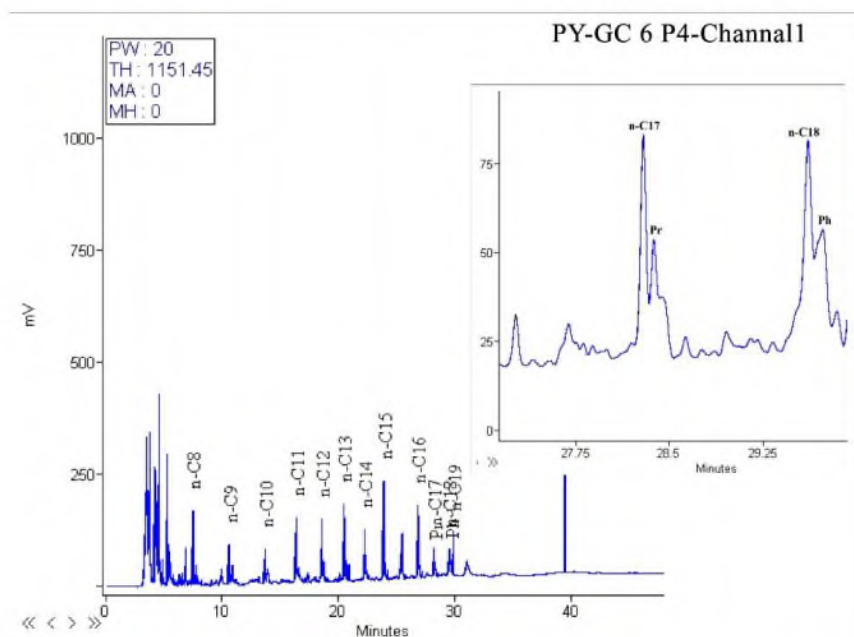
شکل ۶ کروماتوگرام حاصل از آنالیز PY-GC در نمونه سازند کژدمی.



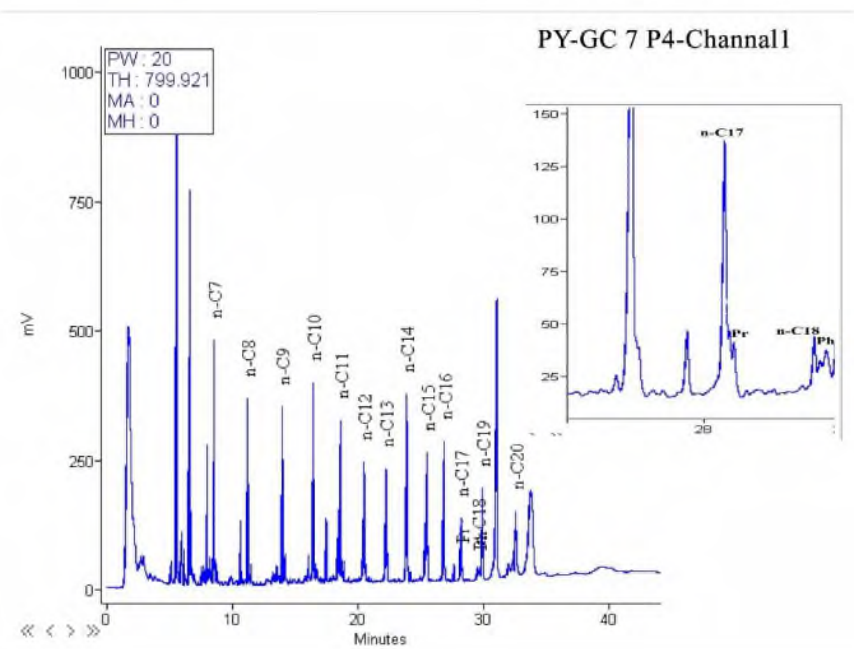
شکل ۷ کروماتوگرام حاصل از آنالیز PY-GC در نمونه سازند داریان.



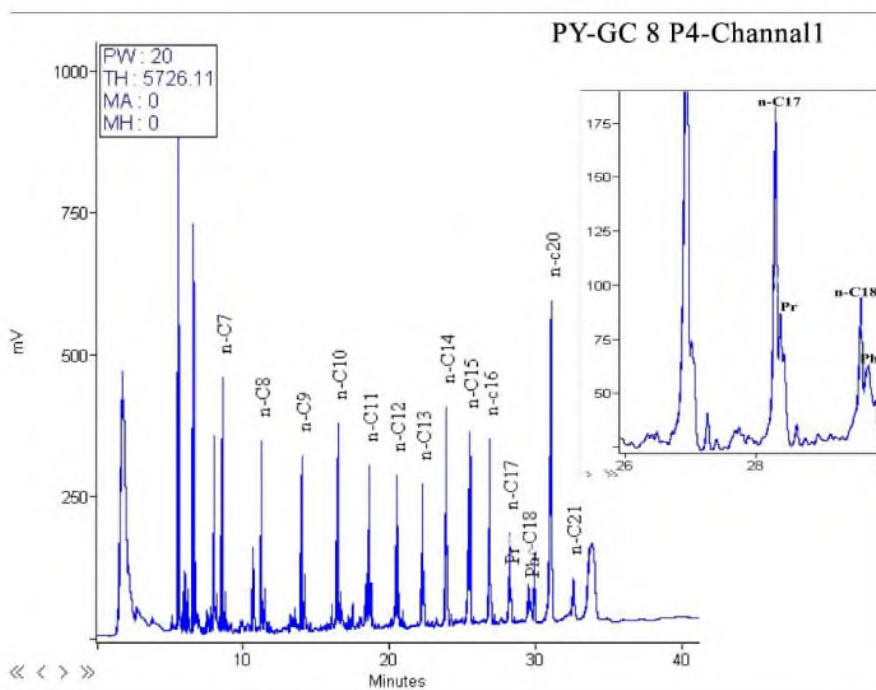
شکل ۸ کروماتوگرام حاصل از آنالیز PY-GC در نمونه سازند فهلیان.



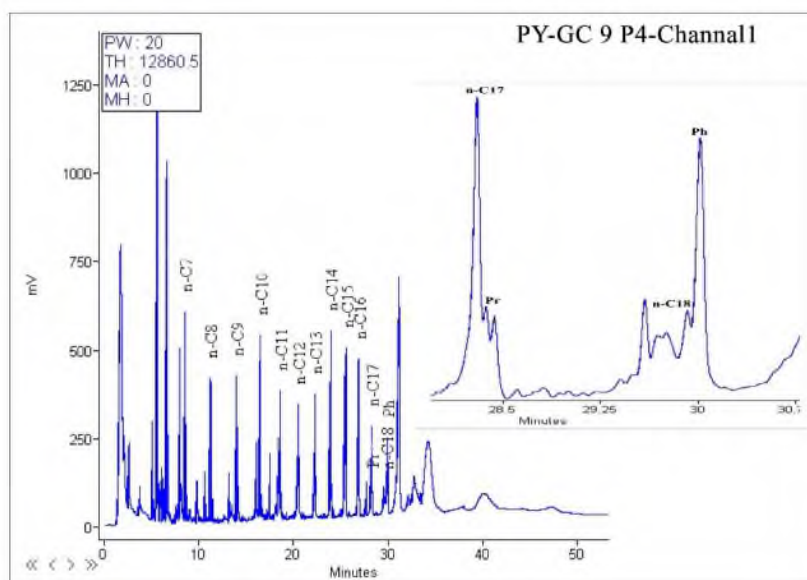
شکل ۹ کروماتوگرام حاصل از آنالیز PY-GC در نمونه سازند هیت.



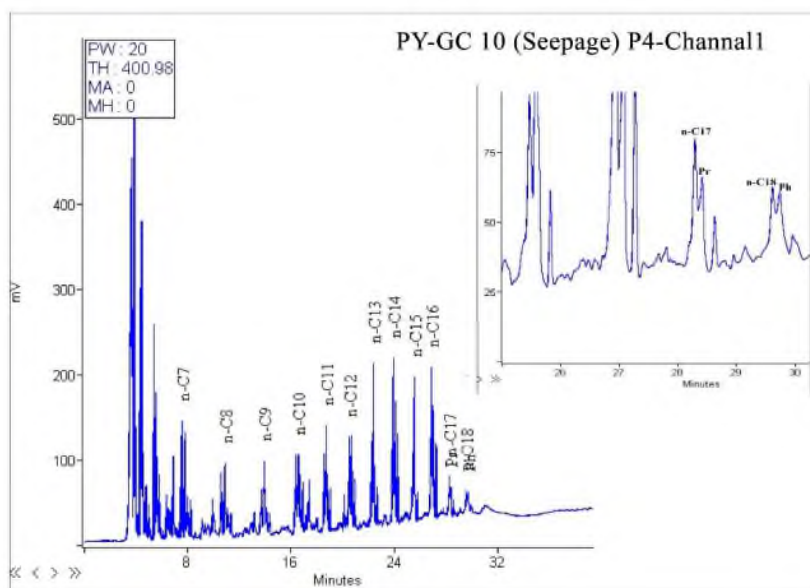
شکل ۱۰ کروماتوگرام حاصل از آنالیز PY-GC در نمونه سازند سورمه.



شکل ۱۱ کروماتوگرام حاصل از آنالیز PY-GC در نمونه سازند نیریز.



شکل ۱۲ کروماتوگرام حاصل از آنالیز PY-GC در نمونه سازند سورمه.



شکل ۱۳ کروماتوگرام حاصل از آنالیز PY-GC در نمونه چشمه نفتی (Seepage).

نتیجه‌گیری

با در نظر گرفتن مقادیر بدست آمده از نسبت Pr/Ph می‌توان محیط رسوب‌گذاری اولیه تمامی نمونه‌ها بجز سازند فهلیان را، محیط دریایی غیر اکسیدان معرفی نمود. براساس نمودار Pr/nC_{17} و Ph/nC_{18} نمونه‌های سازندهای ایلام دارای کروژن نوع II می‌باشد و محیط ته‌نشست آن، محیط دریایی با شرایط احیایی است. نوع ماده آلی تعیین شده برای نمونه سازند سروک کروژن نوع II و محیط رسوب‌گذاری اولیه آن محیط دریایی با شرایط احیایی می‌باشد. نمونه سازند کژدمی دارای کروژن نوع II بوده و محیط رسوب‌گذاری اولیه آنها محیطی دریایی با شرایط احیایی می‌باشد. نوع ماده آلی تعیین شده برای سازند داریان کروژن نوع II و محیط ته‌نشست آن، محیط دریایی با شرایط احیایی می‌باشد. نوع ماده آلی تعیین شده برای سازند فهلیان کروژن نوع III و محیط ته‌نشست آن، محیط خشکی با شرایط اکسیدان می‌باشد. نمونه سازندهای هیث، سورمه و نیریز دارای کروژن نوع II بوده و محیط رسوب‌گذاری اولیه آنها محیطی دریایی با شرایط احیایی می‌باشد. همچنین نوع ماده آلی تعیین شده برای نمونه چشمه نفتی تراوش یافته به سطح نیز کروژن نوع II و محیط رسوب‌گذاری اولیه آن، محیط دریایی با شرایط احیایی می‌باشد. رسم دیاگرام نسبت Pr/nC_{17} و Ph/nC_{18} نشان از بلوغ متوسط و وجود به میزان خیلی کم تخریب زیستی در نمونه‌های مذکور می‌باشد.

تشکر و قدردانی



نویسندگان مقاله بر خود لازم می‌دانند که از مساعدت‌های بی دریغ مرکز تحقیقات زمین‌شناسی و زمین‌شیمی نفت دانشگاه شهید چمران اهواز و همچنین مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران جهت حمایت در انجام آنالیزها و صدور مجوزهای لازم کمال تشکر و قدردانی را به عمل آورند.

منابع

- [1] Espitalie, J., Laporte, J.L., Madec, m., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., Boutefeu, A., 1977. Methode rapide de caracterisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. Rev. Inst. Franç. du Pétr., v. 32, pp. 23-45.
- [2] Baker, C., 1974. Pyrolysis techniques for source rock evaluation; AAPG Bulletin, v. 58, p. 2349-2361.
- [۳] خانی، ب.، ۱۳۹۰. ارزیابی ژئوشیمیایی سنگ‌های منشاء احتمالی میدان نفتی آغاچاری، راهنمایی علیزاده، ب.، زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۰۹ صفحه.
- [4] Whelan, J. K., J. M. Hunt, and A. Y. Huc, (1980), Applications of thermal distillation-pyrolysis to petroleum source rock studies and marine pollution; Journal of Analytical and Applied Pyrolysis, v. 2, p. 79-96.
- [5] Esrafil-Dizaji, B., & Rahimpour-Bonab, H. 2019. CARBONATE RESERVOIR ROCKS AT GIANT OIL AND GAS FIELDS IN SW IRAN AND THE ADJACENT OFFSHORE: A REVIEW OF STRATIGRAPHIC OCCURRENCE AND PORO-PERM CHARACTERISTICS. Journal of Petroleum Geology, 42(4), 343-370.
- [۶] علیزاده، ب.، خالقی طرقي، م.، معلمی، ع.، حاجیان، م.، مراونه، ع.، ۱۳۹۹. استفاده از روش گازخاک در مطالعه اکتشافی ژئوشیمیایی سطحی، ناحیه فارس ساحلی ایران، ماهنامه علمی اکتشاف و تولید نفت و گاز، (۱۷۹) ۱۳-۳.
- [۷] صابری، م.، ح.، جلیلیان، ی.، ربانی، ا.، ۱۳۹۸. برآورد پتانسیل هیدروکربن زایی به وسیله پارامترهای سینتیکی و آنالیز پیرولیز راک-اول ۶ سازند سرچاهان و میان لایه های زغالی سازندهای فراقون در ناحیه فارس ساحلی و خلیج فارس، نشریه مهندسی منابع معدنی، دوره ۴، ۳-۱۳، ۳۶-۱۵.
- [8] Saberi, M. H., Rabbani, A. R., and Ghavidel-syooki, M., 2016. Hydrocarbon potential and palynological study of the Latest Ordovician – Earliest Silurian source rock (Sarchahan Formation) in the Zagros Mountains, southern Iran, Mar. Pet. Geol., vol. 71, pp. 12–25.
- [9] Ashrafi, T., Saberi, M.H., ZareNezhad, B., 1D and 2D basin modeling, in evaluating the hydrocarbon generation-migration-accumulation potential, at coastal Fars Area, Southern Iran, Journal of Petroleum Science and Engineering (2020), doi: <https://doi.org/10.1016/j.petro.2020.107594>.
- [۱۰] میرشاهانی، م.، خواجه‌زاده، ا.، خانی، ب.، ۱۳۹۵، کاربرد انعکاس گراپتولیت و کیتینوزوا در تعیین پختگی سازندهای پالئوزوئیک زیرین ناحیه بندرعباس، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، پاییز ۹۵، شماره ۲۱، ۳۵-۴۵ ص.
- [۱۱] آقانیاتی، س.، ۱۳۸۵. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۱۲] گزارش تکمیلی چاه مورد مطالعه، ۱۳۹۶. مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران.
- [13] Waples, D.W., 1985. Geochemistry in Petroleum Exploration. International Human Resources Development Corporation, Boston.
- [14] Hughes, W.B., Holba, A.G., Dzou, L.I.P., 1995. The ratios of dibenzothiophene to phenanthrene and pristane to phytane as indicators of depositional environment and lithology of petroleum source rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 59, p. 3581-3598.
- [15] Obermajer, M., Osadetz, K.G., Flower, M.G., Snowdon, L.R., 2000. Light hydrocarbon (gasoline range) parameter refinement of biomarker-based oil-oil correlation studies: an example from Wiliston Basin.
- [16] Connan, J., Cassou, A.M. 1980. Properties of gases and petroleum liquids derived from terrestrial kerogen at various maturation levels. Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 44, p. 1-23.



تعیین اختصاصات ژئوشیمی شیل قاعده سازند آقچاگیل در یکی از چاه‌های اکتشافی حوضه خزر جنوبی

حسین مهاجرسلطانی*

کارشناس ارشد زمین‌شناسی شرکت نفت خزر
hyuo1358@gmail.com

مرتضی فرخی

کارشناس ارشد زمین‌شناسی شرکت نفت خزر
morteza.farrokhi@gmail.com

فرید طاعتی

رییس اداره زمین‌شناسی شرکت نفت خزر
ftaati345@gmail.com

چکیده

این مقاله به بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی شیل قاعده سازند آقچاگیل در یکی از چاه‌های اکتشافی حوضه خزر جنوبی می‌پردازد. بدین منظور تعداد هفت نمونه از رسوبات به سن پلیوسن جهت آنالیز پیرولیز راک-اول مورد بررسی قرار گرفتند. باتوجه به نتایج حاصل از این آنالیز، نهشته‌های مورد مطالعه از دیدگاه میزان کل کربن آلی^۱ غنی بوده و مقدار کربن آلی آنها از ۲/۹۴ - ۱/۹۳ درصد در تغییر است. بطور کلی نمونه‌های مورد مطالعه دارای کروژنی از نوع II و III هستند. در اغلب نمونه‌های مورد مطالعه کروژن از نوع مولد نفت است و مقادیر شاخص هیدروژن (HI) در محدوده ۴۹۴ - ۲۶۲ قرار دارد. اکثر نمونه‌های مورد مطالعه از لحاظ میزان پختگی کروژن نابالغ بوده و بطور غالب در انتهای دیاژنز (قبل از پنجره نفت‌زایی یا در شروع آن) قرار دارد. همچنین در تعیین رخساره آلی مشخص گردید رسوبات مذکور در یک محیط احیایی دریایی با رسوبگذاری سریع نهشته شده‌اند.

کلمات کلیدی: سازند آقچاگیل - کل کربن آلی - پیرولیز راک اول - بلوغ حرارتی - پنجره نفت‌زایی - شیل قاعده‌ای.

^۱ TOC= Total Organic Carbon



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



Investigation on the geochemical properties of Aghchagyl basal shale in one of the Caspian Basin Exploration Wells

Hossein Mohajer Soltani*

Geological Expert at KEPCO

hyuo1358@gmail.com

Morteza Farrokhi

Geological Expert at KEPCO

morteza.farrokhi@gmail.com

Farid Taati

Hed of Geology at KEPCO

ftaati345@gmail.com

Abstract:

This article to indicate for geochemical properties of the organic matters, of Aghchagyl basal shale in one of the Caspian Basin Exploration Wells. Therefore seven samples of the Pliocene sediments in this field were analyzed using Rock-Eval pyrolysis. The result of Rock-Eval pyrolysis shows that such beds are good source and have very good content of organic matter in which the total organic carbon richness ranged between 1.93 And 2.94 Wt%. These samples generally contain kerogen type II and III. Most of the studied samples are mainly oil prone organic matter with hydrogen index (HI) ranged between 262 and 494, associated with oil prone organic matter of (HI) >300. The maturity of these sample range from immature to early mature oil window in these bed. In organic facies study determine, this bed were sediments in submarine environment too.

Keywords: Aghchagyl Formation – Total Organic Carbon– Rock Eval Pyrolysis – Thermal Maturity – Oil Window – Basal Shale



۱- مقدمه

یکی از ارکان اصلی هر سیستم نفتی، بررسی سنگ منشأ است بنابراین شناسایی سنگ مادر و وضعیت آن در هر سیستم هیدروکربوری ضروری است. درک این مطلب نه تنها مانع از انجام حفاری در نواحی بدون پتانسیل هیدروکربن می‌شود بلکه از اتلاف سرمایه نیز جلوگیری می‌کند [۲]. در این مطالعه سعی شده است به تعبیر و تفسیر پتانسیل هیدروکربنی شیل قاعده سازند آقچاگیل در یکی از چاه‌های اکتشافی حوضه خزر جنوبی پرداخته شود. این چاه اکتشافی بر روی یک تاکدیس ساختمانی، با روند تقریباً "شرقی - غربی حفاری گردیده و محل حفاری براساس اطلاعات ژئوفیزیکی دو بعدی و سه بعدی تعیین شده است. شایان ذکر اینکه ساختار مذکور از میان هشت ساختار اولویت داده شده جهت اکتشاف منابع هیدروکربنی درحوضه عمیق خزر جنوبی، با اولویت نخست انتخاب گردید و تا کنون دو حلقه چاه در آن حفاری شد. در حین حفاری چاه اکتشافی مورد اشاره و بررسی خرده‌های زمین‌شناسی آن، یک لایه شیلی - رسی با بوی بسیار تند و خصوصیت آروماتیکی مشاهده گردید. این لایه شیلی در قاعده سازند آقچاگیل قرار دارد و به سن پلیوسن بالایی است. وجود ذخایر هیدروکربوری در اعماق بالاتر از این لایه خاص شیلی به همراه خصوصیات منحصر بفرد خرده‌های حفاری شده آن (استشمام بوی آروماتیک) سبب گردید، بررسی‌های ژئوشیمیایی از این نمونه‌ها به منظور تعیین سنگ منشأ احتمالی و ارتباط آن با ذخایر هیدروکربوری لایه‌های بالایی آغاز گردد.

۱-۱- اهداف مطالعه

یکی از اهداف مهم ژئوشیمی آلی، مشخص کردن واحدهایی است که در یک حوضه رسوبی، تشکیل بهترین سنگ‌های منشأ را می‌دهند [۱]. اهداف اصلی این پژوهش عبارت‌اند از ارزیابی نوع کروژن، شرایط محیطی تشکیل مواد آلی، میزان بلوغ سازندهای مورد مطالعه، توان تولید و پتانسیل هیدروکربنی سازند مورد مطالعه. برای دستیابی به اهداف تعیین شده لازم است که نمونه‌های به دست آمده از سازندهای موجود در میدان نفتی سردار جنگل تحت آزمایش‌های ژئوشیمیایی آلی قرار گیرند که در اولین مرحله از این آنالیزها کلیه نمونه‌ها توسط دستگاه راک ایول - ۶ مورد پیرولیز قرار گرفتند.

۱-۲- زمین‌شناسی حوضه خزر جنوبی

حوضه رسوبی خزر جنوبی بصورت یک فرورفتگی است که بین کوه‌های قفقاز بزرگ و کوچک، کوه‌های تالش، آذربایجان از یک طرف و کوه‌های کپه داغ و البرز از طرف دیگر قرار گرفته است. رسوبات حجیم دلتایی، فرورفتن بستر دریا و تغییرات زیاد درجه حرارت با عمق، به همراه تکتونیک ناحیه باعث تشکیل طاق‌دیسها و چین خوردگی در داخل رسوبات گردیده است. حرکات دیابیری شیلها و فعالیت گلفشانها نیز به ساخت چین خوردگیها و ساختمانهای نفتی کمک کرده است. این حوضه در زمان پلیوسن تحت فاز فرونشینی قرار گرفت و با جدا شدن از دریای بزرگ تیتیس و فرو رفتن آن در اثر حرکات کوهزایی، رسوبات دلتایی - دریاچه‌ای با ضخامت حدود ۲۰ - ۱۵ کیلومتر در آن ته‌نشین شد که در نتیجه حجم بسیار زیادی از مواد تخریبی توسط سه سیستم رودخانه‌ای مهم پالئو و لگا، پالئو آمودریا و پالئو کورا به آن وارد شدند. شایان ذکر اینکه رسوبات قسمتهای مختلف دریایی و بخصوص نواحی عمیق کاملاً از یکدیگر مجزا نیستند. بعلت ورود مواد تخریبی از سه حوزه شمال غرب و جنوب غرب، امکان تفکیک هر حوزه به تنهایی مشکل و تقریباً غیرقابل اجرا است. نوع رسوبات در بیشتر حوضه‌ها از ماسه سنگ، سیلتستون، شیل و رس سنگ تشکیل شده است که لایه‌ها بیشتر بصورت زبانه‌ای رویهم قرار گرفته‌اند.

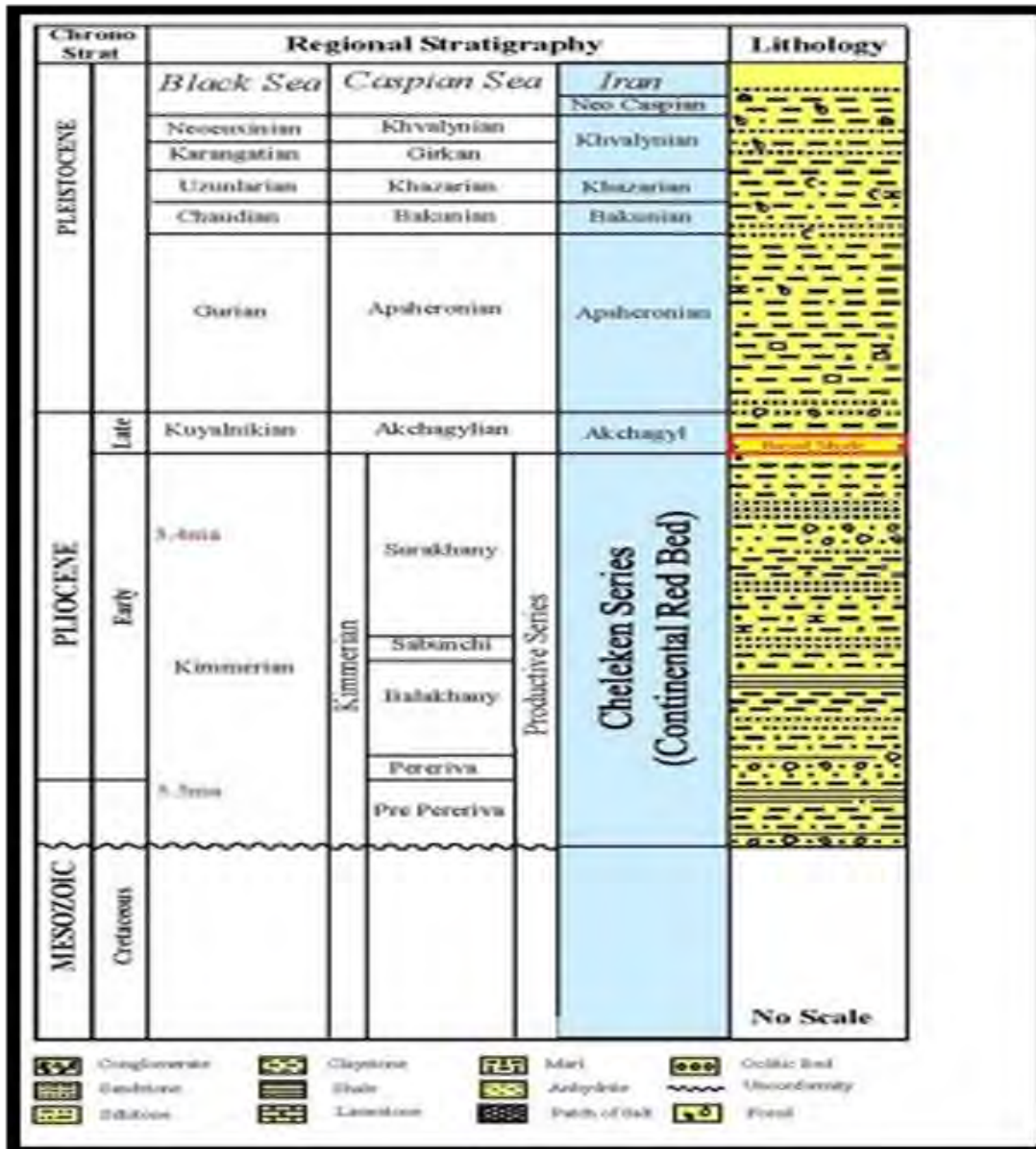


از آنجایی که نمونه های بدست آمده از چاه اکتشافی مورد اشاره در این پژوهش متعلق به سازند آقچاگیل است، لازم است اطلاعاتی در مورد این سازند و مرز پایینی و بالایی آن در چاه های حفاری شده حوضه خزر جنوبی ارائه شود :

- **سازند آپشرون** : با سن پلیوستوسن و بر روی سازند آقچاگیل قرار گرفته است. مبنای تعیین آن مطالعات پالئونتولوژی و بررسی لیتولوژیکی می باشد. بخش ابتدایی این سازند عموماً شامل ماسه سنگهای ضخیم لایه با میان لایه های سیلتستونی است، در حالی که هرچه به قسمت میانی و تحتانی چاه های مورد مطالعه نزدیک می شویم بر ضخامت لایه های کلی استونی و مارنی افزوده می شود. از نظر میکروپالئونتولوژی شامل انواع مختلف و فراوان گونه های استراکود، میکروگاستروپود و دوکفه ای های عهد حاضر است.

- **سازند آقچاگیل** : به سن پلیوسن بالایی است و شروع آن بر مبنای مطالعات لیتولوژیکی و نمودارهای درون چاهی تعیین شده است و قابل مقایسه با داده های میدان شاه دنیز در جمهوری آذربایجان است. این سازند عمدتاً از مارن، کلی استون، ماسه سنگ تشکیل گردیده است و در بخش قاعده آن حدود ۹-۱۱ متر شیل تیره مشاهده می شود که این لایه شیلی شاخص با مقدار پرتوی گامای بالا در نمودارهای چاه پیمایی قابل تشخیص است. در این سازند فراوانی میکروفسیلها بخصوص استراکودها کاهش می یابد و حتی در برخی گونه ها ناپدید می گردند.

- **سازند چلکن** : به سن پلیوسن پایینی تا میانی است و در زیر سازند آقچاگیل قرار گرفته است. شروع این رسوبات با یک لایه ماسه ای سست و تمیز و فاقد سیمان آغاز می گردد که در زیر لایه شیلی شاخص قاعده آقچاگیل است. سپس یک لایه مشخص و ضخیم شیلی-رسی چسبنده به رنگ خاکستری تیره تا سیاه در زیر آن قرار گرفته است. در ادامه نیز به لایه های انیدریتی ضخیم با میان لایه های مارنی و رس سنگی برخورد شد که با توجه به گیر کردن لوله ها و جریان یافتگی شدید، ادامه حفاری در این سازند میسر نگردید و لذا این بخش عمق نهایی حفاری شده می باشد.



شکل ۱: ستون چینه - سنگ شناسی حوضه خزر جنوبی در محل چاه اکتشافی مورد پژوهش

۳-۱- روش مطالعه

یکی از عوامل مؤثر بر پیشرفت های چشمگیر و تحولات بزرگ در علم ژئوشیمی آلی، به کارگیری دستگاه های دقیق و پیشرفته آزمایشگاهی است و از آنجا که ژئوشیمیست ها با سنگ و سیال سر و کار دارند، طبیعی است که برای ارزیابی متداول سنگ مادر، نیاز به ابزارها و روشهای تجزیه ای داشته باشند [۱]. پیش از هر نوع تجزیه، نمونه ها باید آماده سازی و کاملاً از هرگونه آلودگی



پاکسازی شوند. سپس به تناسب نوع مطالعه، از روش‌های تجزیه ای ژئوشیمیایی اکتشافی مانند روش های پیرولیزی، شیمیایی و ژئوشیمیایی بهره گرفته می شود.

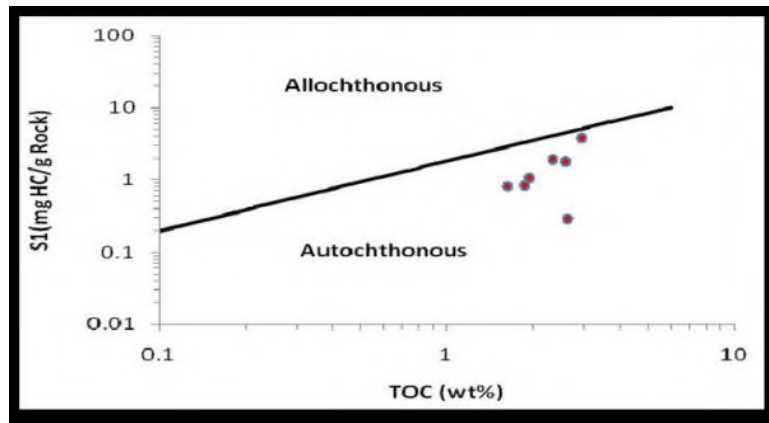
در این مطالعه پیرامون نتایج حاصل از نمونه های تهیه شده از خرده های حفاری موجود در سازند آقچاگیل در میدان نفتی سردار جنگل و آزمایش‌های ژئوشیمیایی صورت گرفته روی آنها، به منظور احتمال منشأ بودن آن بحث می شود. بر این اساس پس از بررسی و مطالعه روی خرده های حفاری تعداد هفت نمونه از بخش های مناسب (فاصله عمقی ۲۶۲۰ - ۲۶۱۲ متری) تهیه شد. سپس نمونه ها جهت انجام آنالیز پیرولیز راک ایول به پژوهشگاه صنعت نفت ارسال گردیدند. در آزمایشگاه ژئوشیمی آلی ابتدا خرده های حفاری در واحد شستشو و آماده سازی به صورت پودر در می آید. بخشی از این پودر (حدود ۱۰۰ میلی گرم) وارد دستگاه پیرولیز راک ایول می شود. در روش پیرولیز راک ایول - ۶، مقدار کربن آلی، T_{Max} ، $S1$ ، $S2$ و متغیرهای دیگر مورد بررسی قرار گرفت که نتیجه بررسی ها در جدول ۱ آورده شده است.

جدول ۱: پارامترهای حاصل از آنالیز راک - ایول بر روی نمونه های شیلی چاه اکتشافی مورد پژوهش

Analysis No.	Sample Name	Nature	S1 (mg/kg rock)	S2 (mg/kg rock)	S3 (mg/kg rock)	T_{max} (°)	HI (mg/kg rock)	GI (mg/kg rock)	PI (S1+S2)	PC	RC	TOC (wt%)
F2-1	SRJ-SH-26-12	Rock/Powder	0.99	6.99	2.17	407	362	112	0.12	0.66	1.27	1.93
F2-2	SRJ-SH-26-13	Rock/Powder	0.76	4.26	2.28	412	262	140	0.15		1.21	1.62
COU-1	SRJ-SH-26-13	Rock/Powder	0.27	2.57		400	99		0.3			2.62
F2-3	SRJ-SH-26-14	Rock/Powder	0.78	5	2.52	412	209	135	0.13	0.49	1.39	1.88
F2-4	SRJ-SH-26-16	Rock/Powder	1.67	19.15	2.72	413	293	195	0.14	0.99	1.6	2.58
F2-5	SRJ-SH-26-18	Rock/Powder	3.34	14.52	2.54	417	494	87	0.2	1.5	1.44	2.94
F2-6	SRJ-SH-26-20	Rock/Powder	1.79	7.8	2.82	412	335	121	0.19	0.8	1.51	2.33

۲- بحث

به منظور اطمینان از عدم آلودگی نمونه ها از منحنی تغییرات $S1$ در برابر TOC [۱] استفاده شده است. با توجه به این دیگرام، همه نمونه های برداشت شده از چاه اکتشافی مورد پژوهش، زیر خط آلودگی قرار گرفته اند یا به عبارت دیگر نسبت $S1/TOC$ در آن ها کمتر از ۱/۵ بوده و از همین رو احتمال آغستگی و یا آلودگی نمونه های مورد بررسی بسیار پایین است.



شکل ۲: منحنی تغییرات $S1$ در برابر TOC نمونه های مورد مطالعه میدان سردار جنگل [۱].

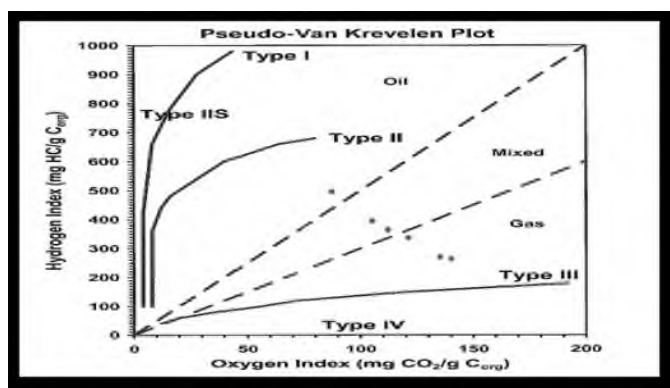


۱-۲- تعیین نوع کروژن

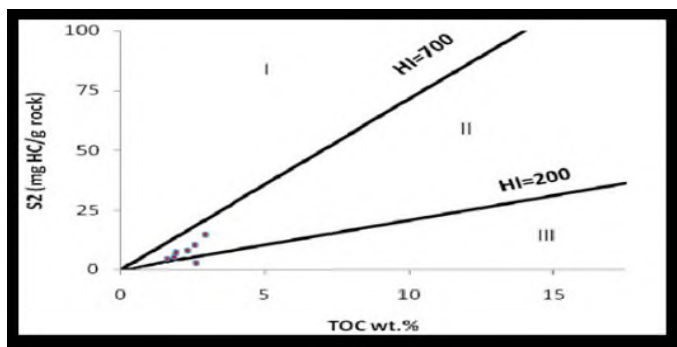
به منظور تعیین نوع کروژن مواد آلی از نمودار تغییرات استاندارد HI در مقابل OI (که آن را نمودار ون کروژن تصحیح شده به شمار می‌آورند) استفاده گردید [۱]. مطالعات نشان داده است که محتوای اکسیژن (OI) کروژن متناسب با دی اکسید کربن آزاد شده (S3) است و هیدروژن کروژن (HI) متناسب با هیدروکربن‌های آزاد شده در طی پیرولیز و شکست حرارتی کروژن (S2) است.

نمودار ون کروژن اصلاح شده برای چاه اکتشافی مورد اشاره، بیانگر آن است که مواد آلی همه نمونه‌ها تلفیقی از کروژن‌های نوع II و III می‌باشد و بیشتر به سمت نوع دوم سوق دارد که خود گویای این مطلب است که بخش شیل قاعده‌ای سازند آقچاگیل توانایی تولید نفت بیشتری (نسبت به تولید گاز) دارد. به نظر می‌رسد که علت تنوع کروژن‌ها، گویای این مطلب باشد که نمونه‌های مورد مطالعه دارای رخساره‌های متنوعی هستند و لذا نیاز به بررسی بیشتر دارند.

برای تعیین نوع کروژن از نمودار مقایسه‌ای TOC % در مقابل S2 نیز استفاده گردید [۸]. نقاط حاصل از آنالیز نمونه‌های مورد پژوهش نشان می‌دهند که کروژن غالب در این لایه شیلی از نوع II است که با اختصاصات محیط نیمه دریایی با محتوای ارگانیکی غنی مطابقت دارد. لذا می‌توان آن را یک سنگ منشاء خوب برای تولید نفت در نظر گرفت.



شکل ۳: نمودار تغییرات HI در برابر OI نمونه‌های مورد مطالعه از سازند آقچاگیل در میدان سردار جنگل [۱].



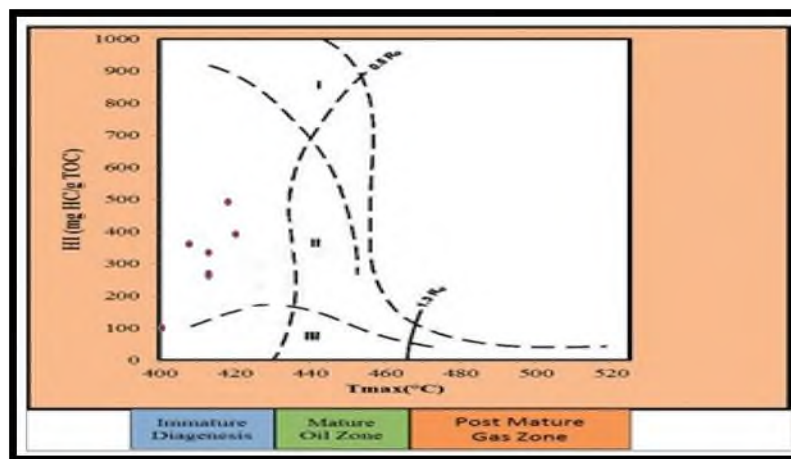
شکل ۴: نمودار تغییرات S2 در برابر TOC نمونه‌های مورد مطالعه میدان سردار جنگل [۸].

۲-۲- تعیین درجه پختگی :



جهت تعیین درجه پختگی مواد آلی موجود در سازند هدف، از نمودار HI بر حسب T_{Max} استفاده گردیده است [۱]. از میان پارامترهای مختلف حاصل از پیرولیز، مقدار T_{Max} به عنوان شاخص بلوغ حرارتی مواد آلی شناخته می‌شود و معمولاً با افزایش عمق رابطه مستقیم دارد بطوریکه تدفین مواد آلی در اعماق بیشتر سبب افزایش درجه بلوغ می‌گردد. شایان ذکر اینکه مقدار T_{Max} جهت تولید نفت از کروژن نوع اول در محدوده حرارتی ۴۴۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد و برای کروژن نوع دوم و سوم به ترتیب از ۴۳۵ تا ۴۶۰ و از ۴۳۵ تا ۴۷۰ درجه سانتیگراد می‌باشد.

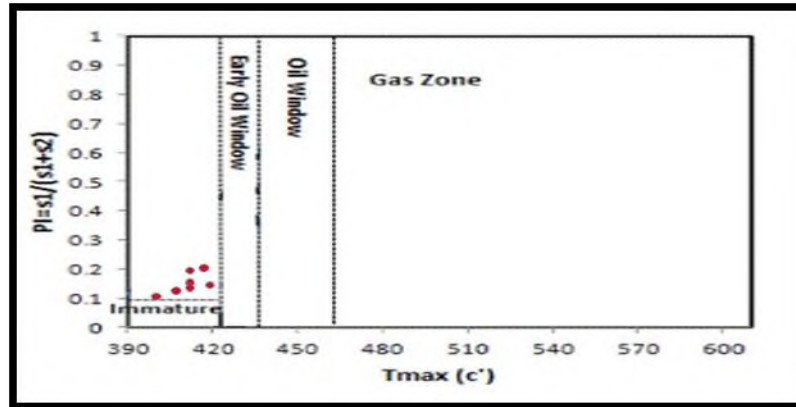
داده‌های پلات شده بر روی نمودار شماره ۵ نشان دهنده ترکیب کروژن نوع II برای همه نمونه‌ها است که این نتیجه هم‌خوانی نسبتاً خوبی با نمودارهای HI بر حسب T_{Max} و بویژه TOC % در مقابل S2 دارد و نتایج آنها را از نقطه نظر کروژن تأیید می‌کند. بر پایه نمودار رسم شده کلیه نمونه‌های مورد مطالعه در ناحیه نابالغ و در ابتدای پنجره نفتی قرار گرفته‌اند. لذا برای لایه شیلی در چاه اکتشافی مورد پژوهش می‌توان حداکثر بلوغی تا اواخر مرحله دیازنز ($T_{Max} < 435$) در نظر گرفت.



شکل ۵: نمودار HI در برابر T_{Max} به منظور تعیین بلوغ و نوع کروژن نمونه‌های مورد مطالعه میدان سردار جنگل [۱].

از دیگر روشهایی که توسط آن می‌توان میزان پتانسیل هیدروکربنی نمونه‌ها و میزان بلوغ را تعیین کرد، رسم نمودار حاصل از متغیرهای T_{Max} در برابر شاخص تولید (PI) است [۷]. بر پایه نمودار T_{Max} در برابر شاخص تولید ثابت شد که کلیه نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده نابالغ قرار گرفته‌اند و این مطلب خود تأیید کننده نتیجه نمودار شاخص هیدروژنی بر حسب T_{Max} است. شایان ذکر اینکه بدلیل عدم جایگیری این لایه شیلی در عمق مناسب و با در نظر گرفتن گرادیان حرارتی در ناحیه خزر جنوبی (۲ تا ۲/۵ درجه سانتی‌گراد به ازای هر ۱۰۰ متر افزایش عمق) به عنوان حوضه ای سرد، سبب گردیده نمونه‌های مورد مطالعه به پختگی لازم نرسند و نابالغ باشند.

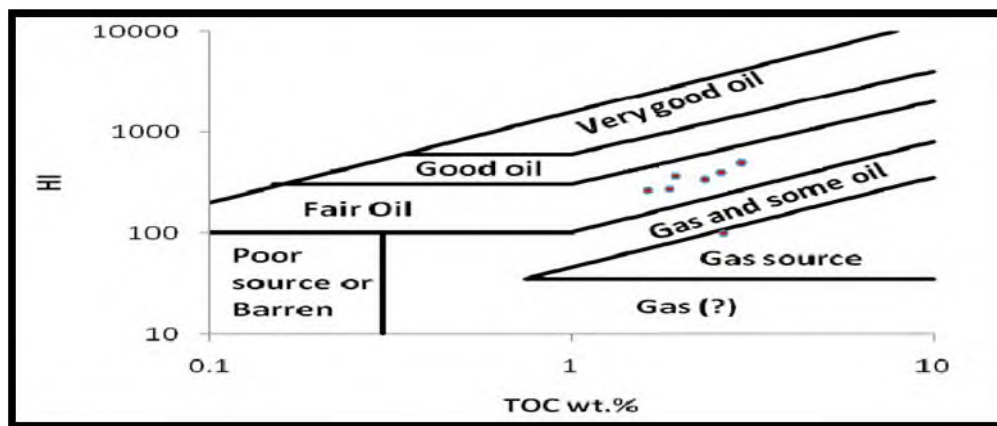
$$^1PI = S_1/S_1 + S_2$$



شکل ۶: نمودار شاخص تولید در برابر Tmax برای تعیین بلوغ کروژن [۷].

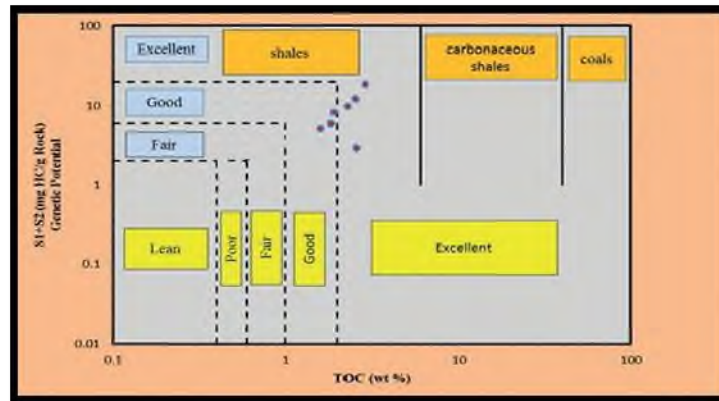
۳-۲- تعیین هیدروکربنهای زایشی

به منظور بررسی نوع هیدروکربن های زایشی مورد انتظار در این پژوهش، از متغیر HI در مقابل TOC استفاده شده است. که نتایج آن در شکل شماره ۷ قابل مشاهده است. این نمودار علاوه بر کیفیت لایه، نوع هیدروکربن را نیز بصورت نسبی ارائه می دهد که با توجه به تجمع نقاط پلات شده، یک سنگ منشاء با کیفیت نسبتا خوب به همراه قابلیت تولید هیدروکربور مایع را پیش بینی می نماید.



شکل ۷: نمودار HI در برابر TOC برای تعیین پتانسیل هیدروکربنی نمونه های مورد مطالعه میدان سردار جنگل

همچنین می توان از نمودار تغییرات S_1+S_2 در برابر TOC برای تعیین توان و پتانسیل ذاتی سازندها استفاده کرد [۱۳]. ترسیم جایگاه نمونه های مورد مطالعه بر روی این نمودار نشان می دهد، پتانسیل هیدروکربنی شیل قاعده سازند آقچاگیل خوب تا خیلی خوب است که این نتیجه تا حدودی تأیید کننده نتایج حاصل از نمودار HI در مقابل TOC است.



شکل ۸: نمودار تغییرات S1+S2 در برابر TOC به منظور ارزیابی ژنتیکی نمونه‌های مورد مطالعه [۱۳].

۴-۲- تعیین رخساره‌های آلی

برای تعیین رخساره آلی نمونه‌های این چاه اکتشافی، از نمودار شکل ۹ استفاده شده است. این نمودار که بر پایه تغییرات مقادیر HI در برابر OI است [۱۰]، محدوده رخساره‌های آلی موجود در سازندها را مشخص می‌نماید. هر کدام از محدوده‌ها در جدول اطلاعاتی از ویژگی‌های مختص به خود برخوردارند و بشرح ذیل تشریح می‌گردند:

A: محیط دریاچه‌ای به شدت احیایی.

AB: محیط‌های دریایی پیشرونده احیایی.

B: محیط‌های دریایی یا دریاچه‌ای به نسبت احیایی.

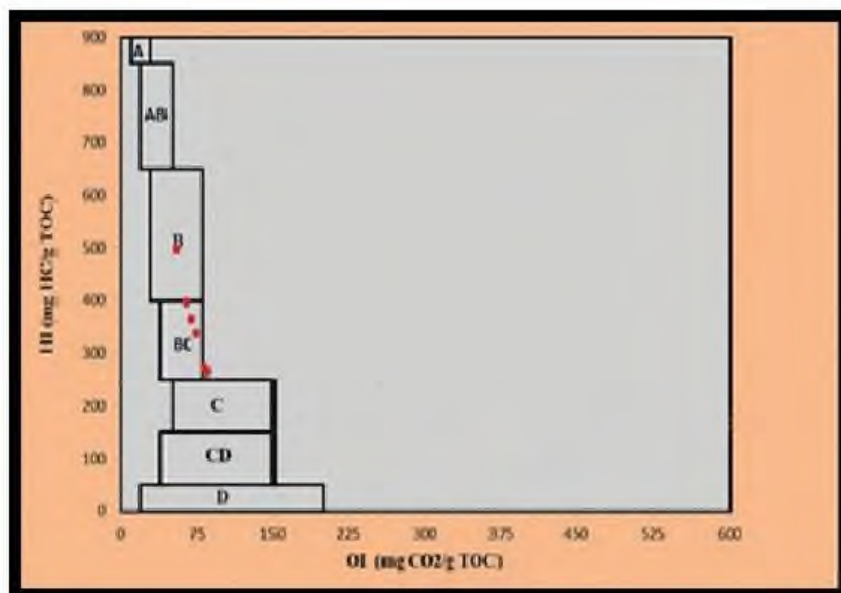
BC: محیط‌های دارای مواد آلی دریایی و قاره‌ای و رسوب‌گذاری سریع در شرایط به نسبت اکسیدان.

C: محیط‌هایی با سرعت رسوب‌گذاری متوسط در شرایط احیایی

CD: محیط‌های ژرف در مجاورت نقاط کوهزایی.

D: محیط‌های قاره‌ای به شدت اکسیدان [۱۰].

بنابراین با جانمایی نمونه‌های مورد مطالعه در این نمودار مشخص گردید، اکثر نقاط در بخش BC تجمع یافته‌اند و بصورت پراکنده‌تر در بخش‌های B و C قابل مشاهده‌اند. این محدوده‌ها شاخص محیط‌های دریایی احیایی تا کمی اکسیدان است که در آن سرعت رسوب‌گذاری نسبتاً زیاد است. لذا هر سه محدوده از جمله محیط‌هایی هستند که به انباشت و حفظ مواد ارگانیک و تشکیل سنگ منشاء دانه ریز آواری کمک می‌کنند. از جمله نکات قابل توجه در خصوص نمودار ترسیم شده آن است که این نمونه‌ها محدوده متغیری از B و BC را نشان می‌دهند. شاید بتوان علت این امر را به متغیر بودن شرایط محیطی از دید اکسیداسیون و احیا در زمان نهشته شدن این سازندها نسبت داد و پراکندگی آن در سه رخساره‌نشانی بر تلفیق ماده آلی دریایی با قاره‌ای است. احتمالاً رخساره مذکور در یک محیط دریایی با شیب ملایم که به بخش عمیق حوضه وارد می‌شود و دارای شرایط مناسب برای زیست ارگانیک‌های دریایی است، تشکیل شده است بطوری که آورد رسوبی تخریبی ریز دانه همراه با ارگانیک‌های خشک زی‌سبب گردیده شرایط محیطی برای تشکیل کروژن نوع دوم و سوم مناسب گردد.



Organic Facies	H/C	HI	OI	TOC (WT %)	Dominant Organic Matter	Primary Organism	Depositional Environment	Primary Products	Examples, Comments & Note
B	1.15 - 1.35	400 - 650	30 - 80	3 - 10	Amorphous, Common Terrestrial Input	Conspicuous Tasmanites During Cretaceous Marine / Non Marine Algal & Associated Bacteria	Less Persistent Anoxia Marine or Lacustrine, Transgressive Seas Shallow - Medium Depths - Laminated	Oil	Kimmerian, Non Sea
BC	0.95 - 1.15	250 - 400	40 - 80	1 - 5	Mixed; Some Oxidation Partially Oxidized During Cretaceous Algal	Variable Algal Input Diverse	Terrestrial & Marine Organic Matter, Pro-Delta Mud's Outer Shelf, Upper Continental Slopes. Rapid Deposition in Oxide H ₂ O Rapid Vertical Variations	Liquids & Gas	Pro-Delta Mud's
C	0.75 - 0.95	125 - 250	50 - 150	0.5 - 5	Terrestrial; Some Oxidation	Talinite & Colinite Low Amounts of Spores, Cuticles & Resinite	Oxide H ₂ O Moderate Rapid Deposition in Anoxic Conditions	Gas Prone	Lower Triassic off-shore Labrador

شکل ۹: نمودار تعیین رخساره آلی نمونه‌های مورد مطالعه با استفاده از نسبت تغییرات HI در برابر [۱۰].

۳- نتیجه گیری :

در این پژوهش از پارامترهای مختلف ژئوشیمی به منظور ارزیابی خصوصیت سنگ منشاء احتمالی نهشته‌های چاه اکتشافی مورد اشاره استفاده گردید و با تحلیل و مقایسه آن‌ها با یکدیگر نتایجی نیز ارائه گردید. این نتایج همخوانی خوبی با یکدیگر داشته و در مجموع همگی یافته‌ها مکمل و تایید کننده یکدیگر می‌باشند.

نتیجه بررسی‌های بعمل آمده نشان می‌دهد که لایه شیلی در این پژوهش (با ضخامت تقریبی ۱۱ متر و گسترش وسیع در کل ساختار) با محتوای کروژن غالب از نوع II و غنای مواد ارگانیکی خوب به عنوان سنگ منشأ احتمالی محسوب می‌گردد ولی به



دلیل رسوبگذاری در عمق پایین پختگی لازم را بدست نیاورده، بطوریکه در انتهای مرحله دیاژنز و ابتدای پنجره نفتی قرار دارد. لذا شیل مورد بررسی در این چاه اکتشافی، به دلیل عدم توان هیدروکربور زایی نمی تواند عامل تشکیل نفت در رسوبات ماسه ای لایه های فوقانی معرفی گردد. از طرفی دیگر، در صورتی که این لایه در اعماق مناسب قرار گیرد، احتمال تولید هیدروکربور نیز قوت می یابد که با توجه به یافته های لرزه ای شیب حوضه رسوبی در دیگر بخش ها افزایش یافته و تولید نفت از شیل قاعده آقچاگیل محتمل به نظر می رسد. شایان ذکر است برای بررسی ارتباط میان نفت ذخیره شده در لایه مخزنی با لایه شیلی، نیاز به مطالعات بیشتر و آنالیزهای تکمیلی ژئوشیمیایی از جمله مطالعات ایزوتوپی می باشد.

منابع

- [1] Hunt, J.M., Petroleum Geochemistry and Geology. 2nd edition. W.H. Freeman and Company, New York, 1996, 743p.
- [2] Espitalie, J., Madec, M., Tissot, B., Menning, J.J., & Leplate, P., Proceeding of the 9th Annual Offshore Technology Conference, Source rock characterization method for petroleum exploration, 1977, 3:439-448.
- [3] Bordenave, M.L., Applied Petroleum Geochemistry. Editions Technique, Paris, 1993, 524p
- [4] Barker, C., Pyrolysis techniques for source-rock evaluation. AAPG Bulletin, 1974, 58:2349- 2361.
- [5] Aali, J., Rahimpour-Bonab, H. & Kamali, M.R., Geochemistry and origin of the world's largest gas field from Persian Gulf, Iran. Journal of Petroleum Science and Engineering, 2006, 50:161-175.
- [6] TISSOT, B. P. AND WELTE, Springer-Verlag, New York, D. H. Petroleum formation and occurrence, 1978, 521 pp.
- [7] Espitalié, J., G., Deroo, and F., Marquis, Applications, La pyrolyse Rock-Eval ET ses (deuxième partie) Revue Institut Français du Pétrole, 1985, v. 40, p 755-784.
- [8] Langford, F.F., and M.M., American Association of Petroleum Geologists. AAPG Bull. v. 74 (6), p., Blanc-Valleron, Interpreting Rock-Eval pyrolysis data using of pyrolyzable hydrocarbons vs. total organic carbon: 1990, 799-804.
- [9] Peters, K. E., and M. G., Fowler, Application of petroleum geochemistry to exploration and reservoir management: Organic Geochemistry, 2002, v. 33: p. 5-36.
- [10] Jones, R.W., Organic facies. In: Brooks, J., and Welte, D., Academic Press, London, Editors, Advances in Petroleum geochemistry 2. 1987, 1-90.
- [11] Jackson, K.S., P.J., Hawkins, and A.J.R., Bennett, Regional facies and geochemical evolution of the southern Denison Trough: APEA Journal, 1985, v. 20: p. 143-158.
- [12] Yalçın Erik, N., O., Zçelik, M., Altunsoy and H., İllez, Int: Geol. Rev., Source rock hydrocarbon potential middle Triassic–Lower Jurassic Cudi Group units in the eastern part of the SE Turkey. 2004, v. 10 (2), p. 163 -171.
- [13] Huang, B.J., Xiao, X.M., Li, X.X., Geochemistry and origins of national gases in the yinggehai and Qiongnan Basins, off shore South china Sea. Org Geochem., 2003.



اهمیت ریزتخلخل‌ها در تشکیل مخازن هیدروکربوری در گروه بنگستان دشت آبادان

حمزه مهربانی*

استادیار دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

mehrabi.hamze@ut.ac.ir

برهان باقرپور

استادیار بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز

borhan.b@gmail.com

چکیده

مخازن هیدروکربوری واقع در سازندهای کربناته سروک و ایلام بعنوان دومین مخازن مهم نفتی کشور از اهمیت بالایی برخوردارند. عمده ذخایر موجود در این مخازن در توالی‌های انحلال یافته واقع در زیر سطوح ناپیوستگی تجمع یافته و از جنبه‌های مختلف مورد مطالعه محققین قرار گرفته است. با این وجود، بخشی از ذخایر موجود در این مخازن، در رخساره‌های گل غالب (مادستون / وکستون) دور از ناپیوستگی‌ها تجمع یافته که تا کنون کمتر مورد توجه و مطالعه قرار گرفته‌اند. مطالعه حاضر، بر اساس نتایج تلفیقی بدست آمده از مطالعات مغزه، مقاطع نازک میکروسکوپی، تصاویر میکروسکوپ الکترونی (SEM)، لاگ‌های پتروفیزیکی و داده‌های تخلخل و تراوایی بدست آمده از ۳ چاه موجود در میدان نفتی آزادگان جنوبی، به بررسی این افق‌های مخزنی پرداخته است. نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که انواع مختلفی از حفرات در مقیاس میکروسکوپی در رخساره‌های گل غالب مخازن بنگستان دیده می‌شود که نوع و فراوانی آن‌ها به میزان زیادی وابسته به بافت میکرایت و جایگاه چینه‌شناسی آن‌ها است. بر همین اساس، تعداد ۶ رده بافت میکرایت بر اساس مطالعات تصاویر میکروسکوپ الکترونی تشخیص داده شد و کیفیت مخزنی آن‌ها مورد بررسی قرار گرفت. رخساره‌های گل غالب با تخلخل میکروسکوپی بالا (۱۰ تا ۲۵ درصد) واحدهای مخزنی مهمی را در بخش پایینی سازند ایلام (سیستم تراکت پیشرونده) و بخش‌های میانی سازند سروک شکل داده‌اند. در سازند ایلام، رخساره‌های متعلق به دریای باز (رمپ بیرونی و حوضه) با فراوانی الیگوستژین‌ها و فرامینیفرهای پلانکتون و غلبه حفرات میکروسکوپی از نوع قالبی و درون اسکلتی، واحد مخزنی اصلی این سازند در میدان مورد مطالعه به شمار می‌روند که حفرات آن‌ها در یک سیستم دیاژنزی بسته با نرخ جریان سیال پایین تکامل یافته است. بر خلاف این، در سازند سروک، نفوذ سیالات جوی و گردش سیالات تحت اشباع از کربنات کلسیم در یک سیستم دیاژنزی نیمه باز سبب انحلال میکروسکوپی ذرات میکرایت و گردشدگی آن‌ها شده و رخساره‌های متخلخل با انواع حفرات انحلالی و بین دانه‌ای را در رخساره‌های گل غالب لاگونی و دریای باز پدید آورده است. در این سازند سروک، چنین رخساره‌هایی را می‌توان بعنوان مخازن درجه دوم، پس از رخساره‌های انحلال یافته و رودیستی، به شمار آورد.

کلمات کلیدی: تخلخل میکروسکوپی، رخساره گل غالب، بافت میکرایت، واحد مخزنی، سازندهای سروک و ایلام



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



Reservoir importance of microporosity in the Bangestan reservoirs of Abadan Plain

Hamzeh Mehrabi*

Assistant Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran

mehrabi.hamze@ut.ac.ir

Borhan Bagherpour

Assistant professor, Department of Earth Science, Shiraz University

borhan.b@gmail.com

Abstract

Hydrocarbon reserves in the Sarvak and Ilam formations form the second important oil reservoir of Iran. The main productive units of these reservoirs are dissolved facies beneath the unconformable surfaces, which were the subject of several previous studies. However, there are some reserves within the mud-dominated facies of these formations that are not still well-defined. This study presents an integrated study of these microporous mud-dominated facies using the core, thin section, SEM, petrophysical logs and porosity – permeability data in 3 wells from the South Azadegan Field. Results show that there are a variety of micropores within these intervals that have close relationships with micrite textures and their stratigraphical positions. Six classes of micrite textures were identified based on the SEM analysis of mud-dominated facies. Consequently, important microporous reservoirs (with 10 to 25% porosity) were recognized in the lower half part of the Ilam Fm. and in the middle Sarvak Fm. They form the main reservoir unit of the Ilam Fm. in the open marine (outer ramp and basin) facies as oligostegina and planktic foraminifera mudstone to wackestone with moldic and intraskeletal pores. In the Sarvak Fm., microscopic dissolution of micrite particles provided rounded textures with vuggy and interparticle pores indicating a semi-open diagenetic system. They could be considered as the second important reservoir units of the Sarvak Fm. in the studied field.

Keywords: Microporosity; Mud-dominated facies; Micrite texture; Reservoir unit; Sarvak and Ilam formations



۱. مقدمه

سنگ های کربناته حاوی انواع مختلفی از حفرات هستند که در اثر فرآیندهای همزمان با رسوبگذاری یا پس از آن توسط فرآیندهای دیاژنزی شکل گرفته و تکامل یافته اند (Ahr, 2008). این حفرات را می توان بر اساس اندازه شان به حفرات ماکروسکوپی و میکروسکوپی تقسیم بندی کرد (Pittman, 1971). تا کنون روش های مختلفی از دسته بندی حفرات بر اساس اندازه توسط محققین ارائه شده است (Moshier, 1989). در اغلب این روش ها، مرز ۱۰ میکرون را بعنوان جداکننده حفرات ماکروسکوپی و میکروسکوپی معرفی نموده اند (Coalson et al., 1985; Asquith, 1986).

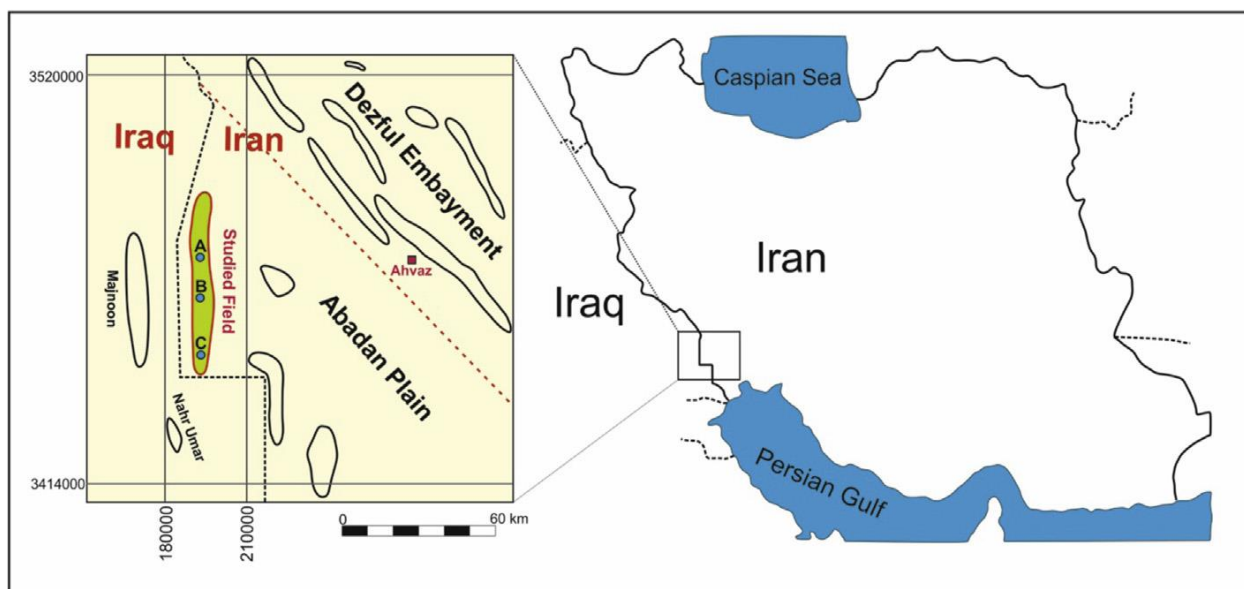
مخازن کربناته حاوی تخلخل های میکروسکوپی، ذخایر هیدروکربوری مهمی را در سرتاسر جهان تشکیل داده اند (Wilson, 2015; Volery et al., 2009; Carpentier et al., 2015; Lai et al., 2020). در خاورمیانه، معروف ترین مخازن ریزتخلخل دار از توالی های گل غالب کرتاسه گزارش شده اند (Moshier, 1989a,b; Lambert et al., 2006; de Periere et al., 2011; Tavakoli and Jamalian, 2018). در ایران، مخازن کربناته گروه بنگستان، شامل سازندهای سروک و ایلام، به سن آلبین پسین – سانتونین، دومین مخازن نفتی مهم پس از سازند آسماری به شمار می روند (Motiei, 1993). اگرچه مهمترین افق های مخزنی این سازندها در رخساره های دانه غالب رودیستی و انحلال یافته تشکیل شده است (Rahimpour-Bonab et al., 2012a, 2013; Omidvar et al., 2014; Navidtalab et al., 2014, 2016). اما بخشی از ذخایر نفتی آن ها توسط رخساره های گل غالب با تخلخل های میکروسکوپی میزبانی می شود که تا کنون کمتر مورد توجه قرار گرفته اند.

در این مطالعه، از داده های مختلف پتروگرافی، پتروفیزیکی و مخزنی جهت تفکیک انواع حفرات موجود در مخازن گروه بنگستان در سه چاه از میدان نفتی آزادگان جنوبی استفاده شده است. تمرکز اصلی این مطالعه بر رخساره های گل غالب این توالی ها، بافت های میکرایت و انواه تخلخل های میکروسکوپی موجود در آن ها بوده است تا از این طریق بتوان ارتباطات موجود بین بافت میکرایت، نوع حفرات و کیفیت مخزنی را مشخص نمود. در نهایت، تلاش شده است تا ارتباط بین افق های مخزنی ناشی از ریزتخلخل در این سازندها با تاریخچه رسوبی – دیاژنزی آن ها در چارچوب سکانس های رسوبی مورد مطالعه قرار گیرد.

۲. تاریخچه زمین شناسی و چینه شناسی

کرتاسه بالایی در حاشیه شمال شرقی پلیت عربی مصادف است با تحولات شگرف تکتونیکی که موجب اثرات چشمگیر بر توالی های رسوبی این زمان در نواحی مختلف خاورمیانه، از جمله ناحیه زاگرس و دشت آبادان گردیده است (Heydari, 2008; Abdollahie-Fard et al., 2006). رمپ های کربناته گسترش یافته بر روی این پلیت، توالی های مهم مخزنی را در نواحی مذکور شکل داده اند که از آن جمله می توان سازندهای سروک و ایلام و معادل های آن ها (نظیر سازند میشریف) را نام برد (Vincent et al., 2015; Mehrabi et al., 2015a). تاثیر تحولات تکتونیکی و تغییرات سطح آب دریا سبب رخدادهای خروج از آب متعددی در این توالی ها شده و تشکیل ناپیوستگی های فرسایشی را در پی داشته است که یکی از مهمترین آن ها در مرز بین سازندهای سروک و ایلام قرار گرفته است (ناپیوستگی تورونین میانی، Rahimpour-Bonab et al., 2012a, b, 2013; Mehrabi and Rahimpour-Bonab, 2014; Mehrabi et al., 2015a, b; Navidtalab et al., 2019b).

سازندهای سروک و ایلام (معروف به مخازن بنگستان) با سنگ شناسی غالب آهکی، آهک آرژیلی و دولومیتی، جزو مهمترین سازندهای مخزنی در میدین واقع در دشت آبادان محسوب می شوند (شکل ۱). در میدان آزادگان جنوبی، به دلیل آیده بودن سازند آسماری، این سازندها مهمترین مخزن نفتی را تشکیل داده اند (Assadi et al., 2016). در این میدان، بخش های میانی و بالایی سازند سروک به همراه سازند ایلام بعنوان مخزن شناخته شده و مورد حفاری و مغزه گیری قرار گرفته اند.



شکل ۱- موقعیت میدان آزادگان جنوبی در دشت آبادان و چاه‌های مورد مطالعه در این میدان (اقتباس شده از Ezati et al., 2018).

۳. داده‌ها و روش‌های مطالعه

در مطالعه حاضر، داده‌های مغزه (۴۸۰ متر)، مقاطع نازک میکروسکوپی (۹۲۰ مقطع)، تصاویر میکروسکوپ الکترونی (۵۵ نمونه)، لاگ‌های پتروفیزیکی (شامل لاگ‌های نوترون، صوتی، گاما، چگالی و مقاومت) و داده‌های تخلخل - تراوایی (۸۶۰ نمونه) به منظور ارزیابی افق‌های مخزنی سازندهای سروک و ایلام و نیز بررسی اهمیت ریزتخلخل‌ها در آن‌ها مورد استفاده قرار گرفته است. این داده‌ها از سه چاه حفاری شده در بخش‌های مختلف میدان نفتی آزادگان جنوبی مورد استفاده قرار گرفته‌اند (شکل ۱). به منظور نامگذاری بافتی، طبقه‌بندی‌های دانهام (1962) و امری - کلوان (1971) و برای تفسیر رخساره‌ها از مدل استاندارد فلوگل (2010) استفاده گردیده است. به منظور تفکیک سکانس‌های رسوبی، روش سکانس‌های پیش‌رونده - پس‌رونده (T-R) ارائه شده توسط امری (2002) استفاده شده است.

۴. نتایج مطالعه

۴-۱. مشخصات رخساره‌ای

مطالعات دقیق رخساره‌ای بر روی مغزه‌ها و مقاطع نازک تهیه شده از سازندهای سروک و ایلام منجر به تشخیص ۱۰ رخساره میکروسکوپی گردید که خلاصه‌ای از مشخصات آن‌ها در جدول ۱ آمده است. همچنین، تصاویر میکروسکوپی از رخساره‌ها در شکل ۲ ارائه گردیده است. بر اساس مشخصات بافتی، رخساره‌های این سازندها را می‌توان در دو گروه عمده قرار داد:

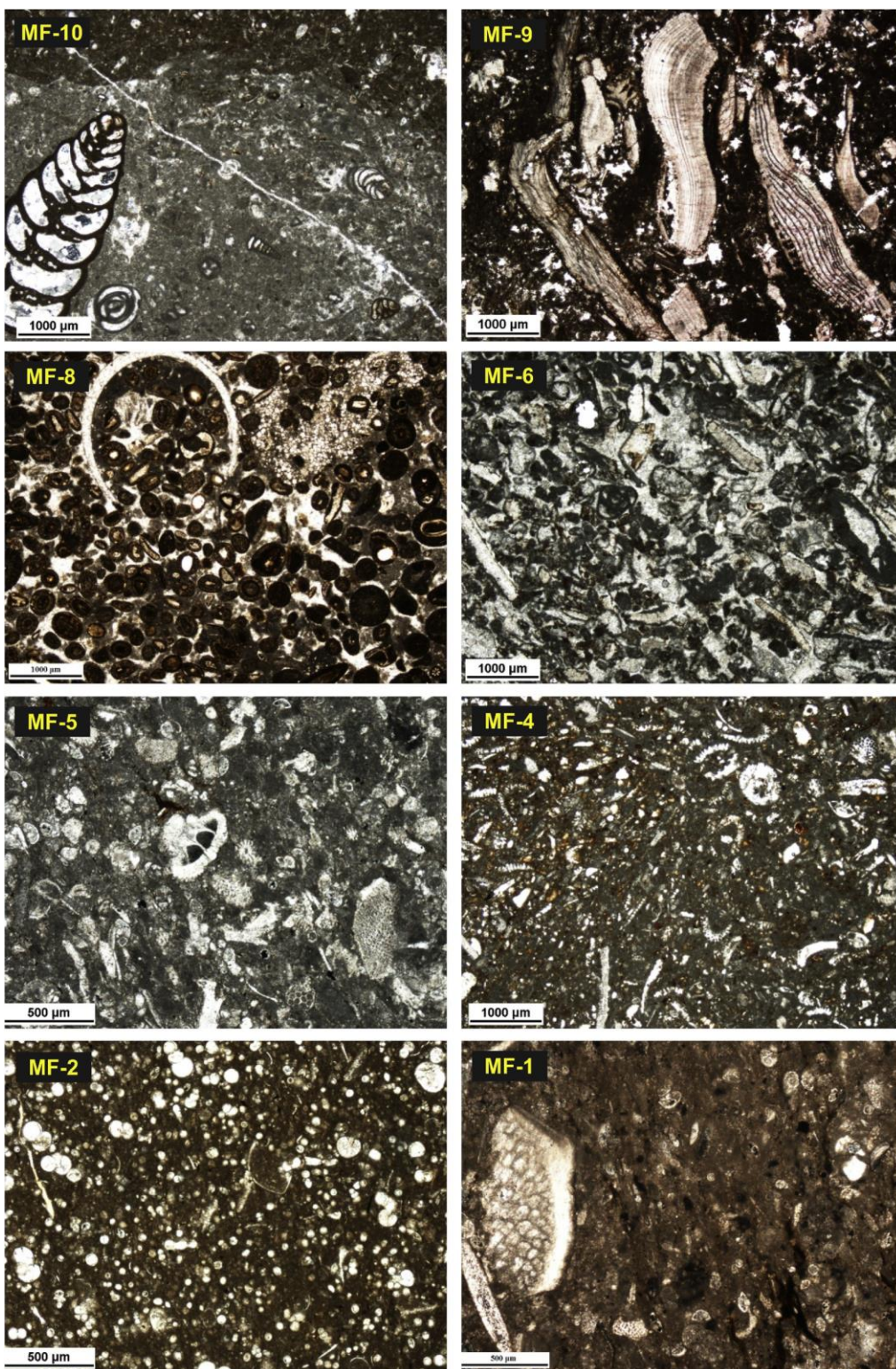
- ۱- رخساره‌های دانه غالب: این گروه شامل رخساره‌های پکستونی / گرینستونی متعلق به زیرمحیط‌های پارانرژی شول و نیز واریزه‌های ریف‌های کومه‌ای رودیستی-جلبکی می‌باشند. رخساره‌های شول عموماً از قطعات اسکلتی (دوکفه‌ای‌ها، خارپوستان و رودیست‌ها)، پلوئیدها و فرامینیفرای بنتیک تشکیل شده‌اند (شکل ۲).



۲- رخساره های گل غالب: این گروه شامل بافت های مادستون/ وکستون متعلق به رخساره های لاگونی و دریای باز (رمپ بیرونی و حوضه) می باشد که تحت شرایط کم انرژی نهشته شده اند. در سازند سروک، این رخساره ها اغلب حاوی خرده های ریز اسکلتی (دوکفه ای) و فرامینیفرای بنتیک و در سازند ایلام حاوی الیگوستژین ها و فرامینیفرای پلانکتون می باشند (شکل ۲).

جدول ۱- خلاصه ای از مشخصات رخساره های میکروسکوپی سازندهای سروک و ایلام در میدان نفتی آزادگان جنوبی.

کد رخساره	عنوان رخساره	سنگ شناسی	ساختمان ها و عوارض رسوبی	رخساره همراه	زیرمحیط رسوبی	سازند میزبان
MF-1	کلسی سیلتایت حاوی سوزن اسفنج	آهک دولومیتی	لامیناسیون، مرز رخساره ای تدریجی	MF-2, MF-3	حوضه	سروک
MF-2	مادستون/ وکستون پلاژیک	آهک دولومیتی	مرز رخساره ای تدریجی	MF-1, MF-3	رمپ بیرونی	سروک و ایلام
MF-3	وکستون حاوی خرده های ریز اسکلتی و پلوئید	آهک دولومیتی	زیست آشفنگی، لامیناسیون	MF-1, MF-2, MF-4	رمپ بیرونی	ایلام و سروک
MF-4	وکستون حاوی اینتراکست و خرده های اسکلتی	آهک دولومیتی	زیست آشفنگی، مرز رخساره ای مشخص	MF-3, MF-5	رمپ میانی	ایلام
MF-5	وکستون/ پکستون حاوی خرده های اسکلتی و فرامینیفرا	آهک	زیست آشفنگی، مرز رخساره ای تدریجی	MF-4, MF-6, MF-7, MF-9	رمپ میانی	سروک
MF-6	پکستون/ گرینستون اسکلتی	آهک	زیست آشفنگی، لامیناسیون مورب	MF-5, MF-7, MF-9	شول	سروک و ایلام
MF-7	پکستون/ گرینستون حاوی پلوئید و فرامینیفرای بنتیک	آهک	لامیناسیون مورب، مرز رخساره ای تدریجی	MF-9, MF-10	شول	سروک
MF-8	پکستون تا گرینستون حاوی اوئید و دانه های پوشش دار	آهک	لامیناسیون مورب، مرز رخساره ای مشخص	MF-6, MF-9, MF-10	شول	ایلام
MF-9	رودستون/ فلوتستون رودیستی	آهک	مرز رخساره ای مشخص	MF-6, MF-7, MF-10	واریزه ریفی (تالوس)	اغلب سروک
MF-10	مادستون/ وکستون حاوی پلوئید و فرامینیفرای بنتیک	آهک دولومیتی	زیست آشفنگی، مرز رخساره ای تدریجی	MF-9, MF-7	لاگون	ایلام و سروک



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی از رخساره های رسوبی سازندهای سروک و ایلام در میدان نفتی آزادگان جنوبی.



۲-۴. فرآیندهای دیاژنزی

بررسی های پتروگرافی حاکی از تاثیر فرآیندهای مختلف دیاژنزی بر سازندهای سروک و ایلام می باشند که عبارتند از: میکرایتی شدن، سیمانی شدن دریایی (هم ضخامت)، انحلال، تبلور مجدد، سیمانی شدن جوی، آغستگی به اکسیدهای آهن و تشکیل افق های خاک قدیمه، سیلیسی شدن، دولومیتی شدن دفنی (مرتبط با استیلولیت ها)، فشردگی مکانیکی و شیمیایی، سیمانی شدن دفنی و پیریتی شدن (شکل ۳). بررسی روابط بافتی بین این عوارض و خصوصیات پتروگرافی آن ها حاکی از وقوع دیاژنز دریایی، جوی، دفنی کم عمق و عمیق در سازند سروک و دیاژنز دریایی و دفنی در سازند ایلام می باشد.

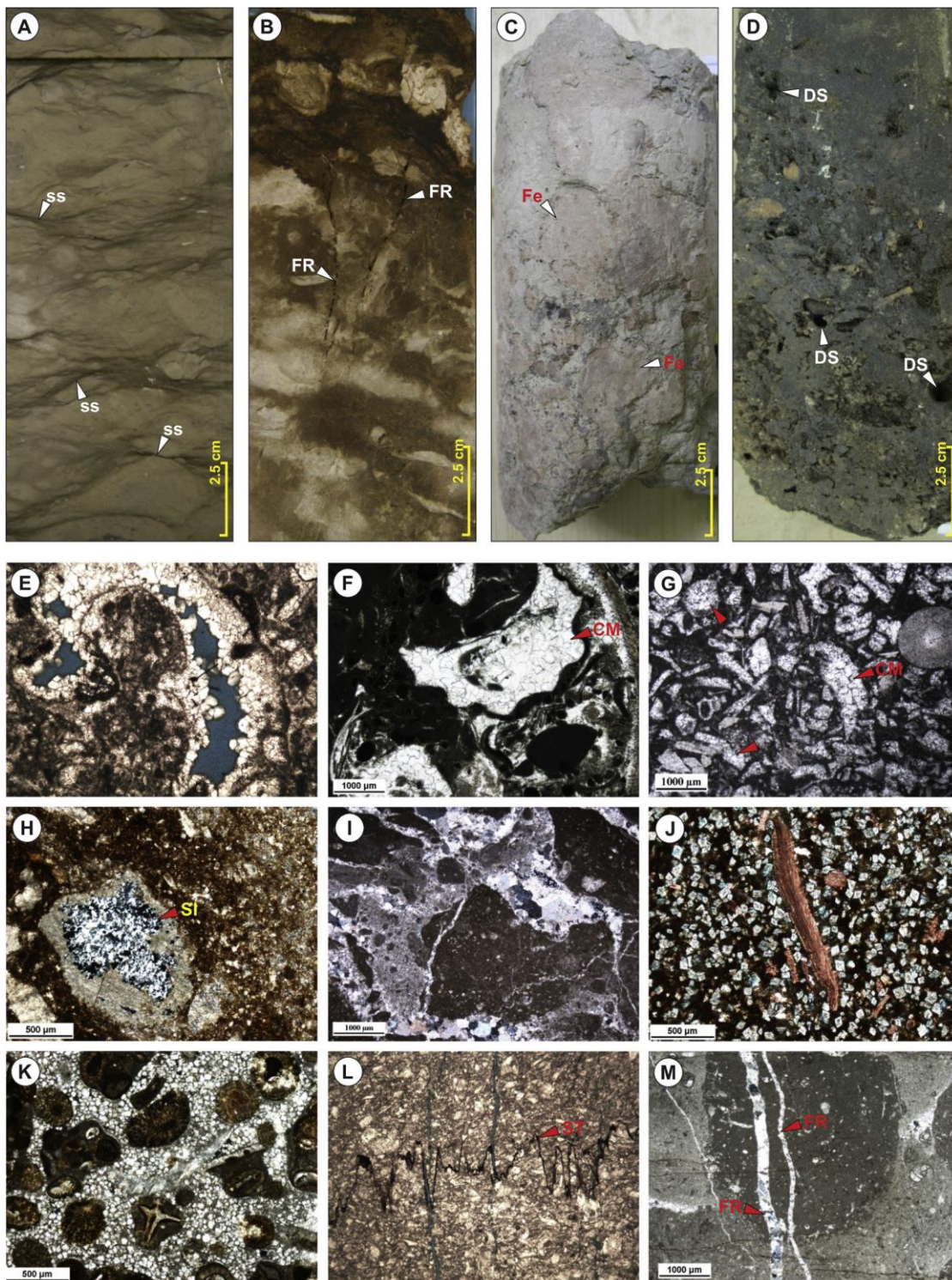
۳-۴. سکانس های رسوبی

تلفیق نتایج مطالعات رخساره ای، دیاژنزی و در نظر گرفتن لاگ های پتروفیزیکی (نظیر لاگ گاما) منجر به تفکیک دو سکانس رسوبی در سازند سروک و یک سکانس در سازند ایلام گردید (شکل ۴). سکانس اول سازند سروک (SV1) عمدتاً از رخساره های رمپ میانی تا بیرونی (در سیستم تراکت پیشرونده: TST) و تناوب رخساره های واریزه ریفی، لاگونی و رمپ میانی (در سیستم تراکت پسرونده: RST) تشکیل شده است. مرز بالایی این سکانس منطبق با یک ناپیوستگی فرسایشی با عوارض دیاژنز جوی (نظیر انحلال گسترده، سیمانی شدن جوی و گسترش افق خاک قدیمه) می باشد که احتمالاً معرف ناپیوستگی مرز سنومانین - تورونین است (شکل ۴). سکانس دوم سازند سروک (SV2) عمدتاً از رخساره های دریای باز (رمپ میانی و بیرونی) تشکیل یافته که طی پیشروی آب دریا پس از مرز سنومانین - تورونین نهشته شده اند و سیستم تراکت پیشرونده این سکانس را تشکیل داده اند. سیستم تراکت پسرونده این سکانس عمدتاً از تناوب رخساره های لاگونی، شول و رمپ میانی تشکیل شده و در نهایت به ناپیوستگی فرسایشی تورونین میانی که جداکننده سازندهای سروک و ایلام است، ختم می گردد (شکل ۴). سکانس رسوبی سازند ایلام (II) با گسترش واحدهای ضخیمی (۲۰ تا ۱۵۰ متر) از رخساره های پلاژیک حوضه ای و رمپ بیرونی (شامل مادستون و وکستون های حاوی الیگوستژین ها و فرامینیفرای پلانکتیک) آغاز می شود (TST) که در ادامه و با یک روند کم عمق شونده به سمت بالا، به رخساره های پراثرژی شول (گرینستون تا پکستون های اوئیدی، بایوکلستی) و لاگون ختم می شود (RST، شکل ۴). مرز بالایی این سکانس با یک تغییر مشخص سنگ شناسی از آهک های سازند ایلام به شیل و مارن های سازند گورپی مشخص می گردد.

۴-۴. انواع حفرات

در یک نگاه کلی و از نظر اندازه، حفرات موجود در مخازن بنگستان را می توان در دو گروه عمده قرار داد:

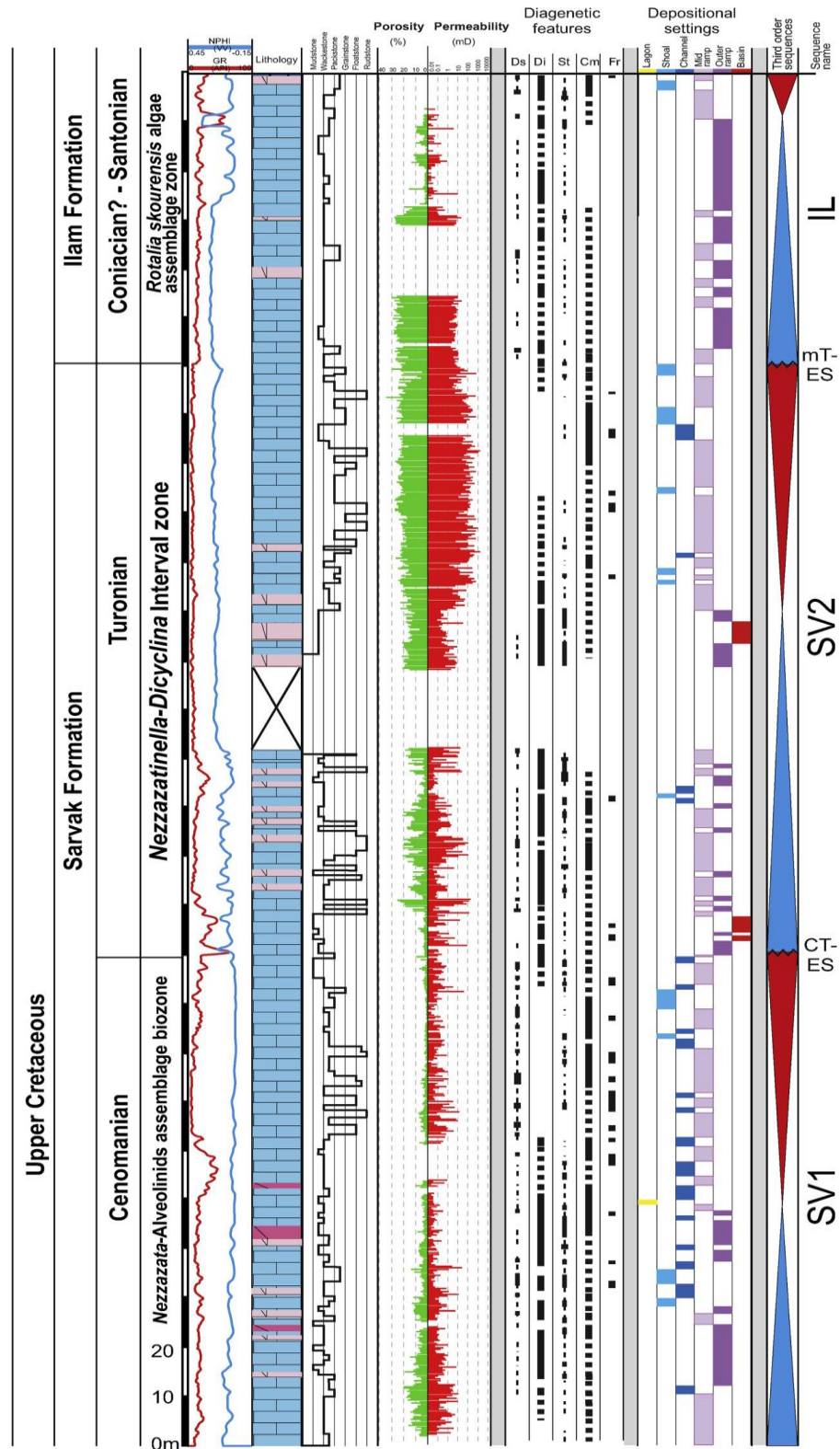
- ۱- حفرات بزرگ مقیاس (ماکروسکوپی): این گروه شامل تخلخل های بزرگتر از ۱۰ میکرون تا چند سانتیمتری است که در مغزه های حفاری، پلاگ ها و نیز مقاطع نازک به آسانی قابل تشخیص می باشند. بخشی از این حفرات از نوع اولیه بوده (تخلخل های بین دانه ای و درون اسکلتی) و بخش مهمی از آن ها شامل حفرات و قالب های انحلالی می باشند که طی دیاژنز پدید آمده اند (شکل ۵). حفرات اولیه اغلب در رخساره های شول و انواع ثانویه در رخساره های واریزه ای ریفی و لاگونی واقع در زیر سطوح ناپیوستگی قابل مشاهده هستند. حفرات انحلالی عموماً در سیستم تراکت های پیشرونده سکانس های سازند سروک مشاهده شده اند و تخلخل های اولیه در بخش بالایی (RST) سازند ایلام از فراوانی بیشتری برخوردارند، اما در افق های مختلفی از سازند سروک نیز دیده می شوند.



شکل ۳- تصاویر مغزه و مقاطه نازک از برخی از مهمترین فرآیندهای دیازنزی رخ داده در سازندهای سروک و ایلام در میدان نفتی آزادگان جنوبی. FR: شکستگی، SS: رگچه‌های انحلالی، DS: انحلال، ST: استیلولیت، CM: سیمانی شدن، SI: سیلیسی شدن.

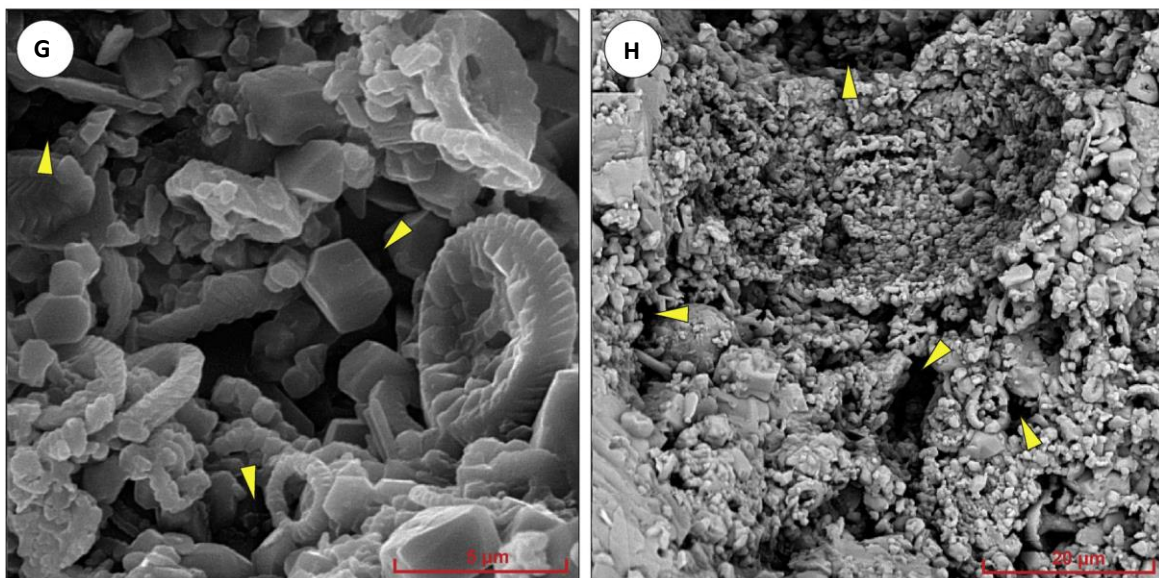
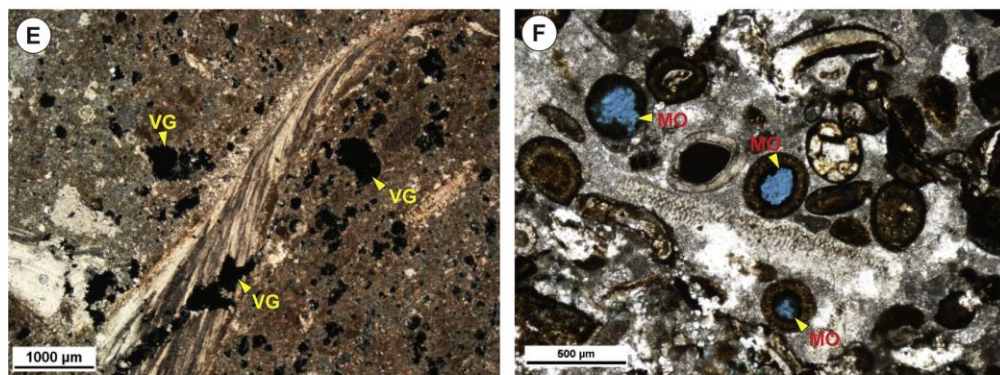
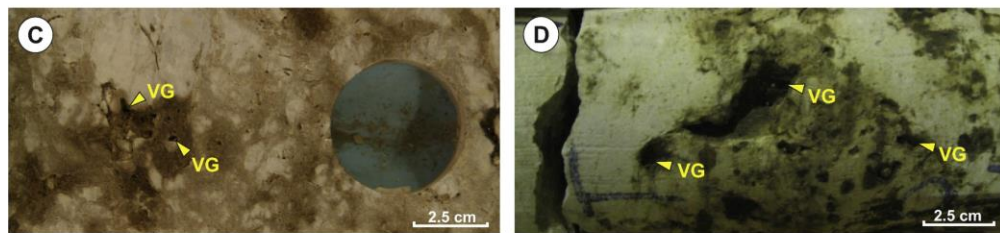


شکل ۴- ستون رسوبی سازندهای سروک و ایلام در یکی از چاه‌های مطالعه شده از میدان نفتی آزادگان جنوبی.





۲- حفرات کوچک مقیاس (میکروسکوپی): حفرات میکروسکوپی با اندازه کوچکتر از ۱۰ میکرون که اغلب در بزرگنمایی‌های خیلی بالا در زیر میکروسکوپ‌های معمولی و نیز در تصاویر SEM قابل مشاهده می‌باشند. آن‌ها شامل انواع مختلفی از تخلخل‌های بین دانه‌ای (در بین ذرات میکرایت)، بین بلوری (واقع در بین بلورهای دولومیت یا کلسیت)، درون اسکلتی (واقع در درون حفرات فرامینیفرای پلانکتون، قالبی (ناشی از انحلال بخش مرکزی الیگوستژین‌ها) و انحلالی (ناشی از انحلال میکرایت) می‌باشند (شکل ۵).



شکل ۵- تصاویر مغزه، مقاطع نازک و میکروسکوپ الکترونی از انواع تخلخل‌های بزرگ و کوچک مقیاس در سازندهای سروک و ایلام در میدان آزادگان جنوبی. VG: تخلخل حفره‌ای، MO: تخلخل قالبی. فلش‌های زرد روی تصاویر SEM نشانگر تخلخل‌های بین ذره‌ای هستند.



۴-۵. تقسیم بندی بافت میکرایت

مطالعه بافت های مختلف میکرایت در رخساره های گل غالب سازندهای سروک و ایلام بر اساس تقسیم بندی ارائه شده توسط پیرا و همکاران (2011) صورت پذیرفت. این تقسیم بندی بر مبنای مطالعات پتروگرافی بافت های میکرایت در تصاویر SEM بوده و برای استفاده از آن نیازمند تصاویر متعدد از مخزن مورد مطالعه می باشیم. بر همین اساس، تعداد ۶ رده بافت میکرایت در سازندهای مورد مطالعه شناسایی گردید که به اختصار MTC (micrite textural class) نامیده شدند. تصاویر SEM از کلاس های بافتی شناسایی شده در شکل ۶ نشان داده شده اند. توزیع چینه شناسی این رده های بافتی در کنار سایر عوارض رسوبی در شکل های ۷ و ۸ برای سازندهای سروک و ایلام نمایش داده شده اند. این رده های بافتی عبارتند از:

MTC-1: بافت گردشده (Rounded) حاوی ذرات بی شکل تا نیمه شکل دار میکرایت با لبه های صاف و سطوح غیر مسطح.

MTC-2: بافت نیمه گردشده (Sub-rounded) حاوی ذرت نیمه شکل دار تا کاملاً بی شکل میکرایت با حاشیه های صاف تا

کمی محدب

MTC-3: بافت مثلثی تا لوزی شکل (Scaleno-Rhombohedral) با بلورهای کشیده نوک تیز، سطوح مسطح و لبه های تیز.

MTC-4: بافت چند وجهی تا لوزی شکل ریز (Micro-rhombic/Polyhedral) حاوی ذرات میکرایت با لبه های مشخص، سطوح

صاف و مرزهای تماس نقطه ای تا درهم فرورفته (جوش خورده).

MTC-5: بافت فشرده شده و بی شکل (Anhedral compact) با ذرات میکرایتی چندوجهی تا بی شکل و کاملاً در هم فرورفته

با مرزهای مشخص بین بلوری.

MTC-6: بافت ذوب شده (Fused) با ذرات میکرایت بی شکل، کاملاً در هم فرورفته و مرز های غیر قابل تشخیص.

در این تقسیم بندی، رده های ۱ و ۲ را بافت های متخلخل، رده های ۳ و ۴ را حدواسط و رده های ۵ و ۶ را بافت های متراکم

(فاقد تخلخل) در نظر می گیرند.

۵. بحث و تفسیر نتایج

با در نظر گرفتن بافت های میکرایتی شناسایی شده و نیز ویژگی های رخساره ای و دیاژنزی توالی های گل غالب سازندهای

سروک و ایلام می توان ارتباطات بین آن ها را با یکدیگر و در چارچوب سکانس های رسوبی بخوبی مشخص نمود.

۵-۱. سازند سروک

در سازند سروک، واحدهای مخزنی حاوی تخلخل های میکروسکوپی عمدتاً در اطراف سطح بیشینه سیلابی (MFS) در سکانس

اول (SV1) و در سرتاسر سکانس دوم (SV2) حضور دارند (شکل ۷). در سکانس اول، رخساره های گل غالب رمپ درونی و میانی با

تخلخل های میکروسکوپی از نوع قالبی، حفره ای و بین ذره ای غلبه دارند. در این رخساره ها، بافت میکرایت عموماً از انواع MTC-

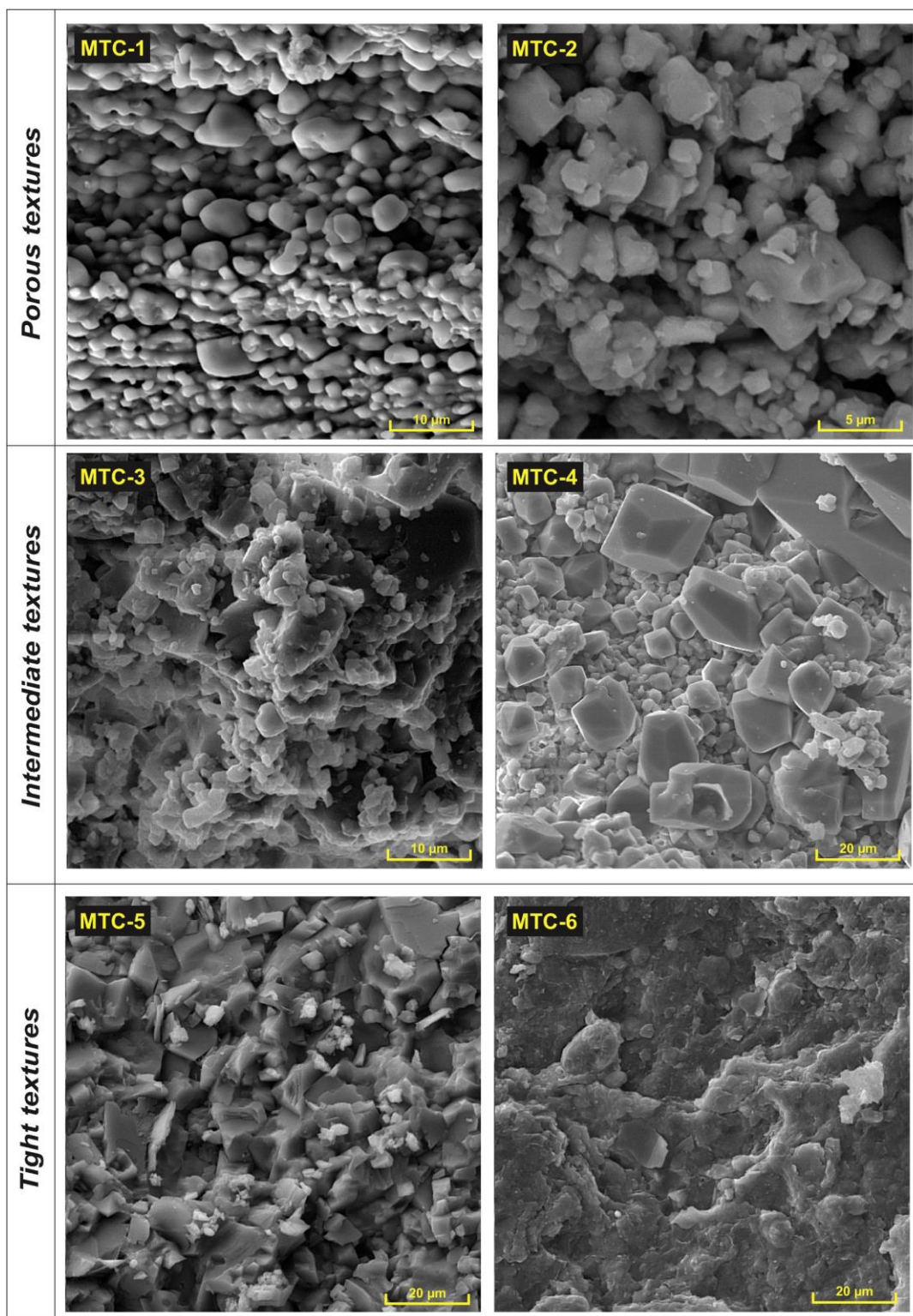
1 تا MTC-3 می باشد.

در سکانس دوم سازند سروک، رخساره های گل غالب رمپ میانی بصورت میان لایه ای با رخساره های لاگونی دیده می شوند.

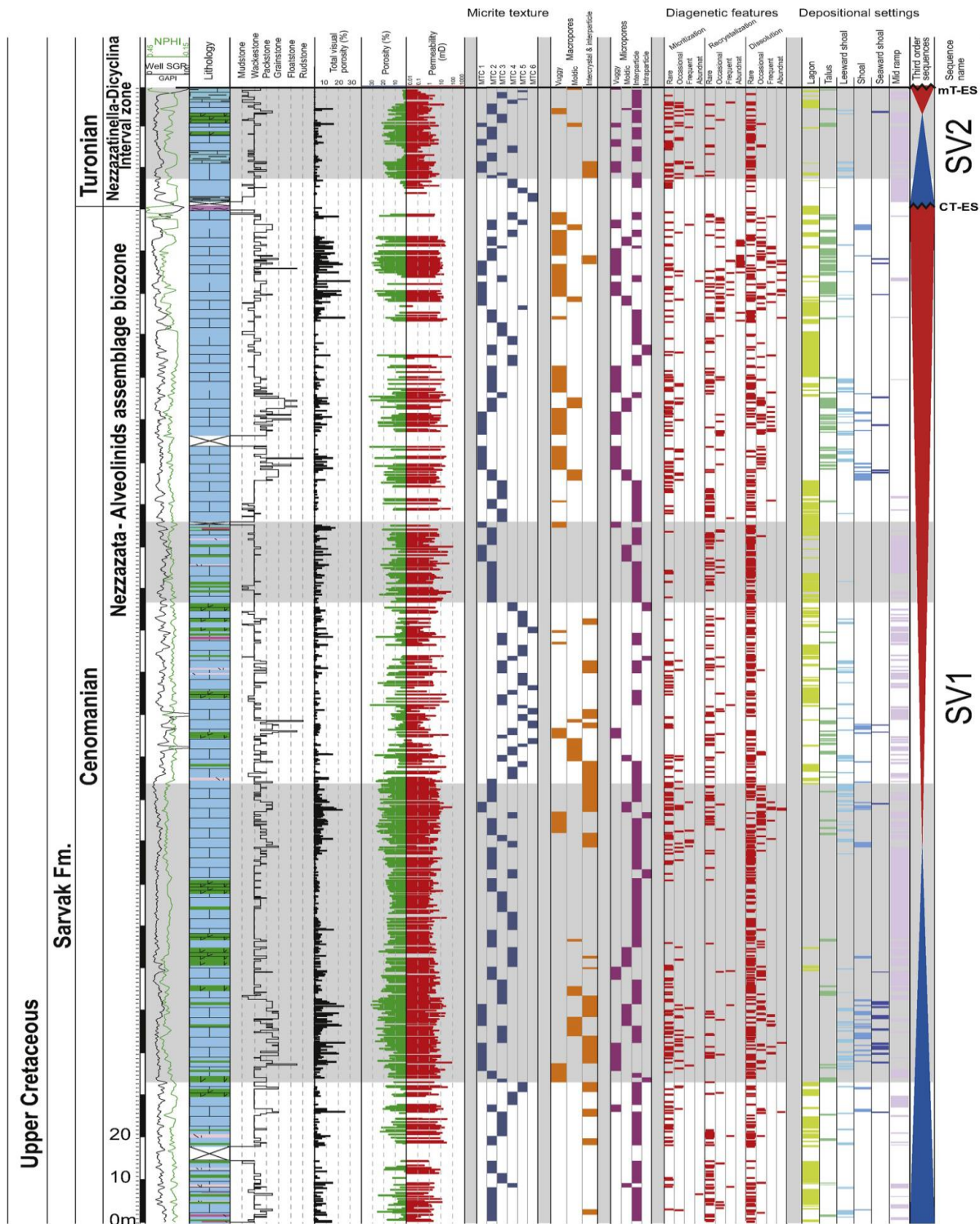
در این توالی ها، حفرات میکروسکوپی بین دانه ای و حفره ای غلبه دارند. بخش های بالایی و پایینی این سکانس با غلبه بافت های

میکرایتی متراکم (MTCs 5, 6) مشخص می باشند. در سیستم تراکت پیشرونده این سکانس، بافت های میکرایتی متخلخل نظیر

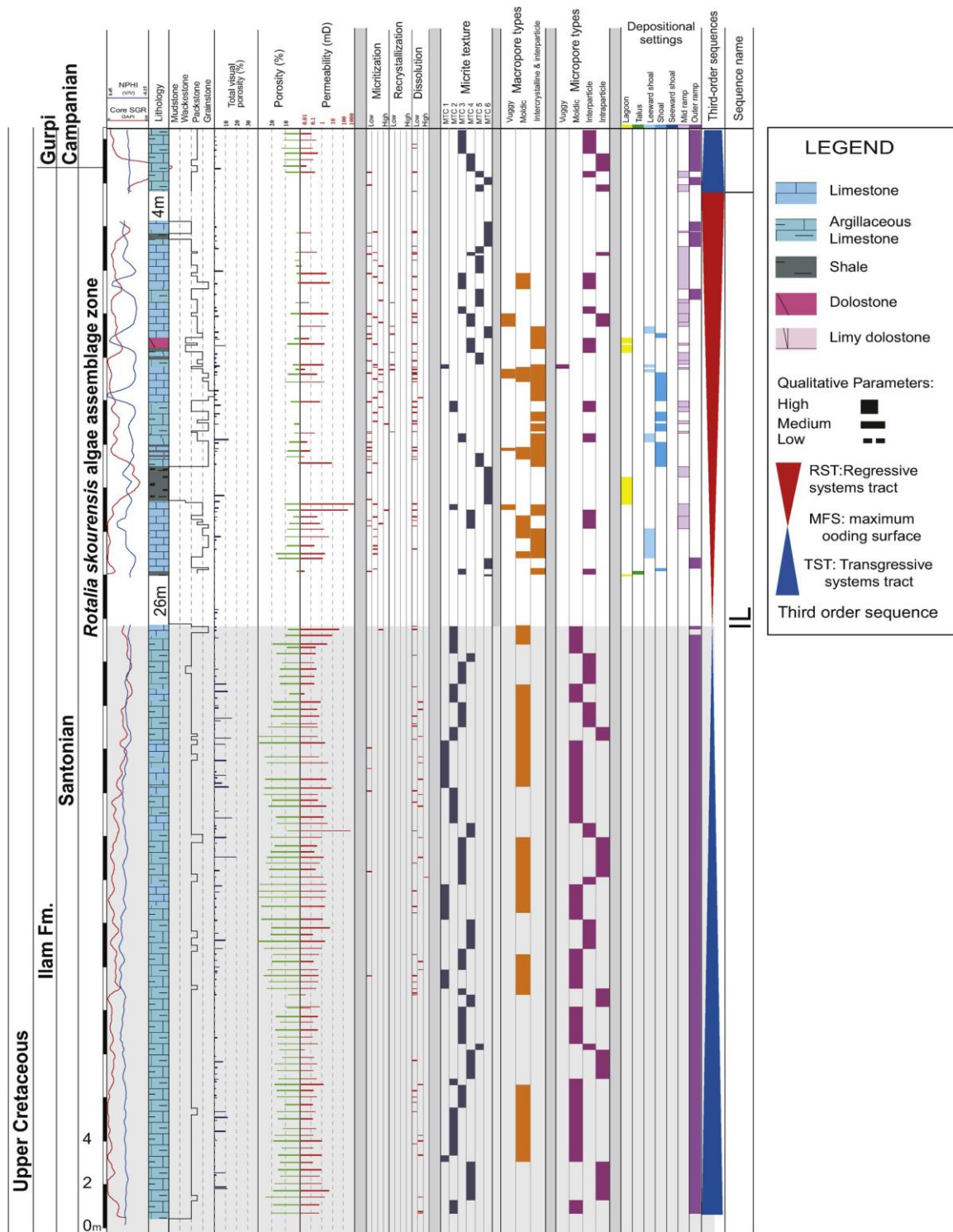
MTC-1 تا MTC-3 دیده می شوند.



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپ الکترونی از شش رده بافتی میکرایت (MTC) در سازندهای سروک و ایلام در میدان آزادگان جنوبی.



شکل ۷- توزیع چینه‌شناسی انواع حفرات و بافت‌های میکرایت برای سازند سروک در میدان آزادگان جنوبی. افق‌های مخزنی دارای تخلخل‌های میکروسکوپی با رنگ خاکستری مشخص شده‌اند.



شکل ۸- توزیع چینه‌شناسی انواع حفرات و بافت‌های میکرایت برای سازند ایلام در میدان آزادگان جنوبی. افق‌های مخزنی دارای تخلخل‌های میکروسکوپی با رنگ خاکستری مشخص شده‌اند.



۵-۲. سازند ایلام

در سازند ایلام، دو بخش کاملاً متفاوت از دیدگاه نوع رخساره‌ها، فرآیندهای دیاژنزی و به تبع آن، نوع حفرات وجود دارد. بخش پایینی این سازند که منطبق بر سیستم تراکت پیشرونده سکانس رده سوم آن است، کاملاً از رخساره‌های عمیق دریای باز شامل الیگوستژین‌ها و فرامینیفرای پلانکتون با بافت مادستون تا پکستون تشکیل یافته که فاقد حفرات بزرگ مقیاس می‌باشند (شکل ۸). با این حال، مقادیر بالای تخلخل (تا ۲۵ درصد) در این رخساره‌ها حاکی از وجود مقادیر قابل توجهی از تخلخل‌های میکروسکوپی است که یک واحد مخزنی مهم را در این سازند شکل داده‌اند. نوع حفرات میکروسکوپی غالب در این بخش، تخلخل‌های قالبی ناشی از انحلال بخش مرکزی الیگوستژین‌ها، تخلخل‌های حفره‌ای ناشی از انحلال میکرایت و نیز تخلخل‌های درون اسکلتی واقع در درون حجرات فرامینیفرهای پلانکتون می‌باشد. انواع فرعی تر تخلخل نظیر تخلخل‌های بین بلورین در افق‌های دولومیتی شده و نیز شکستگی‌های میکروسکوپی نیز در این واحد مخزنی مشاهده شده‌اند. بافت‌های غالب میکرایتی در این بخش شامل بافت‌های متخلخل (MTCs 1, 2, 3) و حدواسط (MTC-4) می‌باشند.

نمودارهای تخلخل در برابر تراوایی برای رخساره‌ها و بافت‌های میکرایتی در سازندهای سروک و ایلام در شکل ۹ نمایش داده شده‌اند. همانگونه که مشخص است، یک ارتباط مثبت بین رده‌های بافتی میکرایت و مقادیر تخلخل و تراوایی در رخساره‌های گل غالب سازندهای سروک و ایلام وجود دارد. بدین صورت که بالاترین مقادیر تخلخل (و تا حدی تراوایی) از رده‌های بافتی ۱ تا ۳ و پایین‌ترین مقادیر از رده‌های ۵ و ۶ بدست آمده است (شکل ۹). بنابراین، می‌توان چنین نتیجه گرفت که کیفیت مخزنی در واحدهای گل غالب حاوی ریزتخلخل، در درجه اول وابسته به بافت میکرایت است که خود تابعی از تاریخچه دیاژنزی این رخساره‌هاست.

وقوع دیاژنز جوی وسیع در رخساره‌های واقع در زیر سطوح ناپیوستگی سبب انحلال ذرات میکرایت و ایجاد بافت‌های گردشده و انحلال یافته با نوع تخلخل‌های حفره‌ای و بین دانه‌ای بزرگ شده گردیده است. چنین وقایعی منجر به ایجاد رده‌های بافتی ۱ تا ۳ در میکرایت شده و افزایش کیفیت مخزنی را در یک سیستم دیاژنزی نیمه باز به دنبال داشته است. بر خلاف این، در فواصل چینه‌شناسی دور از ناپیوستگی‌ها، عدم وقوع دیاژنز جوی سبب حفظ شدگی بافت اولیه میکرایت و یا فشردگی و تبلور مجدد آن گشته و بافت‌های متراکم و یا بلورین در هم فرورفته را شکل داده است که از کیفیت مخزنی پایینی برخورداراند.

در بخش پایینی سازند ایلام، وجود رخساره‌های گل غالب با تخلخل بالا که هیچ ارتباطی با سطوح ناپیوستگی ندارند حاکی از غلبه تخلخل‌های میکروسکوپی اولیه و حفظ شدگی آن‌ها در یک سیستم دیاژنزی بسته با گردش سیال محدود می‌باشد که مانع از فشردگی زیاد و سیمانی شدن آن‌ها شده است. وقوع انحلال در بخش مرکزی الیگوستژین‌ها را نیز می‌توان به انحلال مزوزنتیک (دفی) توسط سیالات زیرسطحی نسبت داد. البته این مسئله نیازمند مطالعات دقیق تر پتروگرافی و ژئوشیمیایی است.

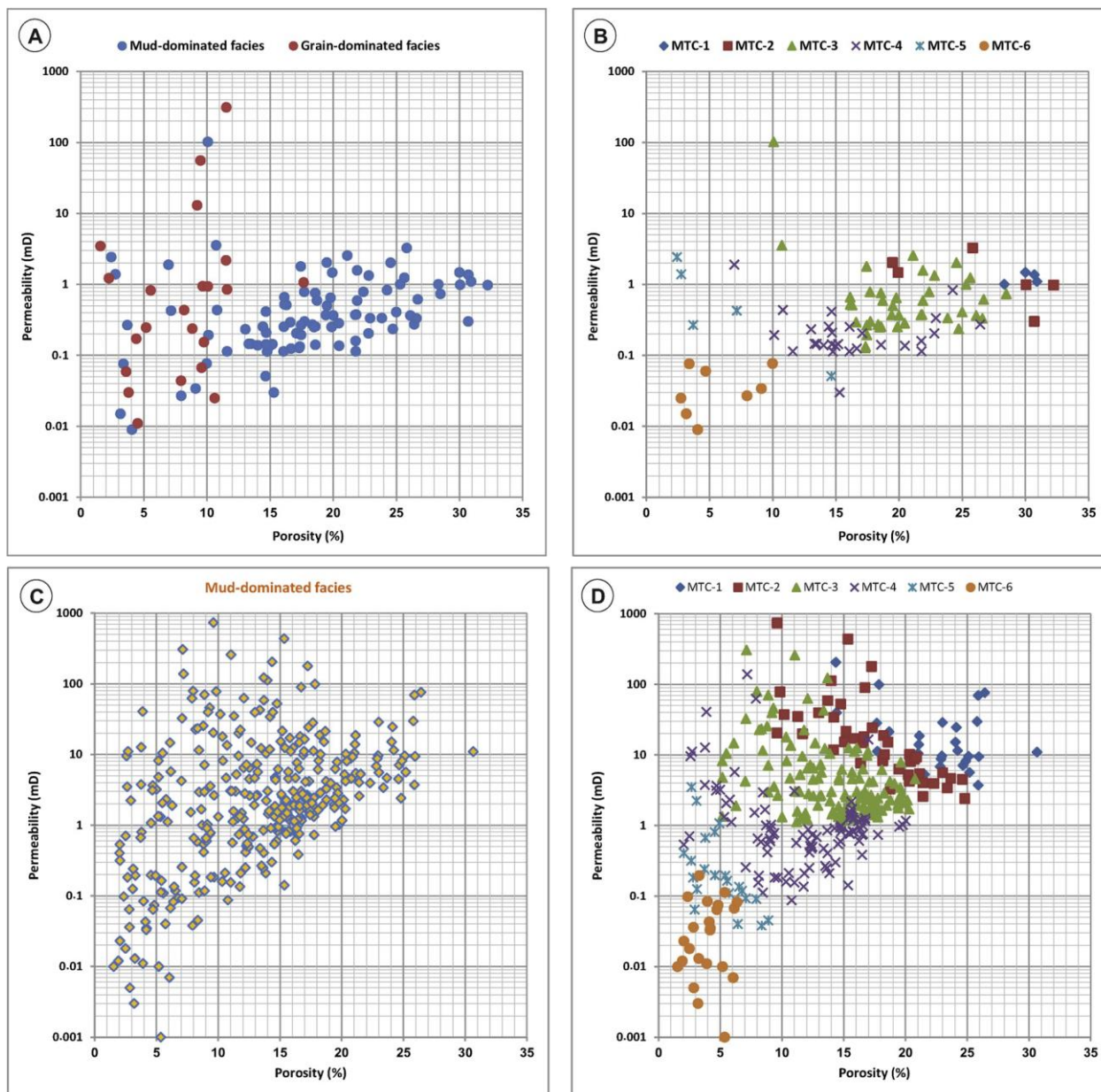
۶. نتیجه‌گیری

تلفیق نتایج حاصل از مطالعات پتروگرافی بر روی مغزه‌های حفاری، مقاطع نازک میکروسکوپی و تصاویر میکروسکوپ الکترونی (SEM) با لاگ‌های پتروفیزیکی و داده‌های تخلخل و تراوایی به منظور ارزیابی افق‌های مخزنی سازندهای سروک و ایلام در سه چاه از میدان نفتی آزادگان جنوبی منجر به نتایج زیر گردید:

۱- مطالعات رخساره‌ای منجر به تشخیص ۱۰ رخساره میکروسکوپی گردید که تفسیر آن‌ها حاکی از نهشته شدن سازندهای سروک و ایلام بر روی پلاتفرم‌های کربناته از نوع رمپ می‌باشد. این رخساره‌ها، بر اساس ویژگی‌های بافتی قابل تقسیم به دو



گروه رخساره های گل غالب (لاگونی و دریای باز) و دانه غالب (شول و تالوس) می باشند که هر کدام سیستم حفرات اولیه خاص خود را دارند.



شکل ۹- نمودارهای تخلخل در برابر تراوایی برای رخساره های گل غالب و رده های بافتی میکرایت در سازندهای ایلام (A, B) و سروک (C, D) در میدان نفتی آزادگان جنوبی.



۲- بررسی فرآیندهای دیاژنزی حاکی از تاثیر چشمگیر رخدادهای جوی بر روی سازند سروک و عدم تاثیر آن‌ها در سازند ایلام می‌باشد. وجود ناپیوستگی‌های فرسایشی در مرز سنومانین - تورونین و تورونین میانی حاکی از فازهای مکرر خروج از آب و تاثیر سیالات جوی بر توالی‌های رسوبی سازند سروک می‌باشند. حفرات گسترده انحلالی، سیمانی شدن جوی، آغشتگی به اکسیدهای آهن و گسترش افق‌های خاک قدیمه از جمله مهمترین شواهد این فازهای خروج از آب می‌باشند که اثرات چشمگیری بر سیستم حفرات سنگ‌های مخزنی در مقیاس بزرگ و کوچک داشته‌اند.

۳- بررسی تصاویر SEM منجر به تفکیک ۶ رده بافتی در توالی‌های گل غالب سازندهای سروک و ایلام شد و ارتباطات آن‌ها با ویژگی‌های رخساره‌ای، مشخصات مخزنی (داده‌های تخلخل - تراوایی) و جایگاه‌های سکansı مورد مطالعه قرار گرفت. بر همین اساس، واحدهای مخزنی گل غالب با تخلخل میکروسکوپی در دو بخش از سازند سروک و نیمه پایینی سازند ایلام شناسایی گردید. ۴- در سازند سروک، وقوع دیاژنزی جوی در سیستم باز با نرخ بالای گردش سیالات منجر به گسترش تخلخل‌های میکروسکوپی از نوع انحلالی و قالبی در افق‌های واقع در زیر مرزهای سکansı (ناپیوستگی‌ها) شده و بافت‌های متخلخل از نوع گردشده و نیمه گردشده را بوجود آورده است. در افق‌های چینه‌ای دور از ناپیوستگی‌ها، فرآیندهای دیاژنزی نظیر فشردگی، سیمانی شدن و تبلور مجدد سبب ایجاد بافت‌های میکرایتی متراکم و غیر متخلخل در رخساره‌های گل غالب شده است.

۵- در سازند ایلام، حفظ شدگی تخلخل‌های میکروسکوپی اولیه (بین دانه‌ای و درون اسکلتی) همراه با انحلال دفنی سبب گسترش رخساره‌های گل غالب با مقادیر بالایی از تخلخل (تا ۲۵ درصد) در سیستم تراکت پیشرونده سکانس رسوبی این سازند گردیده است. وجود یک سیستم دیاژنزی بسته با نرخ پایین گردش سیالات به حفظ بافت اولیه میکرایت در این رخساره‌ها کمک کرده و بهترین افق مخزنی سازند ایلام را در رخساره‌های گل غالب بوجود آورده است.

تشکر و قدردانی

از دانشگاه تهران جهت فراهم آوردن تسهیلات و حمایت از انجام این پژوهش قدردانی می‌شود. از پژوهشگاه صنعت نفت جهت در اختیار قرار دادن داده‌های مورد نیاز این مطالعه سپاسگزاریم. نویسنده دوم مقاله از حمایت‌های دانشگاه شیراز قدردانی می‌نماید.

منابع

- [1] Abdollahie-Fard, I., Braathen, A., Mokhtari, M., Alavi, S.A., 2006. Interaction of the fold -thrust belt and the Arabian-type, deepseated folds in the Abadan Plain and the Dezful Embayment, SW Iran. *Petrol. Geosci.* 12, 347-362.
- [2] Ahr, W.M., 2008. *Geology of Carbonate Reservoirs*. John Wiley and Sons, Inc., p. 296
- [3] Asquith, G.B., 1986. Microporosity in the O'Hara oolite zone of the Mississippian Ste. Genevieve limestone, Hopkins county, Kentucky, and its implications for formation evaluation. *Carbonates Evaporites* 1 (1), 7-12.
- [4] Assadi, A., Honarmand, J., Moallemi, S.A., Abdollahie-Fard, I., 2016. Depositional environments and sequence stratigraphy of the Sarvak Formation in an oil field in the Abadan Plain, SW Iran. *Facies* 62 (26). <https://doi.org/10.1007/s10347-016-0477-5>.
- [5] Carpentier, C., Ferry, S., Lecuyer, C., Strasser, A., Geraud, Y., et al., 2015. Origin of micropores in late Jurassic (Oxfordian) micrites of the eastern paris basin, France. *J. Sed. Res. Soc. Sed. Geo.* 85 (6), 660-682.
- [6] Coalson, E.B., Hartman, D.J., Thomas, J.B., 1985. Productive characteristics of common reservoir porosity types. *S. Texas Geol. Soc. Bull.* 25, 35-51.
- [7] de Periere, M.D., Durllet, C., Vennin, E., Lambert, L., Bourillot, R., Caline, B., Poli, E., 2011. Morphometry of micrite particles in cretaceous microporous limestones of the Middle East: influence on reservoir properties. *Mar. Petrol. Geol.* 28 (9), 1727-1750.
- [8] Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*, vol. 1. American Association of Petroleum Geologists Memoir, pp. 108-121.
- [9] Embry, A.F., Klován, J.E., 1971. A late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Can. Pet. Geol. Bull.* 19, 730-781.



- [10] Embry, A.F., 2002. Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy. SEPM Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.5724/gcs.02.22>.
- [11] Ezati, M., Azizzadeh, M., Riahi, M.A., Fattahpour, V., Honarmand, J., 2018. Characterization of micro-fractures in carbonate Sarvak reservoir, using petrophysical and geological data, SW Iran. *J. Petrol. Sci. Eng.* 170, 675–695.
- [12] Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*, second ed. Springer, Berlin, p. 984.
- [13] Heydari, E., 2008. Tectonic versus eustatic control on Supersequences of the Zagros Mountains of Iran. *Tectonophysics* 451, 56–70.
- [14] Lai, J., Wang, S., Zhang, C., Wang, G., Song, Q., Chen, X., Yang, K., Yuan, C., 2020. Spectrum of pore types and networks in the deep Cambrian to lower Ordovician dolostones in Tarim basin, China. *Mar. Petrol. Geol.* 112, 104081.
- [15] Lambert, L., Durllet, C., Loreau, J.P., Marnier, G., 2006. Burial dissolution of micrite in Middle East carbonate reservoirs (Jurassic–Cretaceous): keys for recognition and timing. *Mar. Petrol. Geol.* 23 (1), 79–92.
- [16] Mehrabi, H., Rahimpour-Bonab, H., 2014. Paleoclimate and tectonic controls on the depositional and diagenetic history of the Cenomanian-early Turonian carbonate reservoirs, Dezful Embayment, SW Iran. *Facies* 60, 147–167.
- [17] Mehrabi, H., Rahimpour-Bonab, H., Enayati-Bidgoli, A.H., Esrafil-Dizaji, B., 2015a. Impact of contrasting paleoclimate on carbonate reservoir architecture: cases from arid Permo-Triassic and humid Cretaceous platforms in the south and southwestern Iran. *J. Petrol. Sci. Eng.* 126, 262–283.
- [18] Mehrabi, H., Rahimpour-Bonab, H., Hajikazemi, E., Jamaljan, A., 2015b. Controls on depositional facies in upper cretaceous carbonate reservoirs in the Zagros area and the Persian Gulf. *Iran: Facies* 61, 23. <https://doi.org/10.1007/s10347-015-0450-8>.
- [19] Moshier, S.O., 1989a. Microporosity in micritic limestones: a review. *Sediment. Geol.* 63, 191–213.
- [20] Moshier, S.O., 1989b. Development of microporosity in a micritic limestone reservoir, Lower Cretaceous, Middle East. *Sediment. Geol.* 63, 217–240.
- [21] Motiei, H., 1993. *Geology of Iran, the Stratigraphy of Zagros*. Geological Survey of Iran, Tehran, p. 572 (in Persian).
- [22] Navidtalab, A., Rahimpour-Bonab, H., Nazari-Badii, A., Sarfi, M., 2014. Challenges in deep basin sequence stratigraphy: a case study from the Early–Middle Cretaceous of SW Zagros. *Facies* 60, 195–215.
- [23] Navidtalab, A., Rahimpour-Bonab, H., Huck, S., Heimhofer, U., 2016. Elemental geochemistry and strontium-isotope stratigraphy of Cenomanian to Santonian neritic carbonates in the Zagros Basin. *Iran: Sediment. Geol.* 346, 35–48.
- [24] Navidtalab, A., Sarfi, M., Enayati-Bidgoli, A.H., Yazdi-Moghadam, M., 2019b. Syn-depositional continental rifting of the Southeastern Neo-Tethys margin during the Albian–Cenomanian: evidence from stratigraphic correlation. *Int. Geol. Rev.* <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1667882>.
- [25] Omidvar, M., Mehrabi, H., Sajjadi, F., Bahramizadeh-Sajjadi, H., Rahimpour-Bonab, H., Ashrafzadeh, A., 2014. Revision of the foraminiferal biozonation scheme in Upper Cretaceous carbonates of the Dezful Embayment, Zagros, Iran: integrated palaeontological, sedimentological and geochemical investigation. *Rev. Micropaleontol.* 57, 97–116.
- [26] Pittman, E.D., 1971. Microporosity in carbonate rocks. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 55, 1873–1878.
- [27] Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Enayati-Bidgoli, A.H., Omidvar, M., 2012a. Coupled imprints of tropical climate and recurring emersions on reservoir evolution of a mid- Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, SW Iran. *Cretac. Res.* 37, 15–34.
- [28] Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Navidtalab, A., Izadi-Mazidi, E., 2012b. Flow unit distribution and reservoir modeling in cretaceous carbonates of the Sarvak formation, Abteymour oilfield, Dezful Embayment, SW Iran. *J. Petrol. Geol.* 35 (3), 213–236.
- [29] Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Navidtalab, A., Omidvar, M., Enayati-Bidgoli, A.H., Sonei, R., Sajjadi, F., Amiri-Bakhtyar, H., Arzani, N., Izadi-Mazidi, E., 2013. Palaeo-exposure surfaces in Cenomanian-Santonian carbonate reservoirs in the Dezful Embayment, SW Iran. *J. Petrol. Geol.* 36 (4), 335–362.
- [30] Tavakoli, V., Jamaljan, A., 2018. Microporosity evolution in Iranian reservoirs, Dalan and Dariyan formations, the central Persian Gulf. *J. Nat. Gas Sci. Eng.* <https://doi.org/10.1016/j.jngse.2018.01.028>.
- [31] Vincent, B., van Buchem, F.S.P., Bulot, L.G., Jalali, M., Swennen, R., Hosseini, A.S., Baghbani, D., 2015. Depositional sequences, diagenesis and structural control of the Albian to Turonian carbonate platform systems in coastal Fars (SW Iran). *Mar. Petrol. Geol.* 63, 46–67. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.02.018>.
- [32] Volery, C., Davaud, E., Foubert, A., Caline, B., 2009. Shallow-marine microporous carbonate reservoir rocks in the Middle East: relationship with seawater Mg/Ca ratio and eustatic sea level. *J. Petrol. Geol.* 32 (4), 313–326.
- [33] Wilson, J.L., 1975. *Carbonate Facies in Geologic History*. Springer-Verlag, p. 471.



روش‌های ارزیابی شیلهای نفتی با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی و پتروفیزیکی

لیلا صمدپور

دانشجوی دکترای زمین‌شناسی دانشگاه خوارزمی

leila93samadpour@gmail.com

سولماز صادقی*

دانشجوی دکترای زمین‌شناسی دانشگاه خوارزمی

std_s.sadeghi6897@khu.ac.ir

چکیده

نفت خام و تولید انرژی از دیرباز از مهم‌ترین دغدغه بشر بوده است. در صنعت نفت مخازن تولید هیدروکربور به دو دسته متعارف و نامتعارف تقسیم می‌شوند. امروزه با توجه به وجود ذخایر وسیع از مخازن نامتعارف در دنیا و کاهش تولید از منابع متعارف و افزایش تقاضا، مطالعه ذخایر نامتعارف همچون شیل‌های نفتی و گازی توجه زیادی از صنایع نفتی را به خود جلب کرده است. به منظور ارزیابی خصوصیات ژئوشیمیایی و پتروگرافی کروژن و میزان نفت دهی شیل‌های نفتی، آنالیزهای متداول چون پیرولیز راک-اول، پتروگرافی کروژن، آنالیز میکروسکوپی کروژن، انعکاس ویتربینیت، آنالیز عنصری کروژن، آنالیز برش فیشر استاندارد، آنالیز تعیین خواص فیزیکی از نفت شیل، آنالیز کانی‌شناسی و شیمیایی، آنالیز ایزوتوپی کربن صورت می‌گیرد. جهت ارزیابی و پتروگرافی و پتروفیزیک شیل‌های نفتی لازم است سیمان‌ها و کانی‌های درج‌ازا مطالعه شود. کانی‌های سیمانی عامل اصلی بستن گلوگاه‌ها در شکستگی‌های هیدرولیکی سنگ می‌باشند. بنابراین مقطع نازک میکروسکوپی دید کاملاً روشنی از ارتباط بین دانه‌های رسوبی، کانی‌های سیمانی و دیاژنز این کانی‌ها فراهم نموده و اطلاعات مفیدی از سنگ مخزن حاصل می‌کند. در مورد مزیت‌های استخراج نفت شیل‌ها می‌توان به گستردگی منابع و شناسایی راحت و عمق کم دفن شدگی (کمتر از دو کیلومتر) و امنیت عرضه انرژی اشاره کرد. معایب استفاده از ذخایر نامتعارف پالایش سخت‌تر و پرهزینه‌تر و بازدهی کمتر، ارزش حرارتی کم، پیامدهای زیستی مخرب، میزان آب مصرفی بالا و آلودگی آب‌های منطقه اشاره کرد. در این مطالعه سعی شده است که ابتدا بایبان تاریخچه‌ای مختصر از مخازن نامتعارف، برخی از مهم‌ترین روش‌های ژئوشیمیایی و پتروگرافی و پتروفیزیک مؤثر بر اختصاصات مخازن شیل نفتی مورد بررسی قرار گیرد.

کلمات کلیدی: نفت شیل - نامتعارف - ژئوشیمیایی - پتروگرافی - قالی کوه - لرستان



Methods for evaluation of oil shales using geochemical and petrophysical

Leila Samadpour

PhD student of Geology in Kharazmi University

leila93samadpour@gmail.com

Solmaz Sadeghi*

PhD student of Geology in Kharazmi University

std_s.sadeghi6897@khu.ac.ir

Abstract

Crude oil and energy production have long been a major human concern. In the oil industry, hydrocarbon production reservoirs are divided into two categories: conventional and unconventional resources. Today, the study of unconventional resources such as oil and gas shales have attracted much attention from the oil industry due to the existence of large reserves of unconventional reservoirs in the world and the reduction of production from conventional resources and increasing demand for energy. In order to evaluate the geochemical and petrographic properties of kerogen and the oil content of oil shales, common analyzes is performed such as pyrolysis of rock-eval, kerogen petrography, microscopic analysis of kerogen, vitrinite reflection, elemental analysis of kerogen, analysis of standard Fisher cut-off standard, Mineralogical and chemical analysis, carbon isotopic analysis. It is necessary to study the cements and minerals in order to evaluate the petrography and petrophysics of oil shales. Cement minerals are the main cause of bottlenecks in inclosing of rock's pore throats in the hydraulic fracturing. Therefore, the microscopic thin section provides a very clear view of the relationship between sediment grains, cement minerals and diagenesis of these minerals and gives useful information from the reservoir rock. The advantages of oil shale extraction include extensive resources, easy identification, shallow burial depth (less than two kilometers) and security of energy supply. Disadvantages of using unconventional reserves are hard and more expensive production, lower efficiency, low heating value, destructive environmental consequences, high water consumption and water pollution in the region. In this study, it has been tried to investigate some of the most important geochemical and petrophysical methods affecting the characteristics of oil shale reservoirs.

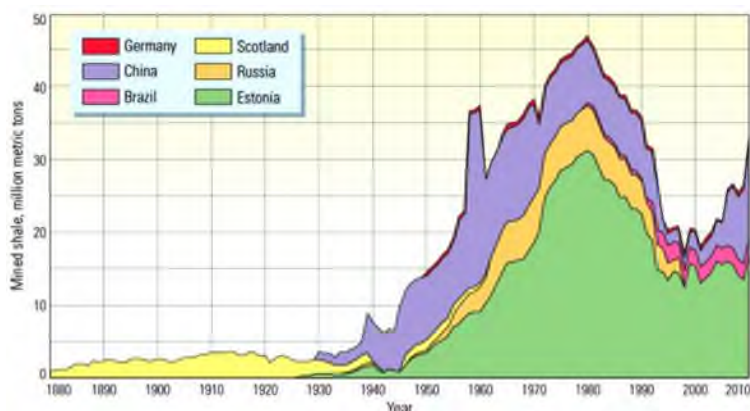
Keywords: Shale oil - unconventional - geochemical - petrography - Ghali kouh- Lorestan



۱. مقدمه

یکی از مهم‌ترین مسائل و مباحث روز بشر تولید انرژی بوده و از دیرباز از طریق نفت خام تا حدودی این نیاز خود را مرتفع کرده است. در صنعت نفت مخازن تولید هیدروکربور به دو دسته متعارف و نامتعارف تقسیم می‌شوند. در مخازن متعارف، هیدروکربن‌های تشکیل‌دهنده به شکل نفت خام و گاز طبیعی، با مهاجرت به سطوح بالاتر و اعماق کمتر در ساختارهای زمین‌شناسی خاصی به نام تله نفتی محبوس می‌شوند و نیروی پتانسیل سیال و مکانیزم‌های طبیعی رانش، عامل تولید اولیه از سنگ مخزن است. [۱]. در نوع دوم که مخازن نامتعارف نام دارند سیستم و تله نفتی نبوده و هیدروکربن تشکیل‌شده در سنگ مادر ذخیره می‌شود در این مخازن سنگ مخزن دارای تخلخل و تراوایی مشابه مخازن متعارف نبوده و سنگ مادر یا همان منشأ سخت و محکم است. اطلاق عنوان نامتعارف به دلیل کاربرد نداشتن روش‌های متداول و معمول جهت تولید هیدروکربور است [۲]. تولید اقتصادی از مخازن نامتعارف، نیازمند نیروهای کمکی و فتاوری پیشرفته مانند چاه‌های افقی یا تحریک مصنوعی و هزینه‌های نسبتاً بالایی است. مهم‌ترین منابع نامتعارف شامل هیدروکربورهای نفتی (مانند سیال به‌دست‌آمده از متان و شیل نفتی) و گازی (مانند هیدرات‌های گازی، مخازن گازی فشرده، متان موجود در بسترهای زغالی، شیل گازی) است [۳].

امروزه با توجه به وجود ذخایر وسیعی از مخازن نامتعارف در دنیا و کاهش تولید از منابع متعارف، پیشرفت روزافزون فناوری و افزایش تقاضا، مطالعه ذخایر نامتعارف همچون شیل‌های نفتی و گازی توجه زیادی از صنایع نفتی را به خود جلب کرده است. در چند دهه گذشته کشورهای مختلف جهان مانند آمریکا، چین، برزیل، استرالیا ... سعی بر افزایش برداشت از این منابع جهت بهبود اقتصاد آینده خود کرده‌اند. در شکل ۱ می‌توان مهم‌ترین ذخایر شیل نفتی جهان را مشاهده کرد [4]. در این مطالعه سعی شده است که برخی از مهم‌ترین پارامترهای ژئوشیمیایی و پتروگرافی مؤثر بر اختصاصات مخازن شیل نفتی مورد بررسی قرار گیرد تا به یک دید کلی از مزیت‌ها و معایب سرمایه‌گذاری و مطالعه این منابع رسید.



شکل ۱ مهم‌ترین ذخایر شیل نفتی جهان [4]

۱-۱. تاریخچه مختصری از مطالعات شیل نفتی

در گذشته از نفت شیل به صورت مستقیم استفاده می‌شد. بعد از آن بین سال‌های ۱۸۸۱ تا ۱۹۵۵ حدود ۱ تا ۴ میلیون تن نفت شیل استخراج شد که تولید آن تا سال ۱۹۶۲ ادامه داشت ولی آمریکا اولین کشوری بود که بهره‌برداری از منابع نفت شیل را در مقیاس گسترده آغاز کرد [۵]. در سال‌های اخیر با گسترش فعالیت‌ها برای تولید شیل نفتی و شیل گازی در خشکی و



هیدرات‌های گازی در دریا در کشورهای مختلف کشور، ایران نیز در زمینه اکتشاف و تولید از این ذخایر، فعالیت‌هایی را آغاز کرده و کارشناسان اکتشاف تخمین می‌زنند که ذخایر گسترده‌ای از شیل نفتی و شیل گازی در شمال و جنوب کشور وجود دارد. مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران در مورد کشف منابع نامتعارف هیدروکربوری در کشور کار را در سه زیرمجموعه شیل نفتی، گازی و هیدرات‌های گازی دنبال می‌کند و در دستور کار قرار داده است. که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به گزارش بزرگ نیا ۱۹۷۶ تحت عنوان «مطالعات اولیه شیل های نفتی نواحی شمالی رشته‌کوه زاگرس»، مطالعات راسک در سه منطقه اشتران کوه، قالی کوه و زردکوه» در سال ۱۹۷۷، گزارش عندلیب در سال ۱۹۷۷ «مطالعات ژئوشیمیایی و پتروگرافی سنگ‌های کروژنی (شیل های نفتی) قالی کوه- زاگرس» اشاره کرد و تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ قالی کوه توسط شرکت بریتیش پترولیوم بوده است [۶].

۲. روش‌های ارزیابی مخازن شیل نفتی بر پایه مطالعات ژئوشیمیایی و پتروفیزیکی

شیل های نفتی، منابع نامتعارف با مقادیر بالایی از مواد آلی (قهوه‌ای تا سیاه) هستند که می‌توان مقدار فراوانی نفت به‌وسیله فرایند تقطیر از آن‌ها بهره‌برداری کرد [۷] مطالعات ژئوشیمیایی به‌طور چشمگیری در شناخت ویژگی‌های سنگ‌های منشأ احتمالی و نفت یک حوضه مؤثرند. با توجه به توانایی‌های گسترده علم ژئوشیمی آلی و ابزارهای مناسبی که در اختیار دارد نتایج مطالعات ژئوشیمیایی کمک شایانی به شناخت ویژگی‌های سنگ‌های منشأ احتمالی و هیدروکربن‌های موجود می‌کند [۸]. از سوی دیگر هدف اصلی مطالعات پتروفیزیک مطالعه خواص سنگ‌ها و ارتباطشان با سیالات درون آن‌هاست. ارزیابی پتروفیزیکی همان تفسیر اطلاعات برداشت‌شده از نمودارهای چاه پیمایی بوده که یکی از مهم‌ترین فاکتورها در تعیین ویژگی‌های سنگ مخزن هیدروکربوری است. همچنین می‌توان وضعیت هندسی مخزن، دما و فشار سازند و سنگ‌شناسی مخزن را در ارزیابی، تکمیل و بهره‌برداری از مخزن محاسبه کرد. دلیل اصلی ترجیح استفاده از لاگ های چاه پیمایی بر به‌کارگیری مغزه، ارزان‌تر بودن هزینه انجام عملیات چاه پیمایی نسبت به مغزه گیری است. لاگ های چاه پیمایی به صورت یک ثبت پیوسته از خواص سنگ‌های درون چاه هستند [۹]

۲-۱. روش‌های ارزیابی خصوصیات ژئوشیمیایی شیل های نفتی

به منظور ارزیابی خصوصیات ژئوشیمیایی و پتروگرافی کروژن و میزان نفت دهی شیل های نفتی، آنالیزهای متداول چون پیرولیز راک- اول، پتروگرافی کروژن، آنالیز میکروسکوپی کروژن، انعکاس ویترنیت، آنالیز عنصری کروژن، آنالیز برش فیشر استاندارد، آنالیز عنصری کروژن، آنالیز تعیین خواص فیزیکی از نفت شیل، آنالیز کانی‌شناسی و شیمیایی، آنالیز ایزوتوپی کربن صورت می‌گیرد و در این پروژه‌ها برای تعیین ذخایر معدنی شیل نفتی وجود نقشه‌های بزرگ‌مقیاس امری ضروری است.

از جالب‌ترین کارهای انجام‌شده در ایران جهت ارزیابی خصوصیات ژئوشیمی شیل های نفتی مخازن ایران می‌توان به شکاری فرد و همکاران ۱۳۹۸ اشاره کرد که در آن تعداد ۷۶۰ نمونه (از رخنمون‌های سطحی، ترانشه‌ها و مغزه‌های عمقی) از ۱۲ ناحیه مختلف قالی کوه لرستان در شیل های نفتی سازند سرگلو و سازند کرتاسه جمع‌آوری و مطالعه شده است بر اساس این مطالعه:

الف) میزان کربن آلی و داده‌های پیرولیز راک - اول: در ناحیه قالی کوه لرستان، محتوی کل کربن آلی (TOC) شیل نفتی سازند سرگلو (ژوراسیک میانی) با میانگین ۱۲.۸ درصد وزنی و میزان شاخص هیدروژن (HI) به‌طور میانگین حدود ۴۶۲ هیدروکربن بر گرم کربن و برای شیل نفتی سازند گرو (کرتاسه آغازین) با میانگین ۱۵.۶ درصد وزنی و میزان شاخص هیدروژن (HI) حدود ۴۹۳ میلی‌گرم هیدروکربن بر گرم کربن است. نوع کروژن در هر دو شیل نفتی مشابه و به‌طور غالب از نوع II است. میانگین توان زایش



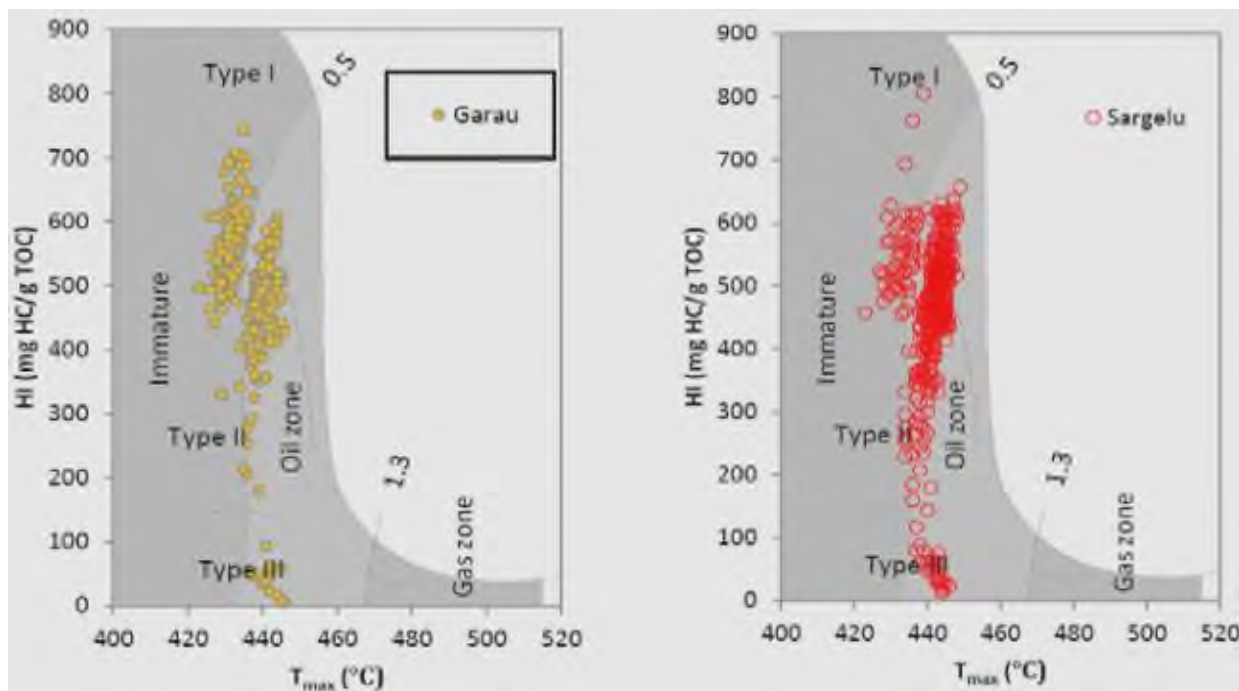
برای نمونه‌های سرگلو ۶۵ و برای نمونه‌های گرو حدود ۸۱ کیلوگرم هیدروکربن بر تن سنگ است. شیل‌های نفتی در زون نابالغ تا ابتدای پنجره نفتی قرار دارند (نمودار ۱).

ب) پتروگرافی آلی و انعکاس بیتومن: با توجه به مشاهدات میکروسکوپی با نور انعکاسی تقریباً تمام بخش آلی نمونه‌ها بیتومن است که به صورت سیمان متن سنگ را تشکیل داده و به‌طور محدود حفره‌ها و فضاهای خالی سنگ را پر کرده است. داده‌های انعکاس بیتومن، بیانگر قرار داشتن نمونه‌ها در ابتدای پنجره تولید نفت است

پ) آنالیز عنصری کروژن: میزان محتوی هیدروژن و گوگرد کروژن‌های انتخابی بیانگر حضور کروژن غنی از هیدروژن و گوگرد در شیل نفتی است. موقعیت نمونه‌ها روی نمودار ون-کروژن بیانگر مراحل اولیه پنجره نفتی در ابتدای مسیر تکاملی کروژن نوع I و II است.

ت) آنالیز برش فیشر و تولید نفت شیل: نتایج برش فیشر برای پنج نمونه شیل نفتی قالی کوه نشان می‌دهد که از نظر تجاری در گروه شیل‌های نفتی متوسط تا خوب قرار دارد. میانگین نفت دهی برای نمونه‌های انتخابی حدود ۸٫۶ درصد است و میزان API نفت شیل‌های به‌دست‌آمده، به‌طور میانگین حدود ۴۰ درجه است که از بسیاری از نفت شیل‌های شناخته‌شده دنیا بالاتر و باکیفیت‌تر است.

این نتایج بیانگر این است که نفت شیل قالی کوه باکیفیت عالی در گروه نفت سبک تا فوق سبک قرار دارد و ضرورت تکمیل اکتشافات تخصصی و استفاده از فناوری‌های پیشرفته جهت ارزیابی دقیق ظرفیت شیل‌های نفتی قالی کوه است [۶].



نمودار 1 HI-OI برای شیل‌های نفتی قالی کوه لرستان [۶].



۲-۲. روش‌های ارزیابی خصوصیات پتروگرافی و پتروفیزیکی شیل‌های نفتی

جهت ارزیابی پتروگرافی شیل‌های نفتی لازم است سیمان‌ها و کانی‌های درجا مانده کانی‌های رسی که فضاهای خالی اولیه و ثانویه سنگ را پر می‌کنند مطالعه شود. بدین منظور، استفاده از میکروسکوپ نوری و الکترونی همراه با آنالیزهای XRD و اندازه‌گیری کربن آلی لازم بوده که با سایر داده‌های کمی پتروفیزیکی مانند اندازه‌گیری‌های هدایت الکتریکی سطحی تکمیل و تقویت می‌شوند. کانی‌های سیمانی عامل اصلی بستن گلوگاه‌ها در شکستگی‌های هیدرولیکی سنگ می‌باشند. بنابراین مقطع نازک میکروسکوپی دید کاملاً روشنی از ارتباط بین دانه‌های رسوبی، کانی‌های سیمانی و دیاژنز این کانی‌ها فراهم نموده و اطلاعات مفیدی از سنگ مخزن حاصل می‌کند [۱۰]. علاوه بر موارد بالا لازم است که روش‌های پتروفیزیکی زیر نیز لحاظ شود: ۱. حجم شیل که مجموع حجم ذرات رس خشک، سیلت و آب باندی رس‌ها در سازند است و روی سایر خصوصیات پتروفیزیکی نظیر تخلخل و اشباع‌شدگی آب حاصل از آنالیز لاگ‌ها تأثیر می‌گذارد که این کار با استفاده از لاگ پرتو گاما انجام می‌گیرد. ۲. یکی از کاربردهای اصلی نمودارهای پتروفیزیکی، تشخیص لیتولوژی است. به‌طور کلی حداقل دو نمودار لازم است تا بتوان برآوردی از لیتولوژی را انجام داد. از کراس پالتهای مختلف مانند نوترون-چگالی، نوترون-سونیک، چگالی-سونیک، چگالی-فتوالکتریک و N-M می‌توان برای تعیین لیتولوژی استفاده کرد. ۳. پتروگرافی مقاطع نازک و تعیین نوع تخلخل ۴. میزان اشباع‌شدگی آب [۱۱]. ارزیابی کیفیت مخازن هیدروکربنی، صرفاً با تعیین نوع، نحوه توزیع و درصد حجمی کانی‌های رسی به‌درستی انجام خواهد شد. کانی‌های رسی در بازسازی تاریخچه تدفین و عملیات بازیابی نفت مؤثرند. تفسیر صحیح لاگ‌های پتروفیزیکی نیز در گرو بررسی دقیق کانی‌های رسی موجود است. کاربرد اشتباه حجم شیل به‌جای حجم رس سبب تخمین بیش‌ازحد کانی‌های رسی و در نتیجه تخمین کمتر از اندازه واقعی درجه اشباع آب و نهایتاً تفسیر نادرست از تولیدی بودن مخزن خواهد شد [۱۲].

۲-۳. پیامدهای اصلی شیل‌های نفتی

شیل فراوان‌ترین سنگ رسوبی است، اما کمتر به‌عنوان ذخیره هیدروکربوری در نظر گرفته‌شده و مطالعات مخزنی کمی بر روی آن انجام‌شده است. از طرفی دیگر خصوصیات زمین‌شناسی و مخزنی شیل‌ها با یکدیگر حتی درون یک حوضه نیز بسیار متنوع است.

از مزیت‌های نفت شیل‌ها می‌توان به گستردگی منابع و شناسایی و مطالعه شدن آن‌ها و عمق کم دفن‌شدگی (کمتر از دو کیلومتر) که در این صورت برای بهره‌برداری نیاز به ماشین‌آلات و روش‌های پیچیده است. از طرفی امنیت عرضه انرژی برای مصرف‌کنندگان بزرگ نفت و گاز و تقاضای انرژی و امنیت بازار برای صادرکنندگان بزرگ نفت و گاز و تحولات آینده بازار جهانی نفت و گاز همیشه از مهم‌ترین مسائل روز هر کشوری بوده است. مهم‌ترین تحولات این بازارها شامل موارد زیر است: (۱) پیشرفت فناوری در بهره‌برداری تجاری از ذخایر نفت و گاز نامتعارف (۲) تغییر الگوی وابستگی تاریخی برخی کشورهای بزرگ مصرف‌کننده به کشورهای بزرگ صادرکننده به‌ویژه خلیج فارس (۳) تغییر در کارایی سیاست سرمایه‌گذاری کشورهای مصرف‌کننده در اکتشاف، توسعه و تولید میدان‌ها در کشورهای صاحب ذخایر (۴) تغییر در سیاست‌های تجاری کشورهای مصرف‌کننده و صادرکننده نفت و گاز [۱۳].

تعیین ذخایر نامتعارف به سبب وجود فاکتورهای زیر بسیار مشکل است:



(۱) تفاوت در مقدار کروژن موجود در ذخایر نفت شیل (۲) گاهی کشورها خبر از منابع و ذخایر کروژن می‌دهند، اما درصدی را که قابلیت بهره‌برداری است را محاسبه نمی‌کنند. (۳) با توجه به توصیفات بالا ذخایر، به منابعی گفته می‌شود که صرفه اقتصادی داشته و قابل بهره‌برداری باشد (۴) فناوری‌های بهره‌برداری از نفت شیل هنوز در حال توسعه هستند، بنابراین حجم ذخایر قابل استخراج را فقط می‌توان حدس زد. کل ذخایر نفت شیل جهان حدود ۲/۶ تریلیون بشکه تخمین زده شده است [۵]. (۵) از نظر مکانیکی قابلیت شکست هیدرولیک و حفظ شکستگی‌های را داشته باشد و از لحاظ مخزنی دارای ابعاد هندسی و تخلخل مناسب باشد.

معایب استفاده از ذخایر نامتعارف: (۱) پالایش سخت‌تر و پرهزینه‌تر در مقایسه با نفت خام به دلیل سنگین بودن و بازدهی کمتر آن (۲) فراوانی بیشتر نفت خام در مقایسه با نفت نامتعارف که البته با کاهش ذخایر متعارف و افزایش قیمت نفت ای مورد کم‌رنگ‌تر می‌شود. (۳) ارزش حرارتی کم نفت شیل در مقایسه با نفت خام. (۴) پیامدهای زیستی سوزندان این نفت‌ها و گازها با توجه به بالا بودن میزان تولید دی‌اکسید کربن (۵) در یک عملیات شکست هیدرولیک به‌طور متوسط ۲۰۰۰۰ مترمکعب آب مصرف می‌شود که به‌خصوص در مناطق خشک تأمین آن ممکن است دشوار بوده و بر روی منابع آب‌های زیرزمینی و یا سطحی تأثیر منفی بگذارد. (۶) برای بهبود عملیات شکست این حجم زیاد آب با مواد شیمیایی متفاوتی مخلوط می‌شود و می‌تواند منشأ آلودگی آب‌های منطقه شود.

۳. نتیجه‌گیری

در صنعت نفت مخازن تولید هیدروکربور به دو دسته متعارف و نامتعارف تقسیم می‌شوند. امروزه با توجه به وجود ذخایر وسیعی از مخازن نامتعارف در دنیا و کاهش تولید از منابع متعارف، پیشرفت روزافزون فناوری و افزایش تقاضا، مطالعه ذخایر نامتعارف همچون شیل‌های نفتی و گازی توجه زیادی از صنایع نفتی را به خود جلب کرده است. شیل‌های نفتی، منابع نامتعارف نفتی با مقادیر بالایی از مواد آلی (قهوه‌ای تا سیاه) هستند که می‌توان مقدار فراوانی نفت به‌وسیله فرایند تقطیر از آن‌ها بهره‌برداری کرد [۶] مطالعات ژئوشیمیایی به‌طور چشمگیری در شناخت ویژگی‌های سنگ‌های منشأ احتمالی و نفت یک حوضه مؤثرند. به منظور ارزیابی خصوصیات ژئوشیمیایی و پتروگرافی کروژن و میزان نفت دهی شیل‌های نفتی، آنالیزهای متداول چون پیرولیز راک-اول، پتروگرافی کروژن، آنالیز میکروسکوپی کروژن، انعکاس ویترنیت، آنالیز برش فیشر استاندارد، آنالیز عنصری کروژن، آنالیز تعیین خواص فیزیکی از نفت شیل، آنالیز کانی‌شناسی و شیمیایی، آنالیز ایزوتوپی کربن صورت می‌گیرد.

از سوی دیگر هدف اصلی مطالعات پتروفیزیکی مطالعه خواص سنگ‌ها و ارتباطشان با سیالات درون آن‌هاست. جهت ارزیابی پتروفیزیک و پتروگرافی شیل‌های نفتی لازم است سیمان‌ها و کانی‌های درجا مانده کانی‌های رسی که فضاهای خالی اولیه و ثانویه سنگ را پر می‌کنند مطالعه شود. بدین منظور، استفاده از میکروسکوپ نوری و الکترونی همراه با آنالیزهای XRD اندازه‌گیری کربن آلی لازم بوده که با سایر داده‌های کمی پتروفیزیکی مانند اندازه‌گیری‌های هدایت الکتریکی سطحی تکمیل و تقویت می‌شوند. کانی‌های سیمانی عامل اصلی بستن گلوگاه‌ها در شکستگی‌های هیدرولیکی سنگ می‌باشند. از مزیت‌های نفت شیل‌ها می‌توان به گستردگی منابع و شناسایی و مطالعه شدن آن‌ها و عمق کم دفن شدگی (کمتر از دو کیلومتر) و امنیت عرضه انرژی برای مصرف‌کنندگان بزرگ نفت و گاز و تقاضای انرژی و امنیت بازار برای صادرکنندگان بزرگ نفت و گاز اشاره کرد. معایب استفاده از ذخایر نامتعارف: ۱. پالایش سخت‌تر و پرهزینه‌تر به دلیل سنگین بودن و بازدهی کمتر آن ۲. فراوانی بیشتر ۳. ارزش حرارتی کم نفت شیل. ۴. پیامدهای زیستی سوزندان این نفت‌ها ۵. نیاز بالا به تأمین آب بالا و ۶. منشأ آلودگی آب‌های منطقه می‌شود.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



نتایج ژئوشیمیایی و مطالعات زمین‌شناختی و میزان ذخیره برآورده شده که ما فقط یک نمونه از آن در اینجا مثال زده ایم به وضوح بیانگر ضرورت تکمیل و انجام اکتشافات تخصصی با استفاده از فناوریهای پیشرفته و نوین به منظور ارزیابی دقیق ظرفیت شیل‌های نفتی ایران است.

منابع

- [۱] مدبری، سروش؛ ۱۳۸۴؛ "زمین‌شناسی نفت" مرکز نشر دانشگاهی، ص ۵۶۸.
- [2] Westphal, K. (2013). "Unconventional Oil and Gas – Global Consequences". SWP Comments, German Institute For International and Security Affairs.
- [۳] لطفی یار، امینه؛ ۱۳۹۳؛ "ارزیابی زمین‌شناسی و پتروفیزیکی منابع نامتعارف سازندهای شیلی در ناحیه لرستان" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پردیس علوم و فناوری‌های نوین مهندسی اکتشاف نفت، ۱۵۶ ص.
- [4] Clerici, A. Alimonti, G. (2015). "Oil shale, shale oil, shale gas and non-conventional hydrocarbons" EPJ Web of Conferences.org.
- [۵] هزاوه ای، هادی؛ مقدسی، عبدالرضا؛ ۱۳۸۷؛ "بررسی روش‌های جدید استخراج و تولید نفت از سنگ‌های نفتی" ماهنامه علمی اکتشاف و تولید، نشریه فنی تخصصی شرکت ملی نفت ایران، شماره ۵۰، ص ۳۹-۳۴.
- [۶] شکاری فرد، علی؛ دریابنده، منوچهر؛ رشیدی، مهرباب؛ حاجیان، محمود؛ قریشی، سید علی؛ ۱۳۹۸؛ "اکتشافات زمین‌شناختی و ژئوشیمیایی شیل‌های نفتی (نفت‌های نامتعارف) قالی کوه لرستان" ماهنامه علمی اکتشاف و تولید نفت و گاز، شماره ۱۷۰، ص ۲۲-۱۶.
- [7] Ots, A. (2007). "Estonian oil shale properties and utilization in power plants". Engergetika (Lithuanian Academy of Science Publisher) 53(2): 8-18 Retrieved 6 May 2011.
- [۸]. صادق طبقی، زهرا؛ ربانی، احمدرضا؛ ۱۳۹۴؛ "مطالعه ژئوشیمیایی و مدل‌سازی تاریخچه حرارتی و تدفین میادین نفتی درود و نوروز" نشریه مهندسی منابع معدنی دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، شماره یک، ص ۶۵-۷۸.
- [9] Clavier, C. Coates, G. and Dumanoir, J. (1984). "Theoretical and experimental basis for the Dual-ater model for interpretation of shaly sands", J.Pet.Tech.April.
- [۱۰] نظریان سامانی، پوران؛ زمانی، زیبا؛ خدایی، نواب؛ معلمی، سید علی؛ ۱۳۹۲؛ "مخازن متراکم گازی؛ یک منبع انرژی طبیعی نامتعارف برای آینده" ماهنامه علمی-ترویجی اکتشاف و تولید نفت و گاز، شماره ۱۰۴، ص ۲۱-۱۵.
- [۱۱] سلیمانی، بهمن؛ روانشاد، محمدصادق؛ لرکی، احسان؛ ۱۳۹۷؛ "تأثیر تغییرات سنگ‌شناسی و پارامترهای پتروفیزیکی بر پتانسیل نفتی مخزن ایلام (کرتاسه بالایی)، در میدان نفتی اهواز، جنوب غرب ایران" نشریه علوم زمین، شماره ۱۰۹، ص ۱۳۲-۱۲۱.
- [۱۲] جوزانی کهن، گلناز؛ نوروزی، غلام‌حسین؛ معماریان، حسین؛ سحابی، فریدون؛ ۱۳۹۶؛ "اهمیت کانی‌های رسی در مخازن هیدروکربوری" نشریه علمی-پژوهشی مهندسی معدن، شماره ۳۶، ص ۵۸-۳۵.
- [۱۳] درخشان، مسعود؛ ۱۳۹۱؛ "امنیت انرژی و تحولات آینده بازارهای نفت و گاز" نشریه راهبرد، شماره ۶۴، ص ۱۸۸-۱۵۹.



پتانسیل یابی هیدروکربوری سنگ منشأهای دشت آبادان

طاهره والی زاده*

دانشجوی دکترای تکتونیک دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران
tahereh_valizadeh93@yahoo.com

زهرا ملکی

استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران
experimental.tectonics@gmail.com

نوید دهباشی قنواتی

شرکت ملی اکتشاف نفت
nadhni@yahoo.com

چکیده

منطقه مورد مطالعه در ایالت زمین‌شناسی دشت آبادان، زاگرس واقع شده است. این حوضه رسوبی واقع در انتهای جنوب غربی زاگرس است. از شمال و شمال شرقی به محدوده چین‌های زاگرس، از جنوب به عربستان و خلیج فارس و از غرب به کشور عراق محدود می‌گردد. از ویژگی مهم زمین‌شناسی این ناحیه می‌توان به حضور بلندهای شمالی-جنوبی و شمال شرقی-جنوب غربی (روندعربی) اشاره کرد. هدف از این پژوهش، پتانسیل یابی هیدروکربوری سنگ منشأهای دشت آبادان می‌باشد. به منظور انجام کار اقدام به تهیه نقشه‌های هم‌ضخامت برای افق‌های سنگ منشأ با استفاده از اطلاعات چاه حفاری منطقه گردیده است. مهم‌ترین شواهد حاکی از آن است که در دشت آبادان، فعالیت‌های تکتونیکی حین نهشته شدن افق‌های سنگ منشأ گدوان، کژدمی و پابده در منطقه مورد مطالعه تأثیرگذار بوده است. بر این اساس، عوامل تکتونیکی سنگ‌های منشأ منطقه را تحت تأثیر قرار داده و سبب توزیع و انباشت هیدروکربور در این افق‌ها گردیده است.

کلمات کلیدی: پتانسیل یابی هیدروکربوری، سنگ منشأ، دشت آبادان، زاگرس



بیست و سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبانماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



Abadan plain source rocks Hydrocarbon potential detection

Tahereh Valizadeh*

PhD student of Tectonics, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran

tahereh_valizadeh93@yahoo.com

Zahra Maleki

Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran

experimental.tectonics@gmail.com

Navid Dehbashi ghanavati

National Oil Exploration Company

nadhni@yahoo.com

Abstract

The study area is located in the geological province of Abadan plain, Zagros. This sedimentary basin is located at the southwestern end of the Zagros. From north and northeast to the borders of the Zagros, from the south to Arabia and the Persian Gulf and from the west to Iraq is limited. The features of this area include the presence of north-south and north-easterly western southern heights (Arabic trend). The purpose of this study is to find the hydrocarbon potential of the source rocks of Abadan plain. The most important evidence indicates that in the Abadan plain, tectonic activities have been effective during the deposition of the bedrock horizons of Gadvan, Kozhdami and Pabdeh in the study area. Accordingly, tectonic factors have affected the source rocks of the region and caused the distribution and accumulation of hydrocarbons in this area.

Keywords: hydrocarbon potential detection, Source rock, Abadan plain, Zagros



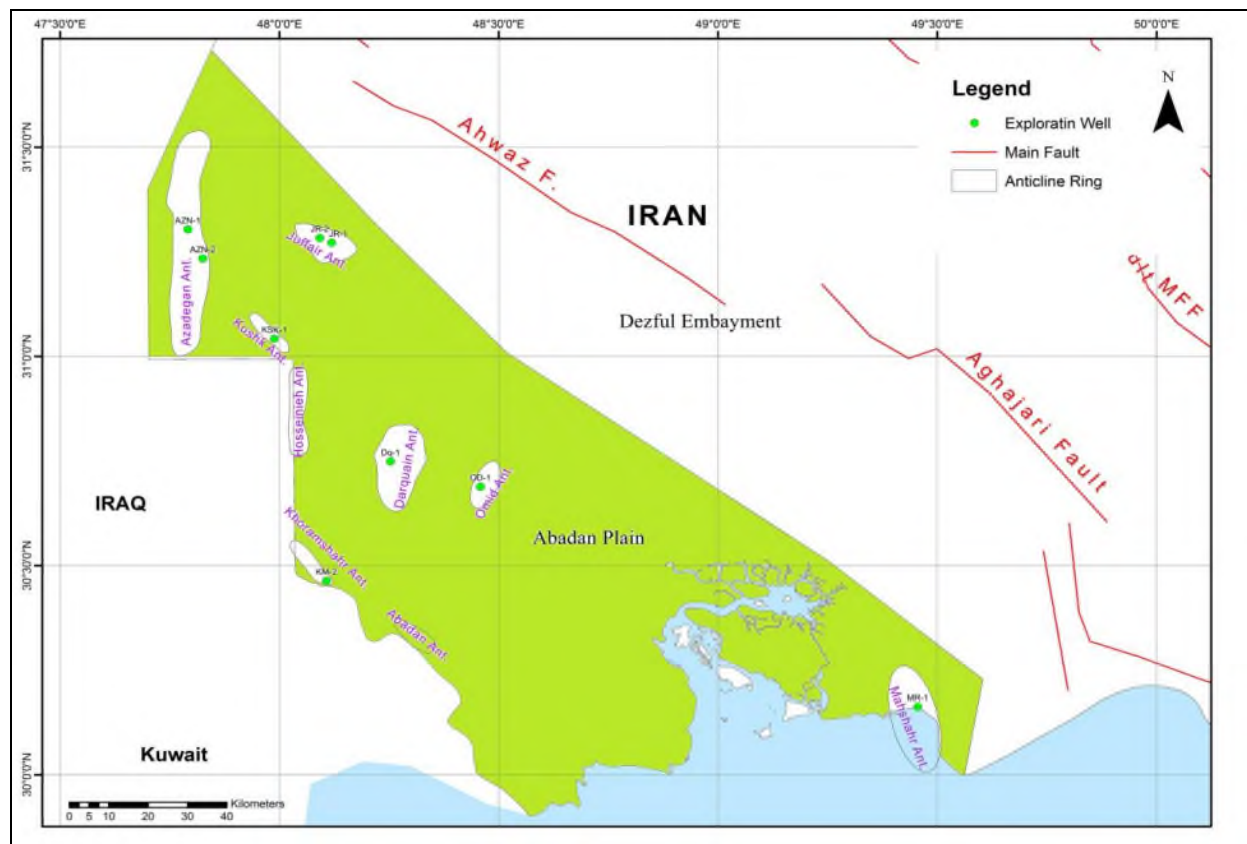
۱. مقدمه

دشت آبادان زون ساختمانی که در انتهای جنوب باختری ایران قرار دارد. حدشمال و شمال خاوری به حد جبهه چین های زاگرس یعنی خطی که از جنوب تاقدیس های سوسنگرد، آب تیمور و منصوری می گذرد و پس از عبور در جنوب میدان رگ سفید وارد خلیج فارس می شود. تداوم شمالی این خط وارد مرز عراق می گردد حد جنوبی دشت آبادان به خلیج فارس و عراق و حد باختری آن نیز به مرز عراق است [۱]. کشف منابع جدید هیدروکربوری در حوضه رسوبی دشت آبادان مانند میادین آزادگان، یادآوران و دارخوین در چند سال گذشته بیانگر ضرورت انجام مطالعات جامع تر زمین شناسی در این حوضه رسوبی به منظور شناخت بهتر نحوه رسوبگذاری و شکل گیری ساختارهای ساختمانی و چین های آن است. عمده تجربه و مطالعات انجام شده شرکت ملی نفت ایران تاکنون بر میادین شرق کارون متمرکز بوده است و تجربه توسعه میادین غرب کارون که از ساختار زمین شناسی متفاوتی با میادین شرق کارون برخوردارند، کمتر در دسترس بوده است. لذا به منظور اعمال مدیریت مؤثر مخزن در میادین تحت توسعه این ناحیه، بررسی جامع این منطقه ضروری است [۲]. چند مورد از پژوهش هایی که تاکنون در این منطقه صورت گرفته عبارت اند از عرب سالاری و همکاران (۱۳۹۲) که به بررسی ارزیابی خواص مخزنی سازند فهلیان در میادین واقع در دشت آبادان (دارخوین و جفیر) پرداختند [۳]. اسعدی و همکاران (۱۳۹۵) تاثیر فرآیندهای دیانزنی بر کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک در یکی از میادین دشت آبادان، جنوب غرب ایران را مورد بررسی قرار دادند [۴]. علیزاده و همکاران (۱۳۹۵) به مطالعه ایزوتوپی نفت مخازن گروه بنگستان در برخی از میادین دشت آبادان، جنوب غرب ایران پرداختند [۵]. فکور و همکاران (۱۳۹۵) به بررسی تحلیل رخساره ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکansı سازند تاربور (ماستریستین) در یکی از میادین نفتی در دشت آبادان پرداختند [۶].

با بررسی عملکرد تکتونیکی منطقه و نیز ارزیابی اثرات آن بر روی سنگ های منشأ منطقه می توان با احتمال بالاتری به اکتشاف در منطقه پرداخت. در این پژوهش سعی شده است با تهیه نقشه های هم ضخامت واحد های چینه شناسی منطقه مورد مطالعه با استفاده از نرم افزار Arc GIS ، به تحلیل و تفسیر پیرامون شکل بستر حوضه رسوبی دیرینه، تاثیر ساختارهای چین خورده را بررسی کرده و همچنین از این اطلاعات می توان برای تعیین چگونگی ایجاد ساختارها، رسم الگوهای سه بعدی بستر استفاده نمود.

۲. جایگاه زمین شناسی منطقه

ناحیه رسوبی دشت آبادان در انتهای جنوب غربی ایران و در بخش جنوب غربی کمربند چین خورده ی زاگرس واقع شده و از شمال و شمال شرقی به محدوده ی چین های زاگرس، از جنوب به عربستان و خلیج فارس و از غرب به کشور عراق محدود می شود (شکل ۱). حضور بلندهای شمالی-جنوبی و شمال شرقی- جنوب غربی (روند عربی) و تاقدیس هایی با امتداد شمال غربی- جنوب شرقی (روند زاگرسی) که در حاشیه ی جنوب غربی فروبار دزفول واقع شده اند از ویژگی های اصلی ساختمانی این ناحیه است. ناحیه مورد نظر یک پهنه حد واسط وسیع میان پلاتفرم عربستان در جنوب غربی و فروافتادگی دزفول در شمال شرقی به شمار می رود. بر اساس اطلاعات حفاری و لرزه ای جمع آوری شده، گسلش در پی سنگ و حرکت نمک هرمز به عنوان عوامل اصلی ایجاد ساختمان های با روند شمالی- جنوبی و شمال شرقی- جنوب غربی معرفی شده اند. اوج این فعالیت ها در زمان کرتاسه اتفاق افتاده و با گسترش حرکات زاگرسی در اواخر تریشری ساختمان هایی با روند عربی مجدداً فعال شده اند. همچنین در برخی نواحی ساختمان هایی با روند عربی به صورت مانعی در مقابل دگرشکلی ناشی از چین خوردگی زاگرس عمل کرده اند [۷]. از ساختارهای این منطقه می توان به تاقدیس ها اشاره کرد. تاقدیس های این منطقه فاقد اثر سطحی هستند و حتی در بعضی بستگی ساختمانی در افق آسماری دیده نمی شود [۱].

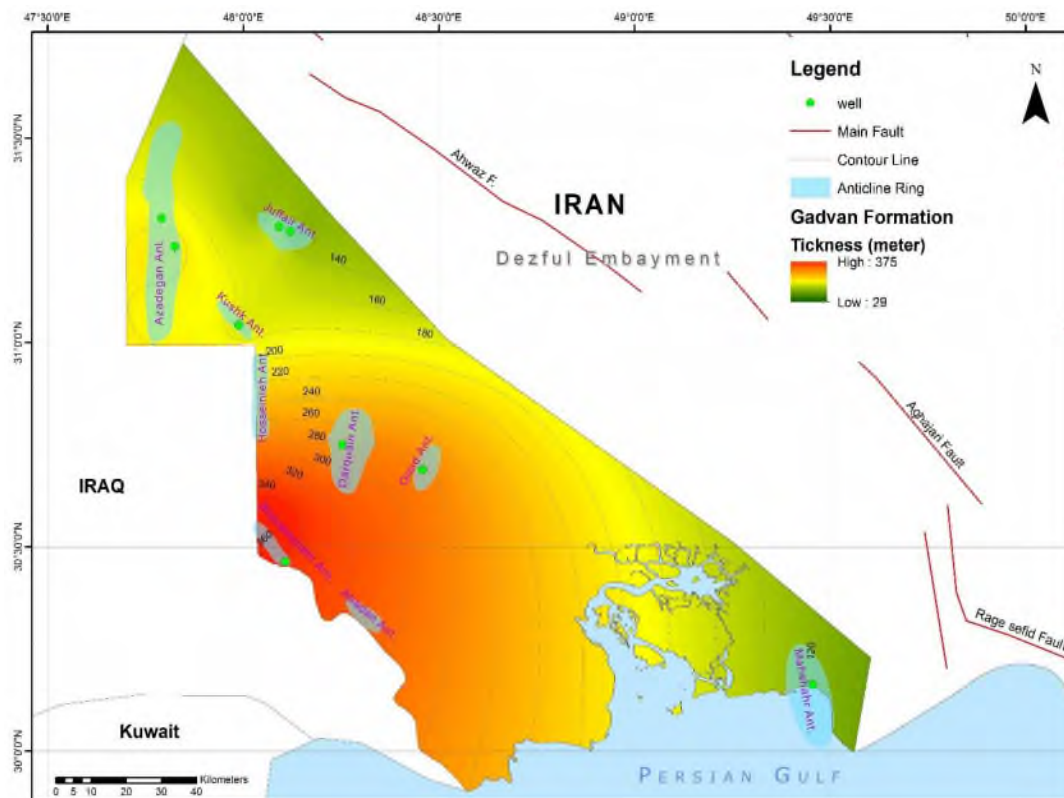


شکل ۱- نقشه ساختاری دشت آبادان

۳- افق های سنگ منشأ منطقه

۳-۱- گدوان

سن سازند گدوان بارمین بالایی - آپتین پایینی است. این سازند در ناحیه خوزستان بیشتر از لایه های شیلی - ماسه سنگی تشکیل شده است. این سازند در سرتاسر ناحیه مذکور گسترش داشته و بخش آهکی خلیج در وسط این سازند دیده می شود [۸]. توسعه سنگ منشأ گدوان در محدوده خلیج فارس در دارخوین، کوه موند و بوشهر مشاهده شده است [۹]. این سازند دارای ضخامت تقریبی ۳۶۰-۱۲۱ متر در محدوده مورد بررسی است. در بخش های داخلی که حوضه عمیق شده است باعث افزایش حجم شیل و کاهش کیفیت مخزنی سازند گدوان می شود. در نواحی مرکزی به سمت غرب و جنوب غرب دشت آبادان سازند گدوان ضخیم تر می شود. بیشینه ضخامت آن در تاقدیس خرمشهر حدوداً ۳۳۶ متر و کمینه ضخامت سازند گدوان در تاقدیس ماهشهر ۱۲۱ متر می باشد.



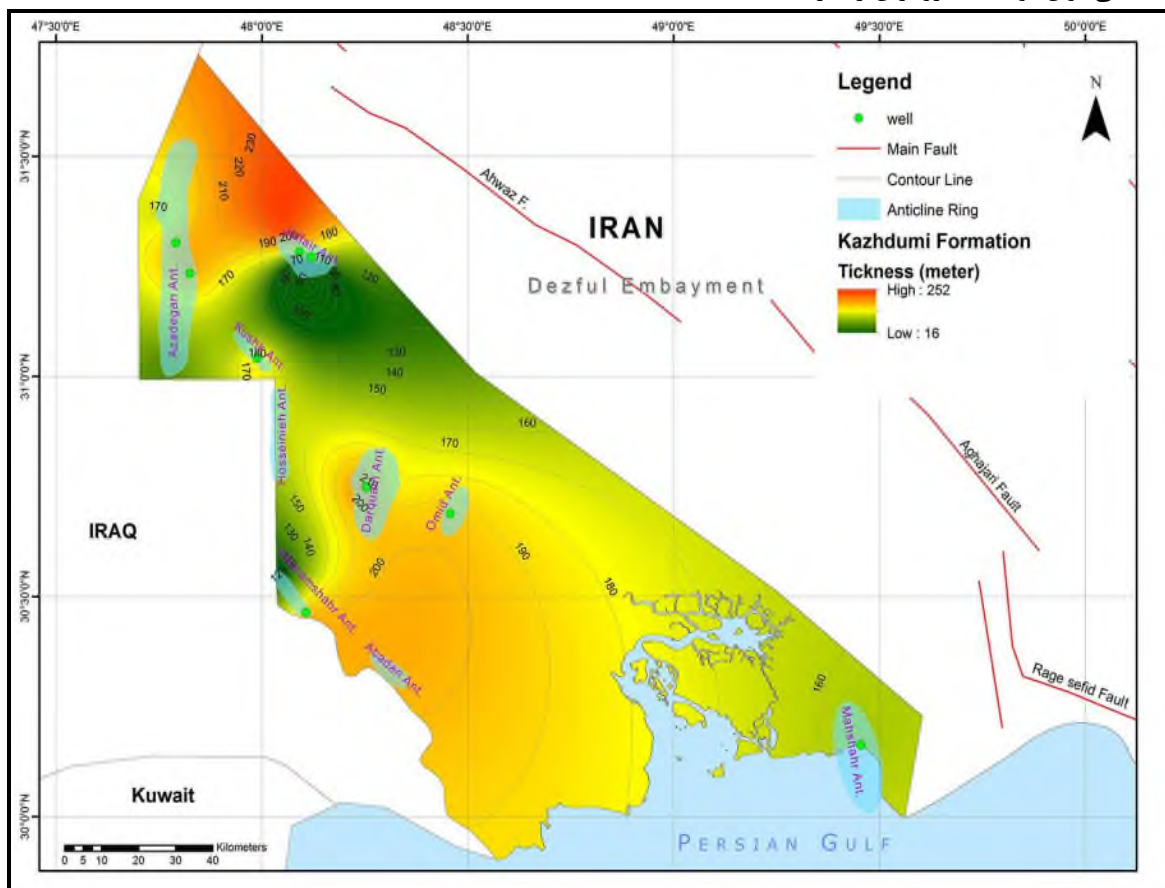
شکل ۲- نقشه هم ضخامت سازند گدوان در دشت آبادان

۲-۳- سازند کژدمی

کژدمی سنگ منشأ بسیار مهم در حوضه رسوبی زاگرس است [۱۰]. سازند کژدمی در یک حوضه درون شلفی و تحت شرایط احيایی در اقیانوس تئیس جنوبی نهشته شده و در آن زمان بالآمدگی آب دریا و آب و هوای مرطوب استوایی برقرار بوده است [۱۲ و ۱۳]. سازند کژدمی با سن آلبین به عنوان سنگ منشأ اصلی در فروافتادگی دزفول شناخته شده [۱۴ و ۱۵ و ۱۶] و میزان ماده آلی در بخش‌هایی از آن حداکثر به ۱۵ درصد می‌رسد [۱۷]. این سازند در خلیج فارس به عنوان سنگ منشأ مناسب تا فقیر معرفی شده است [۱۸ و ۱۹ و ۲۰]. سازند کژدمی از شیل‌های بیتومینی تیره رنگ که به صورت بین‌انگشتی با آهک‌های آرژیلی در تناوب هستند، تشکیل شده است. در قسمت‌های پایینی این سازند، گلوکونیت و لایه‌های اکسید شده مشخص است. از نظر پتانسیل تولید، سازند کژدمی شرایط خوب تا عالی دارد [۱۱]. در دشت آبادان سازند کژدمی دارای ممبر ماسه سنگی بورگان است و به شکل جانبی به سمت کویت و جنوب عراق ضخامت بخش‌های ماسه سنگی افزایش یافته است. ضخامت تقریبی سازند کژدمی ۱۱۰-۲۳۰ متر در محدوده مورد بررسی می‌باشد. بیش‌ترین ضخامت را در تاق‌دیس دارخوین دارا می‌باشد که حدود ۲۱۸ متر است (شکل ۲). این افزایش ضخامت می‌تواند ناشی از وجود نیروهای کششی در زمان رسوبگذاری باشد که باعث فروافتادگی حوضه در آن ناحیه و افزایش حجم رسوبات شده است. کم‌ترین ضخامت را در تاق‌دیس ماهشهر دارد که این مقدار حدوداً ۱۵۶ متر می‌باشد. در این ناحیه نیروهای فشارشی غالب بوده است که بالا آمدگی ناحیه و کاهش ضخامت رسوبات را موجب گردیده است. در بخش جنوبی آزادگان و جوفیر، کوشک و بخش شمالی خرمشهر ضخامت کژدمی کم می‌شود. این مناطق به علت بالآمدگی



پتانسیل مناسبی برای انباشت مواد آلی ندارند در حالی که در دارخوین و امید ضخامت بیشتر شده است در این بخش های عمیق حوضه انتظار افزایش پتانسیل هیدروکربوری را داریم. به سمت فروبار دزفول ضخامت بیشتر شده، شرایط محیط احیایی تر و مواد آلی بیشتر می شود و در نتیجه پتانسیل هیدروکربوری افزایش پیدا می کند. با این تفاسیر سازند کژدمی در منطقه دشت آبادان به صورت محلی توان تولید هیدروکربن را دارد.



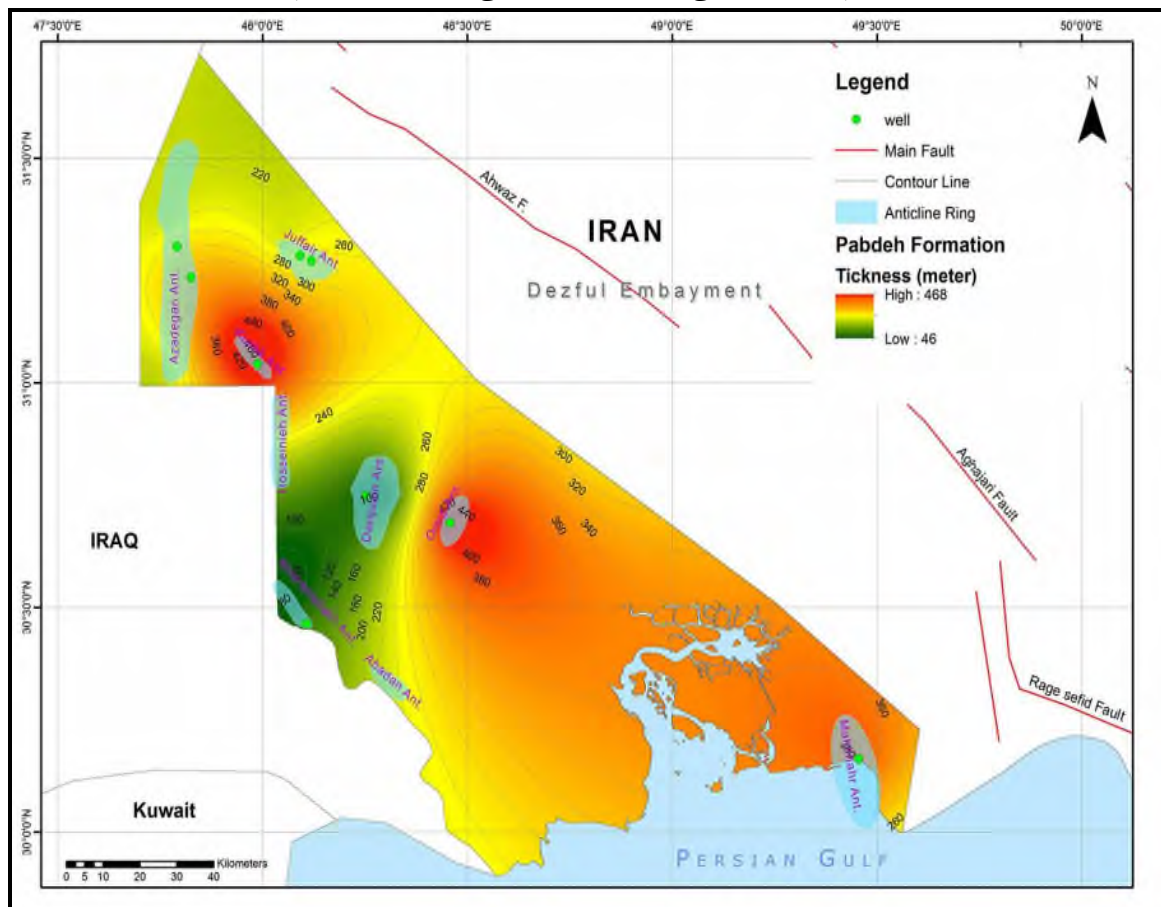
شکل ۳- نقشه هم ضخامت سازند کژدمی

۳-۳- سازند پابده

سازند پابده در دشت آبادان بیشتر از سنگ آهک رسی در تناوب با آهک تشکیل شده است. در قسمت های پایینی این سازند، لایه هایی از جنس دولومیت، آهک دولومیتی و لایه هایی از شیل گزارش شده است. مرز زیرین سازند پابده با سازند گورپی ناپیوسته بوده و سن آن پالتوسن پسین تا الیگوسن پیشین تعیین شده است. از نظر میزان مواد آلی، سازند پابده دارای پتانسیل خوب می باشد. سازند پابده از مهم ترین سنگ های منشأ در دوره های ترشیاری و کرتاسه در حوضه رسوبی زاگرس می باشد [۱۱]. ضخامت این سازند در دشت آبادان متغیر بوده و از ۴۶۸ تا ۶۰ متر تغییر می کند. این سازند در تاقدیس کوشک دارای بیش ترین ضخامت و در حدود ۴۶۸ متر و کمینه مقدار را در تاقدیس دارخوین در حدود ۹۲ متر دارا می باشد (شکل ۳). در تاقدیس کوشک به دلیل نیروهای کششی فروافتادگی ایجاد شده و باعث افزایش ضخامت شده است. در تاقدیس دارخوین و خرمشهر به دلیل نیروهای



فشارشی و بالا آمدگی در زمان رسوبگذاری سازند پابده، ضخامت کاهش یافته است. این سازند در اغلب چاه های این ناحیه وجود دارد و در بخش های عمیق حوضه که پتانسیل مناسبی برای انباشت مواد آلی وجود دارد انتظار پتانسیل تولید هیدروکربور را داریم.



شکل ۴- نقشه هم ضخامت سازند پابده

۴. بحث و نتایج

تاریخچه زمین ساختی و چینه شناختی منطقه مورد مطالعه با فراز و نشیب فراوان دارای اهمیت ویژه می باشد، به نحوی که در دوران های مختلف زمین شناسی عملکردهای متنوعی در حوضه رسوبی این بخش مشاهده شده است. در برخی طیف های زمانی حوضه مذکور پایدار بوده و در برخی موارد جنبش های بالا آمدگی و فروافتادگی را متحمل گردیده است. در این مطالعه پتانسیل هیدروکربوری سنگ منساهای دشت آبادان مورد بررسی قرار گرفت و نتایج به دست آمده به شرح ذیل می باشد:

۵. نتیجه گیری

۱- نهشته شدن سازند گدوان در بخش های عمیق حوضه و با توجه به این امر که سازند گدوان به عنوان سنگ منشا می تواند باشد پتانسیل هیدروکربورزایی را افزایش می دهد و سازند گدوان در بخش های عمیق حوضه می تواند پتانسیل منشا بودن را داشته باشد.



۲- در زمان نهشته شدن سازند کژدمی در حوضه مورد مطالعه در حوالی تاقدیس امید و دارخوین در حوضه فرونشست رخ داده است. در حالی که در دیگر مناطق حوضه سازند کژدمی در بخش کم عمق رسوب کرده است و با توجه به این که سازند کژدمی به عنوان سنگ منشا شناخته می شود لذا قرار گیری این سازند در بخش های کم عمق حوضه پتانسیل هیدروکربورزایی را از بین خواهد برد و تنها کژدمی در محدوده بخش های عمیق حوضه می تواند پتانسیل منشا بودن را داشته باشد به عبارت دیگر سازند کژدمی در این منطقه به صورت محلی پتانسیل زایش هیدروکربور را دارد.

۳- در زمان نهشته شدن سازند پابده در حوضه مورد مطالعه در حوالی تاقدیس امید و کوشک در بخش عمیق حوضه قرار گرفته در حالی که در دیگر مناطق حوضه سازند پابده در بخش کم عمق حوضه رسوب کرده است و با توجه به این که سازند پابده به عنوان سنگ منشا شناخته می شود لذا قرار گیری این سازند در بخش های کم عمق حوضه پتانسیل هیدروکربورزایی را از بین خواهد برد و تنها در محدوده بخش های عمیق حوضه می تواند پتانسیل منشا بودن را داشته باشد به عبارت دیگر سازند پابده در این منطقه به صورت محلی پتانسیل تولید هیدروکربور را دارد.

منابع

- [۱] مطیعی، ه.، ۱۳۷۴ - زمین شناسی ایران زمین شناسی نفت زاگرس (چاپ نخست)، تهران : سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۰۹، صفحه.
- [۲] معلمی، علی؛ کرمانشاه، محسن ۱۳۹۱- ضرورت های مطالعه یکپارچه حوضه رسوبی دشت آبادان (غرب کارون). ماهنامه علمی ترویجی اکتشاف و تولید. شماره ۹۴. صفحه ۲۰- ۲۲
- [۳] عرب سالاری، س؛ محمدی، م و موحد، ب.(۱۳۹۲): ارزیابی خواص مخزنی سازند فهلیان در میدین واقع در دشت آبادان (دارخوین و جفیر) ماهنامه علمی ترویجی اکتشاف و تولید نفت و گاز، شماره ۱۰۳، صفحه ۸۴-۷۸.
- [۴] اسعدی، ع؛ هنرمند، ج؛ معلمی، ع و عبداللهی فرد، ا. (۱۳۹۵): تاثیر فرآیندهای دیاژنزی بر کیفیت مخزنی بخش بالایی سازند سروک در یکی از میدین دشت آبادان، جنوب غرب ایران، پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی . دوره ۳۲ . شماره ۱. صفحه ۸۰- ۵۷
- [۵] علیزاده، ب؛ همیشه، ح؛ زراسوندی، ع و رشیدی، م. (۱۳۹۵): مطالعه ایزوتوپی نفت مخازن گروه بنگستان در برخی از میدین دشت آبادان، جنوب غرب ایران، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، دوره ۶، شماره ۲۰، صفحات ۸۵-۷۷.
- [۶] فکور، ر؛ جهانی، د؛ آدابی، م و طاعتی، ف.(۱۳۹۵): تحلیل رخساره ها، محیط رسوبی و چینه نگاری سکانسی سازند تاربور (ماستریشین) در یکی از میدین نفتی در دشت آبادان، ماهنامه علمی ترویجی اکتشاف و تولید نفت و گاز، دوره ۱۰، شماره ۱۳۹، صفحه ۵۹-۶۷.
- [۷] شاه حسینی، م، ۱۳۹۳ - الگوی جامع توسعه ی میدین نفتی غرب کارون، ماهنامه علمی ترویجی اکتشاف و تولید نفت و گاز، دوره ۱۳۹۳، شماره ۱۱۲، صفحه ۴ - ۱۰.
- [۸] یآوری، م؛ فرزانه، ف و نظریان، م.(۱۳۹۴): گزارش زمین شناسی شماره GR2365، شرکت ملی نفت
- [۹] آرین، م. جعفری درگاهی، ه. دیباچه ای بر زمین شناسی نفت ایران، قم: انتشارات آثار نفیس، ۲۷۶ صفحه
- [۱۰] آقا نباتی، ع.، ۱۳۸۵- زمین شناسی ایران، تهران: انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۰۸ صفحه.
- [۱۱] کبرایی، م.، ربانی، ا.، طاعتی، ف.، ۱۳۹۶- بررسی پتانسیل تولید در سازند های منشأ پابده (ترشیاری) و کژدمی (کرتاسه پایینی) در منطقه دشت آبادان جنوب غرب ایران، مجله پژوهش نفت، دوره ۲۷، شماره ۹۳، صفحه ۴- ۱۷.



- [12] Bordenave M. L. and Burwood R., "The Albian Kazhdumi formation of the Dezful Embayment Iran: one of most efficient petroleum-generating system," In: B.J. Katz (Editor), *Petroleum Source Rocks*, Springer-Verlag, pp.183-207, 1995.
- [13] Sefidari E., Amini A. and Dashti A., "Source rock characteristics of Albian Kazhdumi formation in Zagros [14] Region," *Arabian Journal of Geosciences*, Vol. 8, No. 10, pp. 8327-8345, 2015.
- [15] Bordenave M. L., "Petroleum systems and distribution of the oil and gas fields in the Iranian part of the [16] Tethyan Region," In: L. Marlow, C. Kendall and L. Yose (Editors), *Petroleum Systems of the Tethyan Region*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 106, pp. 505-540, 2014.
- [17] Alizadeh B., Sarafdokht H. Rajabi M., Opera A. and Janbaz M., "Organic geochemistry and petrography of Kazhdumi (Albian–Cenomanian) and Pabdeh (Paleogene) potential source rocks in southern part of the Dezful Embayment, Iran," *Organic Geochemistry*, Vol. 49, pp. 36-46, 2012.
- [18] Alizadeh B., Maroufi K. and Fajrak M., "Hydrocarbon reserves of Gachsaran oilfield, SW Iran: Geochemical characteristics and origin," *Marine and Petroleum Geology*, DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2017.08.040, Vol., pp., April 2018.
- [19] Vincent B., van Buchem F. S. P., Huc A. Y., "Carbon-isotope stratigraphy, biostratigraphy and organic matter distribution in the Aptian – Lower Albian successions of southwest Iran (Dariyan and Kazhdumi formations)," *GeoArabia Special Publication 4*, Vol., pp. 139-197, 2010.
- [20] Mashhadi Z. S. and Rabbani A. R., "Organic geochemistry of crude oils and cretaceous source rocks in the Iranian sector of the Persian Gulf: An oil–oil and oil–source rock correlation study," *International Journal of Coal Geology*, Vol. 146, pp. 118-144, 2015.
- [21] Rahmani O., Aali J., Mohseni H., Rahimpour-Bonab H. and Zalaghaie S., "Organic geochemistry of Gadvan and Kazhdumi formations (Cretaceous) in South Pars field, Persian Gulf, Iran," *Journal of Petroleum Science and Engineering*, Vol. 70, No. 1–2, pp. 57-66, 2010.
- [22] Bolandi V., Kadkhodaie A. and Farzi R., "Analyzing organic richness of source rocks from well log data by using SVM and ANN classifiers: A case study from the Kazhdumi Formation, the Persian Gulf basin, offshore Iran," *Journal of Petroleum Science and Engineering*, Vol. 151, No. Supplement C, pp. 224-234, 2017.



ارزیابی و اعتبار سنجی آماری روش‌های متداول تعیین ناهمگنی در مخازن کربناته، مطالعه موردی در بخش مرکزی خلیج فارس

عادله جمالیان*

دانشجوی دکتری دانشگاه تهران، دانشکده زمین‌شناسی

adele.jamalian@ut.ac.ir

وحید توکلی

دانشیار دانشگاه تهران، دانشکده زمین‌شناسی

vtavakoli@ut.ac.ir

چکیده

طبقه بندی ویژگی‌های مخزنی و تعیین گونه‌های سنگی با روش‌های مختلف منجر به ساده‌سازی تحلیل مخزن و کاهش ناهمگنی آن می‌شود. از خصوصیات مختلف مخزن در روش‌های مختلف تعیین گونه‌های سنگی و واحدهای مخزنی استفاده می‌شود. هرچند تعیین گونه‌های سنگی مخزنی در مطالعات مختلفی مورد بحث قرار گرفته است، اما مقایسه آماری و بررسی دقت و صحت آنان چندان مورد توجه نبوده است. هدف از این مطالعه در ابتدا تعیین واحدهای ناهمگنی به کمک روش‌های متداول تعیین گونه‌های سنگی و در مرحله بعد اعتبارسنجی هر یک از روش‌ها به کمک پارامترهای آماری در سازندهای کنگان و دالان در بخش مرکزی خلیج فارس است. به این منظور بر دو پارامتر تخلخل و تراوایی از میان مشخصه‌های مخزنی تمرکز شد. این پارامترها به صورت مستقیم و غیرمستقیم در روش‌های مورد نظر شامل تعیین گروه‌های ریزرخساره‌ای، شاخص منطقه جریان (FZI)، روش‌های لوسیا، لورنز و وینلند استفاده شده‌اند. برای تفکیک واحدهای مخزنی در روش‌های شاخص منطقه جریان و شاخص ناحیه جریانی از آنالیز احتمال نرمال و نمودار توزیع تجمعی استفاده شد. همچنین گروه‌های ریزرخساره بر اساس فراوانی و توزیع تخلخل و تراوایی در هر گروه رخساره‌ای تفکیک شدند. ارزیابی دقت تفکیک واحدها و گونه‌های سنگی در هر یک از ۵ روش مذکور توسط سه معیار آماری خطای استاندارد (SE)، ضریب تعیین (R^2) و ضریب تغییرات (CV) انجام شد. سپس در هر یک از واحدهای تفکیک شده توزیع خصوصیات زمین‌شناسی نظیر رخساره‌ها و وفرایندهای دیاژنزی بررسی شدند. آنالیز احتمال نرمال در روش شاخص منطقه جریان نشان داد که هر سه پارامتر آماری مذکور در مقایسه با سایر روش‌ها به استانداردترین مقدار خود نزدیک بودند. این موضوع ناشی از تأثیر مستقیم پارامترهای تخلخل و تراوایی مخزن بر فرمول تعیین شاخص منطقه جریان و از نظر آماری ناشی از به حداقل رساندن انحراف معیار طی آنالیز احتمال نرمال است.

کلمات کلیدی: گونه سنگی، ارزیابی آماری، ناهمگنی، مخزن کربناته



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



Evaluation and statistical validation of conventional methods for determining heterogeneity in carbonate reservoirs, a case study in the central part of the Persian Gulf

Adeleh Jamalian*

Ph.D. student, School of Geology, College of Science, University of Tehran

adele.jamalian@ut.ac.ir

Vahid Tavakoli

Associate Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran

vtavakoli@ut.ac.ir

Abstract

Classification and rock typing of reservoir characteristics by different methods, led to simplifying its analysis and reduce the heterogeneity of the reservoir. Different characteristics of the reservoir are effective in various methods to separate the units. Rock type determination has been the subject of many studies before but validating its accuracy and precision were not considered comprehensively. The purpose of this study is first to determine the heterogeneity units using conventional methods for determining rock types and then the validation of each method using statistical parameters. The methods considered in this research include flow zone indicator, Lucia, Lorenz and Winland. Normal probability analysis and cumulative diagram were used to separate the units with flow zone indicator and the microfacies were classified based on their frequency. Porosity and permeability distribution of each facies group were also investigated. Evaluation of each of the 5 mentioned methods was performed by statistical criteria of standard error, coefficient of determination and coefficient of variation. Also, in each hydraulic flow units or rock types obtained from each method, the geological parameters were studied quantitatively and their relationships with the units were examined. In the normal probability analysis method on the flow zone indicator, all three statistical parameters were close to their best values compared to other methods, which were due to the direct effect of porosity and reservoir permeability on the flow zone indicator formula and statistically, minimizing the standard deviation by the normal probability analysis method.

Keywords: Rock typing, statistical evaluation, heterogeneity, carbonate reservoir



۱. مقدمه

مخازن کربناته ذاتاً ناهمگن هستند. به این معنی که خصوصیات پتروفیزیکی از جمله تخلخل و تراوایی توزیع متغیری در حجم مخزن دارند. برای افزایش بهره‌وری از مخازن هیدروکربوری شناخت متغیرهای مخزنی و بررسی دقیق ناهمگنی مخازن اهمیت دارد. عدم قطعیت در توسعه مخازن کربناته منجر به نیاز به درک ناهمگنی در مقیاس‌های مختلف (از مقیاس نمونه تا مقیاس میدان) می‌گردد. ناهمگنی در مخازن با ابزارها و روش‌های مختلف مشخص می‌شود. هدف از این تحقیق بررسی ناهمگنی سنگ مخزن مورد مطالعه توسط پنج روش متداول کمی در تعیین گونه‌های سنگی و سپس بررسی تأثیر پارامترهای آماری بر صحت‌سنجی گونه‌های سنگی تفکیک شده است. بررسی ناهمگنی از دیدگاه‌های مختلف با داده‌ها و روش‌های متفاوت توسط بسیاری از محققان انجام شده است. به عبارت دیگر، ناهمگنی از نظر رسوب‌شناسی، دیاژنز، چین‌نگاری سکانسی، تکتونیکی و پتروفیزیکی مورد بررسی قرار گرفته است [1-15]. در هر روش گونه‌های سنگی با تقسیم مخزن به واحدهای مجزایی که در شرایط مشابه تشکیل شده‌اند، تعیین می‌شود. تعیین ریزرخساره و تحلیل دیاژنز با استفاده از مقاطع نازک اولین گام‌ها در تعیین گونه‌های سنگی هستند [16]. گونه‌های سنگی بر اساس روش‌های کیفی و کمی زمین‌شناسی قابل تفکیک هستند. بر اساس داده‌های پتروفیزیکی روش‌های متفاوتی ارائه شده است. به عنوان مثال بر اساس منحنی فشار موئینگی تزریق، وینلند معادله‌ای را منتشر کرد که توسط کلدزی [17] منتشر شد. شاخص ناحیه جریان توسط رنوم [18] معرفی شده است. امافوله و همکارانش [19] شاخص منطقه جریان را بر اساس شاخص کیفیت مخزن و نسبت تخلخل به ماتریس تعریف کردند. روش تعیین عدد فابریک سنگ (RFN) توسط جنیگ و لوسیا [20] بر اساس اندازه ذرات، جورشدگی، تخلخل بین دانه‌ای و واگی ساخته شد. بنابراین هر روش تعیین گونه سنگی می‌تواند مجموعه داده‌ها را به گروه‌های با ناهمگنی کمتر تقسیم کند. برای مقایسه دقیق واحدهای مخزنی، باید ناهمگنی واحدها را به صورت کمی ارزیابی کنیم [16]. بررسی صحت نتایج طبقه‌بندی کمی مخزن برای محققان یک چالش است. ارزیابی آماری نتایج گونه‌های سنگی ملاکی برای انتخاب مناسب‌ترین مدل است. برای این منظور، چندین پارامتر آماری تعریف شده است. اگر نتایج گونه‌های سنگی فقط بر اساس داده‌های طبقه‌بندی شده ارزیابی شود، به آن ارزیابی داخلی می‌گویند [21-22]. برای ارزیابی دقت روش‌های طبقه‌بندی، معیارهای آماری مختلفی معرفی شده است. در این مطالعه، سه معیار آماری متداول شامل ضریب تغییر، خطای استاندارد و ضریب تعیین استفاده و باهم مقایسه شده‌اند. روشی که بیشترین شباهت در کلاس‌ها را با کمک هر سه شاخص نشان دهد، مناسب‌ترین روش تعیین گونه‌های سنگی و تفکیک واحدهای ناهمگن مخزنی محسوب می‌شود. همچنین در این مطالعه، توانایی روش‌های مختلف تعیین ناهمگنی در مخزن با تمرکز بر روی داده‌های تخلخل و تراوایی حاصل از مغزه بررسی می‌شود.

۲. داده‌ها و روش‌ها

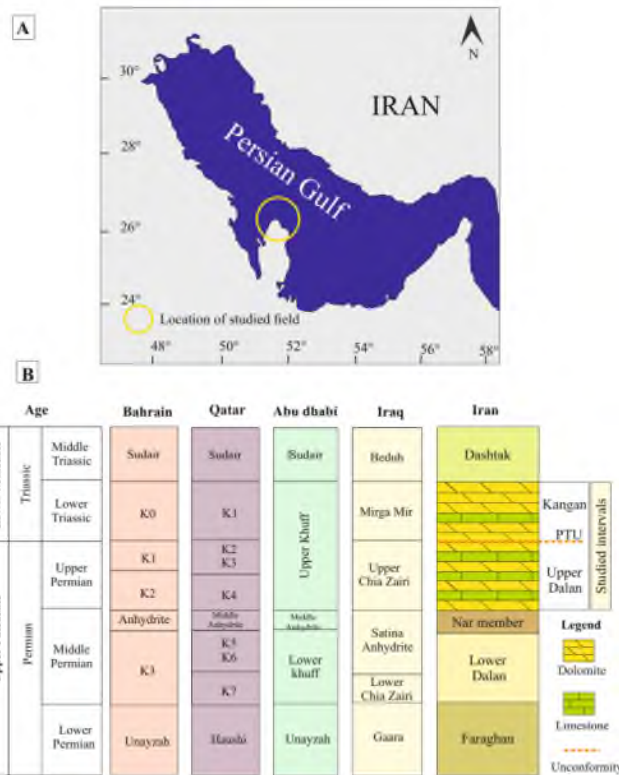
در این مطالعه ۱۵۷۶ مقطع نازک از یک چاه از مخازن دالان و کنگان مطالعه میکروسکوپی شدند. ریزرخساره‌ها بر اساس دانام [23] نامگذاری شدند. همچنین محیط رسوبی و فرایندهای دیاژنزی بر اساس مطالعات پتروگرافی تعیین شدند. علاوه بر مطالعه کیفی پارامترهای زمین‌شناسی به صورت کمی نیز ارائه شدند و فراوانی رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و فرایندهای دیاژنزی رقومی شدند. داده‌های تخلخل و تراوایی حاصل از مطالعات عادی مغزه (Routine Core Analysis) بودند. در این مطالعه گونه‌های سنگی با استفاده از شش روش لورنز، لوسیا، وینلند، شاخص منطقه جریان و مشخصه‌های رسوبی تفکیک شدند. در روش شاخص منطقه جریان، گونه‌های سنگی بر اساس نمودار آنالیز احتمال نرمال و نمودار توزیع تجمعی بر اساس نقاط عطف نمودار تفکیک شدند. جهت صحت‌سنجی تفکیک گونه‌ها و ارزیابی دقت عملکرد از سه پارامتر آماری شامل خطای استاندارد، ضریب تعیین و ضریب



تغییرات استفاده شد. ضریب تغییرات بیانگر نسبت انحراف معیار به میانگین و خطای استاندارد بیانگر انحراف معیار به جذر تعداد کل نمونه‌ها است.

۳. زمین‌شناسی منطقه

سازندهای دالان و کنگان (پرمین پسین-تریاس آغازین) مهم‌ترین سنگ‌های مخزنی کربناته در خلیج فارس هستند که توسط محققان مختلف مطالعه شده‌اند [10, 24-30]. بخش پایینی سازند دالان بر روی سازند فراقان قرار دارد. بخش تبخیری نار بین بخش بالایی و پایینی سازند دالان واقع شده است. سازند کنگان با یک سطح ناپیوسته از سازند دالان جدا می‌شود. مطالعات نشان داده‌اند که این سازندها در یک رمپ کربناته با شیب بسیار ملایم نهشته شده‌اند [29, 31-32]. منطقه مورد مطالعه و ستون چینه-شناسی سازندها در شکل ۱ ارائه شده است. واحدهای مورد مطالعه از بخش بالایی سازند دالان و سازند کنگان شامل واحدهای K1, K2, K3 و K4 هستند که به ترتیب دارای ضخامت ۹۱، ۴۴، ۱۱۴ و ۱۵۴ متر هستند.



شکل ۱: موقعیت منطقه و ستون چینه‌شناسی سازندهای مورد مطالعه و مقایسه با سازندهای همجوار

۴. نتایج

به منظور بررسی ناهمگنی مخزن خصوصیات گونه‌های سنگی با استفاده از پنج روش مذکور در بخش داده‌ها و روش‌ها در ادامه ذکر شده است.



۴-۱. روش گروه‌بندی رخساره‌ای

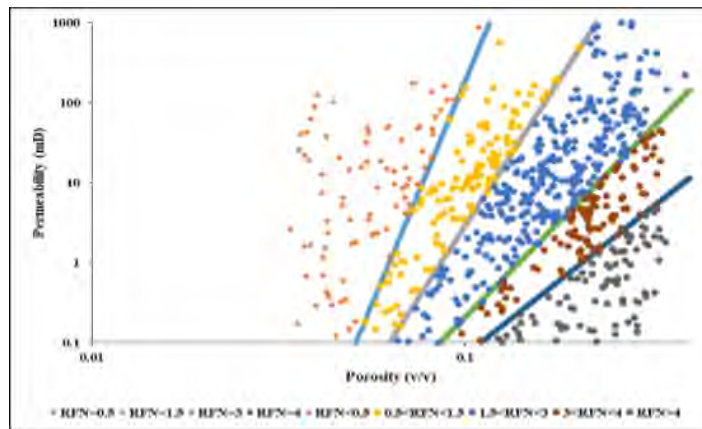
با مطالعه ۱۵۷۶ مقطع نازک از یک چاه از سازندهای کنگان و دالان ۱۲ گروه رخساره‌ای شناسایی شد. اسامی و درصد فراوانی این گروه‌های رخساره‌ای در جدول ۱ ارائه شده است. به منظور بررسی روابط بین تخلخل و تراوایی در هر گروه رخساره‌ای این دو پارامتر در مقابل هم پلات شده‌اند. سپس به منظور صحت‌سنجی در هر گروه رخساره‌ای ۳ پارامتر آماری ضریب تغییرات، ضریب تعیین و خطای استاندارد محاسبه شد (جدول ۱).

جدول ۱: گروه‌های رخساره‌ای به همراه کد و درصد فراوانی و مقادیر محاسبه شده پارامترهای آماری جهت صحت‌سنجی تفکیک داده‌ها در هر گروه رخساره‌ای.

Facies code	Facies group name	Frequency percent	Statistical evaluating parameters for facies rock typing		
			CV	SE	R ²
MF1	Anhydrite	4.32	1.05	0.40	0.00
MF2	Mudstone	13.97	0.75	0.55	0.07
MF3	Stromatolite boundstone	2.22	0.77	1.65	0.02
MF4	Thrombolite boundstone	0.33	1.23	3.72	0.25
MF5	Fossiliferous mudstone	4.77	0.88	1.29	0.19
MF6	Bioclast wackestone	17.18	0.81	0.66	0.08
MF7	Bioclast packstone	6.98	0.80	1.27	0.27
MF8	Bioclast ooid packstone	27.49	0.64	0.59	0.03
MF9	Peloid ooid grainstone	2.00	0.45	1.86	0.01
MF10	Bioclast ooid grainstone	18.18	0.48	0.64	0.03
MF11	Intraclast ooid packstone	2.44	0.75	1.83	0.01
MF12	Crystalline carbonate	0.11	0.50	0.72	0.23

۴-۲. روش لوسیا

لوسیا در سال ۱۹۹۵ [33] نموداری را برای تعیین گونه‌های سنگی و تخمین تراوایی با تخلخل بین دانه‌ای ارائه داد. از این نمودار کلاس‌های پتروفیزیکی و عدد فابریک سنگ قابل استخراج است [20]. توزیع تخلخل و تراوایی چاه مورد مطالعه نشان می‌دهد که عدد فابریک سنگ از کمتر از ۰.۵ تا بیش از ۴ تغییر می‌کند. بر این اساس ۵ کلاس پتروفیزیکی تعیین شد و در هر کلاس مقادیر سه پارامتر آماری ضریب تعیین، ضریب تغییرات و خطای استاندارد محاسبه شدند شکل ۲، جدول ۲).



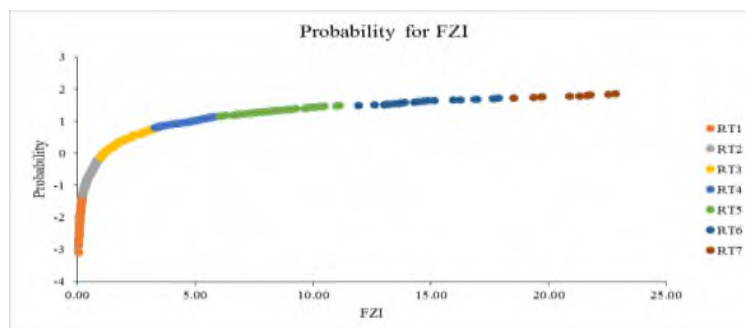
شکل ۲: نمودار لوسیا برای تعیین کلاس‌ها و عدد فابریک سنگ بر مبنای توزیع تخلخل در مقابل تراوایی.

جدول ۲: محاسبه ضریب تغییرات، ضریب تعیین و خطای استاندارد هر یک از کلاس‌های پتروفیزیکی. ضریب تعیین بر مبنای تخلخل و تراوایی و دو ضریب دیگر بر مبنای تخلخل محاسبه شده‌اند.

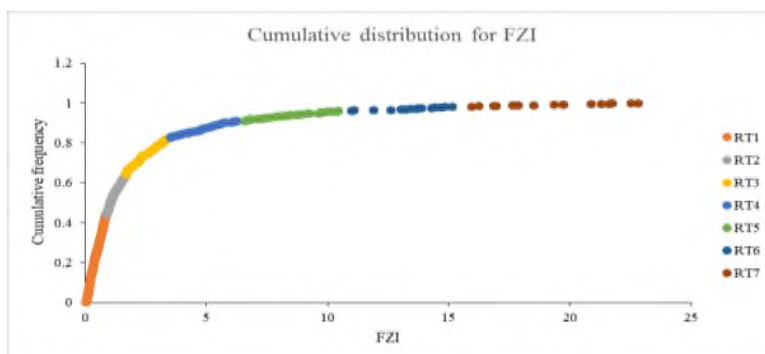
Reservoir unit	Statistical evaluating parameters For Lucia method		
	R ²	SE	CV
HFU1	0.24	0.001	0.32
HFU2	0.49	0.008	0.51
HFU3	0.14	0.004	0.41
HFU4	0.43	0.007	0.42
HFU5	0.001	0.003	1.45

۳-۴. روش شاخص زون جریان

روش شاخص زون جریان روشی برای ارزیابی کیفیت مخزنی است که روابط بین تخلخل و تراوایی را می‌تواند از مقیاس پلاگ تا چاه نمایش دهد. این روش توسط فرمول امافوله [19] محاسبه شده است. برای نمایش توزیع واحدها بر اساس فرمول شاخص زون جریان از دو نمودار آماری آنالیز احتمال نرمال و نمودار توزیع تجمعی استفاده شده است. بر اساس نقاط شکست، در هر دو نمودار ۷ واحد تفکیک شدند (شکل ۳ و ۴). در هر یک از واحد پارامترهای آماری محاسبه و در جدول ۳ ارائه شده است.



شکل ۳: تفکیک راک تایپ‌ها در روش شاخص منطقه جریان بر اساس نمودار آنالیز احتمال نرمال



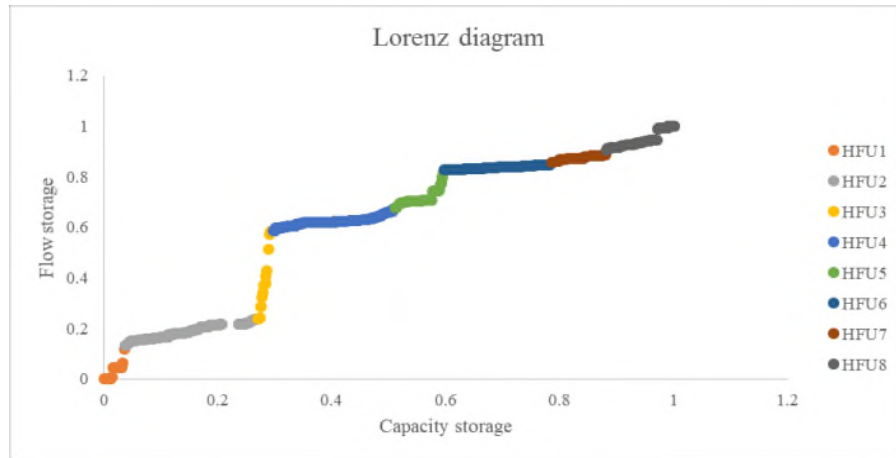
شکل ۴: تفکیک گونه‌های سنگی در روش شاخص منطقه جریان بر اساس نمودار توزیع تجمعی

جدول ۳: محاسبه پارامترهای آماری در هر یک از گونه‌های سنگی تعیین شده در متد شاخص منطقه جریان

Statistical evaluating parameters for FZI method	CV	RT based on FZI	Probability	Cumulative
		RT1	0.34	0.54
		RT2	0.38	0.19
		RT3	0.37	0.22
		RT4	0.17	0.16
		RT5	0.18	0.14
		RT6	0.12	0.09
		RT7	0.07	0.12
	SE	RT based on FZI	Probability	Cumulative
		RT1	0.00	0.01
		RT2	0.01	0.02
		RT3	0.04	0.04
		RT4	0.08	0.09
		RT5	0.19	0.17
		RT6	0.34	0.27
	RT7	0.42	0.53	
	R ²	RT based on FZI	Probability	Cumulative
		RT1	0.48	0.26
		RT2	0.43	0.6
		RT3	0.45	0.61
		RT4	0.67	0.52
		RT5	0.81	0.82
RT6		0.71	0.63	
RT7	0.73	0.69		

۴-۴. روش لورنز

یکی از روش‌های تعیین واحدهای مخزنی بر اساس روش لورنز اصلاح شده بر مبنای چینه نگاری است. در این روش که بر اساس ترسیم ظرفیت تجمعی جریان در مقابل ظرفیت تجمعی ذخیره می‌باشد، هشت واحد جریان تفکیک شدند (شکل ۵) و مشابه روش‌های سابق در هر یک از واحدها سه پارامتر آماری محاسبه شدند (جدول ۴).



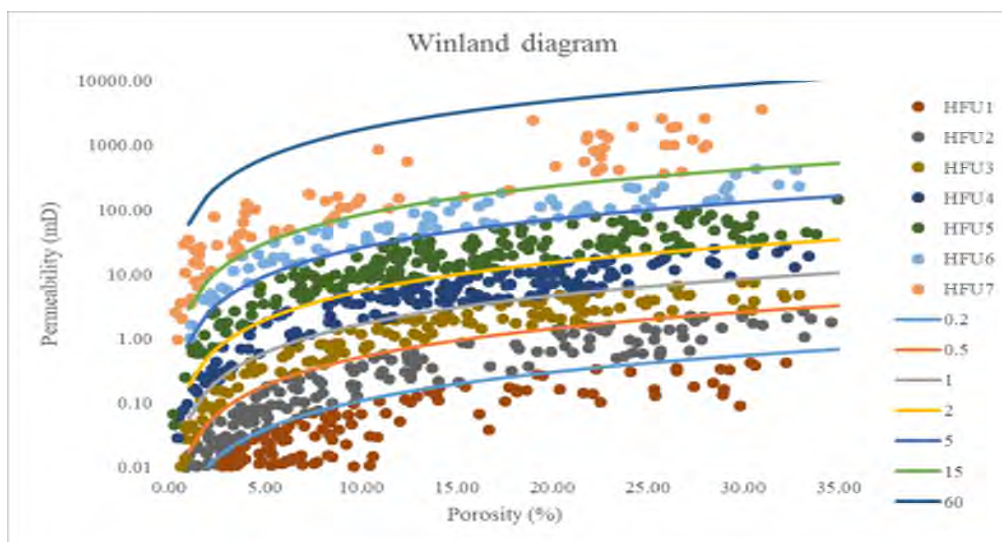
شکل ۵: نمودار لورنز اصلاح‌شده بر مبنای چین‌نگاری که بر اساس نقطه عطف نمودار ۸ واحد جریانی شناسایی شده‌اند.

جدول ۴: پارامترهای آماری محاسبه شده از هر واحد جریانی تفکیک شده در روش لورنز

Reservoir unit	Statistical evaluating parameters For Lorenz method		
	R ²	SE	CV
HFU1	0.16	1.10	1.29
HFU2	0.17	0.41	1.04
HFU3	0.31	1.39	0.25
HFU4	0.11	0.33	0.93
HFU5	0.02	0.70	0.24
HFU6	0.01	0.62	0.34
HFU7	0.06	0.87	0.78
HFU8	0.11	0.48	0.82

۴-۵. روش وینلند

وینلند برای مجموعه‌ای از نمونه‌های آهکی و ماسه‌ای، رابطه‌ای را میان تخلخل، تراوایی و شعاع گلوگاه حفره در ۳۵ درصد اشباع جیوه ارائه داد. بر اساس معادله وینلند [17] در چاه مورد مطالعه ۷ واحد مخزنی تفکیک شدند که واحد ۱ حاوی حفرات بسیار درشت (بزرگتر از ۶۰ میکرون) و واحد ۷ حاوی حفراتی در اندازه نانو است (شکل ۶). در هر واحد مقادیر تخلخل در مقابل تراوایی ترسیم و ضریب تعیین محاسبه شد. کلیه پارامترهای آماری محاسبه شده در جدول ۵ ارائه شده است.



شکل ۶: روش وینلند (R35) برای تعیین واحدهای مخزنی در چاه مورد مطالعه. داده‌ها در بین خطوط کمتر از ۰,۲-۰,۵، ۰,۵-۱,۰، ۱-۲,۰، ۲-۵,۰، ۵-۱۵، ۱۵-۶۰ توزیع یافته‌اند.

جدول ۵: پارامترهای آواری محاسبه شده برای هر واحد در متد وینلند

Reservoir unit	Statistical evaluating parameters For Lorenz method		
	R ²	SE	CV
HFU1	0.75	0.29	1.17
HFU2	0.8	0.71	0.98
HFU3	0.79	0.75	0.68
HFU4	0.74	0.62	0.55
HFU5	0.63	0.60	0.57
HFU6	0.71	1.05	0.63
HFU7	0.6	1.16	0.86

۵. بحث

هدف از مطالعات مخزن پیش‌بینی خصوصیات و عوامل کنترل‌کننده مخزن بر اساس داده‌های محدود موجود از چاه‌های مورد مطالعه است [16]. در این مطالعه از پنج روش برای تعیین گونه‌های سنگی استفاده شد. به طور کلی در تحلیل پارامترهای آماری مورد استفاده در این تحقیق هر چه R² به مقدار ۱ نزدیکتر و پارامترهای SE و CV به صفر نزدیکتر باشد، نشان‌دهنده کمتر بودن انحراف معیار و همگن‌تر بودن واحد تفکیک شده است.

در روش تعیین گروه‌های رخساره‌ای نمودار تخلخل در مقابل تراوایی ترسیم و محاسبه ضریب تعیین یا R² برای هر گروه مقادیر نامطلوبی ارائه داد. بیشترین مقدار R² معادل ۰,۲۷ و متعلق به کدرخساره ای MF7 یعنی بایوکلاست پکستون متعلق به محیط



لاگون بود. بالاترین مقدار ضریب تغییرات یا CV معادل ۰.۴۵ برای رخساره پلویید ائید گرینستون (MF9) از محیط سدی بود. کمترین مقدار SE معادل ۰.۴ مربوط به رخساره انیدریت (MF1) در محیط بالای جزرومدی بود. به طور کلی R^2 و CV مقادیر قابل نامطلوبی ارائه دادند و SE نیز نسبتاً قابل قبول بود. این سه پارامتر در نشان دادن دقت تفکیک واحدها طی گروه‌بندی رخساره‌ای با همدیگر همخوانی نداشتند. دلیل این موضوع از لحاظ آماری و اثرگذاری بر سه پارامتر مورد استفاده، متأثر از حضور انواع رخساره‌ها با مقادیر تخلخل و تراوایی متفاوت در یک گروه رخساره‌ای باشد؛ گرچه به لحاظ خصوصیات رسوبی نظیر بافت و آلوکم، رخساره‌ها شباهت دارند و به لحاظ مطالعات کیفی دیاژنزی نیز متعلق به محیط دیاژنزی معین هستند.

در روش FZI، هفت گونه سنگی توسط نمودارهای آنالیز احتمال نرمال و نمودار توزیع تجمعی تعیین شدند. در نمودار آنالیز احتمال نرمال، گونه سنگی RT5 بالاترین مقدار R^2 معادل ۰.۸۱ را نشان داد. همچنین مقادیر SE و CV در این گونه سنگی بسیار نزدیک به صفر بودند. از منظر مطالعات کیفی زمین‌شناسی فراوان‌ترین رخساره در این گونه سنگی بایوکلاست و کستون متعلق به محیط بالای جزرومدی بود. همچنین دولومیتی شدن از فراوان‌ترین فرایندهای دیاژنزی این گونه سنگی است. فرایند دولومیتی شدن موجب همگن شدن بافت سنگ از نظر توزیع تخلخل و تراوایی شده و با کاهش اختلاف از مقدار میانگین تخلخل و تراوایی موجب بالا رفتن پارامتر R^2 و نزدیک به صفر شدن پارامتر SE شده است.

در تفکیک گونه‌های سنگی حاصل از روش FZI به کمک نمودار توزیع تجمعی نیز ۷ گونه سنگی متمایز شد که مقایسه پارامترهای آماری در این نمودار نشان داد مقادیر CV در هر یک از گونه‌های سنگی نسبتاً مناسب است. مطالعات کیفی خصوصیات رسوبی و دیاژنزی توجیه زمین‌شناسی خاصی برای این موضوع ندارد اما به لحاظ آماری مطلوب بودن CV ناشی از این است که CV گونه سنگی از تقسیم انحراف معیار متغیر مورد نظر بر میانگین آن متغیر بدست می‌آید.

پارامتر SE در هر دو نوع نمودار در روش FZI در گونه سنگی RT1 مناسب‌ترین مقدار را نشان داد. از نظر زمین‌شناسی این گونه سنگی با بافت ائید گرینستون از محیط سدی است. متداول‌ترین فرایند دیاژنزی در RT1 سیمانی شدن است. با توجه به اینکه پارامتر SE نتیجه تقسیم انحراف استاندارد بر تعداد نمونه است، توزیع رخساره‌های شول در RT1 تا حدودی مطلوب است و این گونه سنگی مقدار مطلوبی از SE را نشان می‌دهد.

در روش لورنز مقادیر پارامترهای آماری در هر ۸ واحد، درجات بالایی از ناهمگنی را نشان می‌دهد. R^2 و SE در همه واحدها مقادیر ضعیفی دارند. از نظر پارامتر CV واحدهای ۵، ۳ و ۶ به ترتیب مناسب‌ترین مقادیر CV را نشان می‌دهند. یکی از دلایل این امر این است که اساس روش لورنز به جای جدایش نمونه‌ها، تعیین مرز بین واحدها است.

در روش لوسیا نامطلوب‌ترین و ضعیف‌ترین مقادیر مربوط به پارامتر R^2 و CV هستند. اما مقادیر محاسبه شده توسط SE بسیار مطلوب هستند. بر اساس پارامتر SE، کلاس ۱ بهترین واحد در طبقه‌بندی لوسیا است. از نظر خصوصیات کیفی زمین‌شناسی در کلاس ۱ دولومیتی شدن، انیدریتی شدن و نرخ تراکم بالا است. همچنین بیشترین لیتولوژی متعلق به دولومیت است. مجموع این فرایندها در مقایسه با فرایندهای مشابه در سایر کلاس‌ها موجب همگن‌تر شدن کلاس ۱ و در نتیجه بهتر شدن مقدار SE شده است.

در روش وینلند پارامتر R^2 مطلوب و در واحد ۲ بالاترین مقدار معادل ۰.۸ است. در این روش مقادیر SE و CV نامطلوب هستند. فرآیندهایی نظیر دولومیتی شدن و انیدریتی شدن بر همگنی بافت رخساره و توزیع همگن تخلخل و تراوایی تأثیر گذاشته و با کاهش انحراف استاندارد بین پارامترهای تخلخل و نفوذ پذیری، منجر به مقادیر بالاتر R^2 شده است.

به طور کلی، در میان روش‌های اعمال شده در تفکیک گونه‌های سنگی و کاهش ناهمگنی مخزن، در گونه‌های سنگی حاصل از نمودار آنالیز احتمال نرمال در روش FZI، هر سه پارامتر آماری بهترین نتایج را در مقایسه با سایر روش‌ها نشان دادند. همچنین،



دو پارامتر آماری R^2 و CV هر دو مطلوب ترین مقادیر را در یک گونه سنگی (RT1) با مشخصات زمین‌شناسی مشابه نشان دادند. در یک نمودار آنالیز احتمال نرمال، داده‌های مرتب شده FZI تقریباً یک خط مستقیم از توزیع نرمال داده‌ها را نشان می‌دهد. انحراف از یک خط مستقیم خروج از حالت عادی را پیشنهاد می‌کند که دلیل این امر از نظر زمین‌شناسی ناشی از استفاده از شاخص کیفیت مخزن (RQI) و نسبت تخلخل به ماتریس سنگ در فرمول FZI، و از نظر روش تحلیل آماری، مربوط به آنالیز احتمال نرمال است؛ پارامترهای توزیع، خودشان میانگین و انحراف معیاری از توزیع داده‌ها هستند، بنابراین این امر به استخراج مقادیر بهتر از طریق پارامترهای آماری کمک می‌کند.

۶. نتیجه‌گیری

روش‌های متداولی برای کاهش ناهمگنی مخزن و تقسیم آن به واحدهای مخزنی (واحدهای سدی و جریانی) وجود دارد که هر کدام پارامترهای مشخصی از مخزن را برای جداسازی انواع گونه‌های سنگی استفاده می‌کنند. در این مطالعه از ۵ روش تعیین گونه سنگی استفاده شده است که همه آنها در استفاده از پارامترهای تخلخل و نفوذ پذیری (مستقیم و غیرمستقیم) وجه اشتراک داشتند. ارزیابی صحت هر گونه سنگی تعیین شده توسط سه پارامتر آماری انجام شد که شامل پارامترهای R^2 ، SE و CV بودند. در روش تعیین گونه‌های سنگی با FZI استفاده از نمودار آنالیز احتمال نرمال و نمودار توزیع تجمعی، سه پارامتر آماری ذکر شده در کنار هم بهترین نتایج را در مقایسه با سایر روش‌ها ارائه دادند. دلیل اثربخشی این روش نسبت به سایر روش‌ها، به تأثیر پارامترهای تخلخل و نفوذ پذیری در فرمول FZI مربوط می‌شود. از نظر پارامتر آماری مورد استفاده نیز به دلیل استفاده از میانگین و انحراف استاندارد در ساختار نمودار آنالیز احتمال نرمال، نیازی به محاسبه مجدد انحراف از معیار داده‌ها نیست و در نتیجه مطلوب-ترین نتایج ارائه شد.

منابع

- [1] Olsen, T., 1995. Sequence stratigraphy, alluvial architecture and potential reservoir heterogeneities of fluvial deposits: evidence from outcrop studies in Price Canyon, Utah (Upper Cretaceous and Lower Tertiary). Norwegian Petroleum Society Special Publications, Volume 5, Pages: 75-88, 92-96.
- [2] Sun, S., Shu, L., Zeng, Y., Cao, J., Feng, Z., 2007. Porosity-permeability and textural heterogeneity of reservoir sandstones from the Lower Cretaceous Putaohua Member Of Yaojia Formation, Weixing Oilfield, Songliao Basin, Northeast China. Marine and Petroleum Geology, Volume 24, Issue (2): Pages 109-127.
- [3] Issautier, B., Le Nindre, Y.M., Memesh, A., Dini, S. and Viseur, S., 2012. Managing clastic reservoir heterogeneity I: Sedimentology and sequence stratigraphy of the Late Triassic Minjur Sandstone at the Khashm al Khalta type locality, Central Saudi Arabia. GeoArabia 17 (2): 17- 56.
- [4] Alnazghah, M.H., Badenas, B., Pomar, L., Aurell, M. and Morsilli, M., 2013. Facies heterogeneity at interwell-scale in a carbonate ramp, Upper Jurassic, NE Spain. Marine and Petroleum Geology, Volume 44, Pages 140-163.
- [5] Medici, G., West, L.J. and Mountney, N.P., 2016. Characterizing flow pathways in a sandstone aquifer: Tectonic vs sedimentary heterogeneities. Journal of Contaminant Hydrology, Volume 194: Pages 36-58.
- [6] Veloso, F.M.L., Navarrete, R., Soria, A.R. and Meléndez, N., 2016. Sedimentary heterogeneity and petrophysical characterization of Barremian tsunami and barrier island/inlet deposits: The Aliaga outcrop as a reservoir analogue (Galve sub-basin, eastern Spain). Marine and Petroleum Geology, Volume 73: Pages 188-21.
- [7] Li, Z., Wu, S., Xia, D., Zhang, X. and Huang, M., 2017. Diagenetic alterations and reservoir heterogeneity within the depositional facies: A case study from distributary-channel belt sandstone of Upper Triassic Yanchang Formation reservoirs (Ordos Basin, China). Marine and Petroleum Geology, Volume 86, Pages: 950-971.



- [8] Yang, X., Meng, Y., Shi, X., Li, G., 2017. Influence of porosity and permeability heterogeneity on liquid invasion in tight gas reservoirs. *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, Volume 37: Pages 169-177.
- [9] Wang, G., Chang, X., Yin, W., Li, Y. and Song, T., 2017. Impact of diagenesis on reservoir quality and heterogeneity of the Upper Triassic Chang 8 tight oil sandstones in the Zhenjing area, Ordos Basin, China. *Marine and Petroleum Geology*, Volume 83: Pages 84-96.
- [10] Nazemi, M., Tavakoli, V., Rahimpour-Bonab, H., Hosseini, M., Sharifi-Yazdi, M., (2018). The effect of carbonate reservoir heterogeneity on Archie's exponents (a and m), an example from Kangan and Dalan gas formations in the central Persian Gulf. *J Nat Gas Sci Eng*, 59:297-308.
- [11] Tomassetti, L., Petracchini, L., Brandano, M., Trippetta, F. and Tomassi, A., 2018. Modeling lateral facies heterogeneity of an upper Oligocene carbonate ramp (Salento, southern Italy). *Marine and Petroleum Geology*, Volume 96, Pages: 254-270.
- [12] Sun, Z., Lin, C., Zhu, P., Chen, J., 2018. Analysis and modeling of fluvial-reservoir petrophysical heterogeneity based on sealed coring wells and their test data, Guantao Formation, Shengli oilfield. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, Volume 162: Pages 785-800.
- [13] Sequero, C., Aurell, M. and B'denas, B., 2019. Sedimentary evolution of a shallow carbonate ramp (Kimmeridgian, NE Spain): Unravelling controlling factors for facies heterogeneities at reservoir scale. *Marine and Petroleum Geology*, Volume 109, Pages: 145-174.
- [14] Li, M., Guo, Y., Li, Z. and Wang, H., 2020. The diagenetic controls of the reservoir heterogeneity in the tight sand gas reservoirs of the Zizhou Area in China's east Ordos Basin: Implications for reservoir quality predictions. *Marine and Petroleum Geology*, Volume 112, Article 104088.
- [15] Petrovic, A., 2020. Spatial heterogeneities in a bioclastic shoal outcrop reservoir analogue: Architectural, cyclical and diagenetic controls on lateral pore distribution. *Marine and Petroleum Geology*, Volume 113, Article (104098).
- [16] Tavakoli, V., 2020. *Carbonate Reservoir Heterogeneity, Overcoming the Challenges*. Springer, ISBN 978-3-030-34773-4, 115 pp.
- [17] Kolodzie Jr., S., 1980, January. Analysis of pore throat size and use of the Waxman-Smits equation to determine OOIP in Spindle Field, Colorado. In: *SPE Annual Technical Conference and Exhibition*. Society of Petroleum Engineers.
- [18] Ransom, R. C., 1984. "A contribution toward a better understanding of the modified Archie formation resistivity factor relationship." *The log analyst*, No. 2: pp. 7-12.
- [19] Amaefule, J.O., Altunbay, M., Tiab, D., Kersey, D.G., Keelan, D., 1993. Enhanced reservoir description: using core and log data to identify hydraulic (flow) units and predict permeability in uncored intervals/wells. In: *Paper SPE 26436. SPE Annual Technical Conference and Exhibition in Houston, Texas*.
- [20] Jennings, J.W., Lucia, F.J., 2001. Predicting permeability from well logs in carbonate with a link to geology for interwell permeability mapping. In: *Paper SPE 71336 Presented at the 2001 SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Louisiana*.
- [21] Zaïane, O.R., 1999. "Chapter I: Introduction to Data Mining," *C. Princ. Knowl. Discov. Databases*, vol. 17.
- [22] Halkidi, M., Batistakis, Y. and Vazirgiannis, M., 2001. "On clustering validation techniques," *J. Intell. Inf. Syst.*, vol. 17(, no. 2): pp.107-145.
- [23] Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham WE (ed) *Classification of carbonate rocks*. AAPG Memoir 1, Oklahoma.
- [24] Rahimpur-Bonab, H., 2007. "A procedure for appraisal of a hydrocarbon reservoir continuity and quantification of its heterogeneity", *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 58: 1-12.
- [25] Esrafil-Dizaji, B., Rahimpour-Bonab, H., 2009. Effects of depositional and diagenetic characteristics on carbonate reservoir quality: a case study from the South Pars gas field in the Persian Gulf. *Petroleum Geoscience*. 15: 325-344.
- [26] Tavakoli, V., Rahimpour-Bonab, H., Esrafil-Dizaji, B., 2011. "Diagenetic controlled reservoir quality of South Pars Gas Field, an integrated approach", *Comptes Rendus Geoscience*, 343(1): 55-71.
- [27] Tavakoli, V., 2015. "Chemostratigraphy of the Permian-Triassic Strata of the Offshore Persian Gulf, Iran", In: Ramkumar, M., (Ed.), *Chemostratigraphy: Concepts, Techniques, and Applications Elsevier*, 373-393.



-
- [28] Tavakoli V., Jamalian, A. 2018. Microporosity evolution in Iranian reservoirs, Dalan and Dariyan formations, the central Persian Gulf. *J Nat Gas Sci Eng* 52:155–165
- [29] Tavakoli V., Jamalian, A. 2019. Porosity evolution in dolomitized Permian-Triassic strata of the Persian Gulf, insights into the porosity origin of dolomite reservoirs. *J Pet Sci Eng* 181:106191
- [30] Nazari MH, Tavakoli V, Rahimpour-Bonab H, Sharifi-Yazdi M (2019) Investigation of factors influencing geological heterogeneity in tight gas carbonates, Permian reservoir of the Persian Gulf. *J Petrol Sci Eng.*, 183, art. No. (106341)
- [31] Tavakoli, V., 2017. Application of gamma deviation log (GDL) in sequence stratigraphy of carbonate strata, an example from offshore Persian Gulf, Iran. *J. Pet. Sci. Eng.* 156: 868–876.
- [32] Tavakoli, V., Naderi-Khujin, M., Seyedmehdi, Z., 2018. The end-Permian regression in the western Tethys: sedimentological and geochemical evidence from offshore the Persian Gulf, Iran. *Geo Mar. Lett.* 38 (2): 179–192.
- [33] Lucia, F.J., 1995. Rock-fabric/ Petrophysical classification of carbonate pore space for reservoir characterization. *AAPG Bull.*, 79 (9), 1275-1300.



تشخیص تخلخل در تصاویر سی‌تی‌اسکن مغزه با استفاده از شبکه عصبی پیچشی، مطالعه موردی در یکی از مخازن کربناته در بخش مرکزی خلیج فارس

عادلہ جمالیان*

دانشجوی دکتری دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

adele.jamalian@ut.ac.ir

وحید توکلی

دانشیار دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران

vtavakoli@ut.ac.ir

چکیده

تصاویر سی‌تی‌اسکن مغزه از مهم‌ترین داده‌های رقومی مطالعه مخزن هیدروکربنی هستند. بنابراین استفاده و توسعه الگوریتم‌های مختلف شبکه‌های عصبی پیچشی (Convolutional Neural Network: CNN) یکی از مهم‌ترین روش‌های یادگیری است که در آن چندین لایه یادگیری آموزش داده می‌شود. در میان این الگوریتم‌ها، شبکه‌های عصبی پیچشی عمیق از دقت بالاتری برخوردار هستند. شبکه‌های پیچشی برای یادگیری برای کارهای مربوط به تصویر و بینایی رایانه مهم هستند. شبکه‌های پیچشی خاصیت "عدم تغییر فضایی" دارند، به این معنی که آن‌ها یاد می‌گیرند ویژگی‌های تصویر را در هر نقطه از تصویر شما تشخیص دهند. در این مطالعه، تصاویر سی‌تی‌اسکن سازند کنگان به سن تریاس در بخش مرکزی خلیج فارس ایران با استفاده از CNN طبقه‌بندی و به دو گروه متخلخل و فاقد تخلخل تقسیم شدند. در مجموع ۴۰۹۰ تصویر از ۱۳۳ متر مغزه در بخش مرکزی خلیج فارس استفاده شده است. استفاده از ویژگی‌های مبتنی بر CNN برای تشخیص تخلخل بررسی شد. سه مرحله اصلی جهت رسیدن به نتیجه نهایی انجام شد. پردازش اولیه تصاویر، استخراج ویژگی‌ها و طبقه‌بندی توسط شبکه از قبل آموزش دیده شده موبایل نت (MobileNet) برای استخراج این ویژگی بدون افزایش داده‌ها استفاده شده است. برای تجزیه و تحلیل عملکرد طبقه‌بندی مجموعه داده‌ها، تعداد تکرار (دوره) ۷ و اندازه دسته تصاویر ۳۲ بود. میزان خطای داده‌های آزمون ۰,۲ و برای داده‌های آموزش ۳,۶ است. مقدار دقت برای داده‌های آموزش ۹۸,۳٪ و برای داده‌های آزمون ۷۷,۶۲٪ است. نتایج حاصل از توسعه این روش به عنوان روش شناسایی تخلخل در تعداد زیاد تصاویر و همچنین مدل پایه‌ای برای ارزیابی ناهمگنی مخازن هیدروکربنی مورد استفاده قرار خواهد گرفت.

کلمات کلیدی: سی‌تی‌اسکن مغزه، یادگیری عمیق، شبکه عصبی پیچشی، موبایل‌نت، کنگان



Detection of porosity in core CT images using Convolutional Neural Network, a case study in a carbonate reservoir in the central part of the Persian Gulf

Adeleh Jamalian*

Ph.D. student, School of Geology, College of Science, University of Tehran
adele.jamalian@ut.ac.ir

Vahid Tavakoli

Associate Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran
vtavakoli@ut.ac.ir

Abstract

Core CT scan images are among the most important digital data in hydrocarbon reservoir studies. So, developing various algorithms in order to extract information from these images are necessary. The convolutional neural networks (CNNs), are one of the most important learning methods in which several layers of learning are trained. Among these algorithms, deep convolutional neural networks have higher accuracy. Convolutional networks are important to learn for image and computer-vision related tasks. Convolutional networks have the property of ‘spatial invariance’, meaning they learn to recognise image features anywhere in the image. In this study, the core CT scans from Iranian Triassic Kangan Formation were categorized using a CNN and separated into two groups including matrix and porosity. A total number of 4090 images from 133 meters of cores were used in offshore area of the Persian Gulf. The use of CNN-based features was investigated for porosity recognition. Three main steps have been performed. The initial processing of images; the extraction of features and classification. The pre-trained MobileNet has been used to extract the feature without increasing the data. For data set classification performance analysis, the number of iterations (periods) was 7 and the image batch size was 32. The error rate of test data is 0.2 and for training data is 3.6. The accuracy value is 98.3% for training data and 77.62% for test data. The results of the development of this method will be used as a method of identifying porosity in high number of images as well as the base for heterogeneity evaluation of hydrocarbon reservoirs.

Keywords: Core CT scan; Deep learning; Convolutional neural network; Mobile net; Kangan



۱. مقدمه

امروزه یادگیری عمیق به حوزه مطالعاتی بسیار جذابی در رشته‌های مختلف علوم نظیر کامپیوتر، دارو و درمان، امور اقتصادی و غیره تبدیل شده است [1-16]. یادگیری عمیق زیرمجموعه‌ای از هوش مصنوعی و یادگیری ماشین است که به عنوان یک زبان ساده که توسط تکنیک‌های یادگیری ماشین آموخته می‌شود، تعریف می‌شود [8]. هدف از یادگیری عمیق انجام کارهای دشوار و وقت‌گیر به جای انسان و همچنین استفاده از مهندسی ویژگی^۱ است. از ویژگی‌های مهم یادگیری عمیق، توانایی یادگیری خودکار ویژگی‌ها، دقت بالا در نتایج، قدرت تعمیم بالا و شناسایی داده‌های جدید و پشتیبانی گسترده از سخت‌افزار و نرم‌افزار است [17]. از کاربردهای یادگیری عمیق می‌توان به ترجمه خودکار، ربات‌های سخنگو، اتومبیل‌های بدون سرنشین اشاره نمود و جالب‌ترین کاربرد آن در پردازش تصویر است. بر خلاف شبکه‌های عصبی رایج که با شناسایی ویژگی‌های تصویر، اجزای آن را از هم متمایز می‌کند، در روش یادگیری عمیق، تعداد زیادی عکس به رایانه داده می‌شود و بدون تعریف ویژگی‌ها، رایانه چندین لایه ایجاد می‌کند و الگوهایی را می‌آموزد تا ویژگی‌ها و اجزای مختلف تصاویر را شناسایی و اندازه‌گیری کند. از یادگیری عمیق به طور گسترده‌ای در کارهای مختلف بینایی رایانه مانند طبقه‌بندی تصویر و تشخیص اشیا استفاده شده است. یادگیری عمیق یک الگوریتم یادگیری ماشین مبتنی بر یک شبکه عصبی است که می‌تواند به عنوان یادگیری تحت نظارت^۲، یادگیری نیمه‌نظارت‌شده^۳ یا یادگیری بدون نظارت^۴ استفاده شود. شبکه یادگیری عمیق از چندین لایه برای استخراج ویژگی‌ها از داده‌های ورودی استفاده می‌کند و پس از آن عملیاتی نظیر طبقه‌بندی، برازش و یا سایر عملیات را بر روی ویژگی‌های استخراج شده انجام می‌دهد. یادگیری عمیق در زمینه‌های مختلف علمی مانند بینایی ماشین، تشخیص گفتار، تفکیک منبع صوتی و بسیاری از زمینه‌های دیگر کاربرد دارد [2, 18].

الگوریتم‌های یادگیری عمیق که ویژگی‌های قابل تشخیص یا غیرقابل تشخیص را در سلسله مراتبی از داده‌ها یاد می‌گیرند، می‌توانند در علوم زمین برای تجزیه و تحلیل مقدار قابل توجهی از اطلاعات استفاده شوند. تصاویر سی‌تی‌اسکن از مقطع مغزه‌ها، به عنوان داده‌هایی که انعکاسی از شرایط داخل زمین را نمایان می‌سازند، به هدف ثبت اطلاعات استخراج شده از تصویر در مقیاس چاه در منطقه مورد مطالعه اهمیت دارند. بسته به نوع اطلاعات می‌توان ویژگی‌های مبتنی بر شیء یا ساختار را از تصاویر استخراج نمود. روش‌های یادگیری عمیق مورد استفاده در تشخیص هدف به سه دسته‌ی اصلی شامل روش‌های نظارت‌شده، نیمه‌نظارت‌شده و نظارت نشده تقسیم می‌شوند.

در زمین‌شناسی، ران و همکاران [19] نشان دادند که تجزیه و تحلیل تصویر با استفاده از شبکه عصبی پیچشی عمیق برای شناسایی انواع سنگ از تصاویر گرفته شده در این زمینه قابل استفاده است. ژانگ و همکاران [20] از مدل‌های یادگیری عمیق بر روی تصاویر ساختار زمین شناسی برای طبقه‌بندی استفاده کردند. چنگ و ونهوی [21] تصاویر سنگ را با ضریب اطمینان بالا بر اساس شبکه عصبی پیچشی طبقه‌بندی کردند. واضح است که این توانایی استثنایی در یادگیری و حل مشکلات پیچیده‌تر، به کامپیوترهایی با قدرت محاسبات بالا احتیاج دارد، اما انجام تحلیل داده‌ها با حجم کم توسط رایانه‌های معمولی نیز امکان‌پذیر است. این مقاله بر روی محبوب‌ترین مدل و کاربرد یادگیری عمیق در بینایی ماشین یعنی شبکه عصبی پیچشی تمرکز دارد. پردازش تصویر با کمک زبان پایتون (Python) و بر روی تصاویر سی‌تی‌اسکن مغزه به منظور شناسایی تصاویر حاوی تخلخل از تصاویر بدون تخلخل استفاده می‌شود. تجزیه و تحلیل رخساره، محیط‌های رسوبی و تغییرات دیاژنزی این سازند قبلاً توسط محققان مختلف [22]

¹ Feature engineering

² Supervised learning

³ Semi-supervised learning

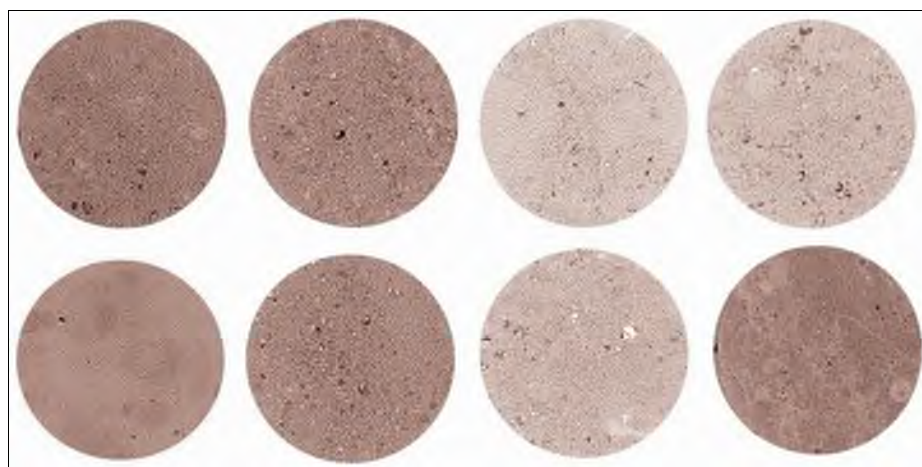
⁴ Unsupervised learning



[23, 24, 25] بررسی شده است. برخی از نویسندگان ناهمگنی مخزن را نیز مورد توجه قرار داده‌اند [23, 25]. تصاویر سی‌تی‌اسکن مغزه تا کنون برای ارزیابی ناهمگنی در سازند مورد مطالعه استفاده نشده است.

۲. داده و روش

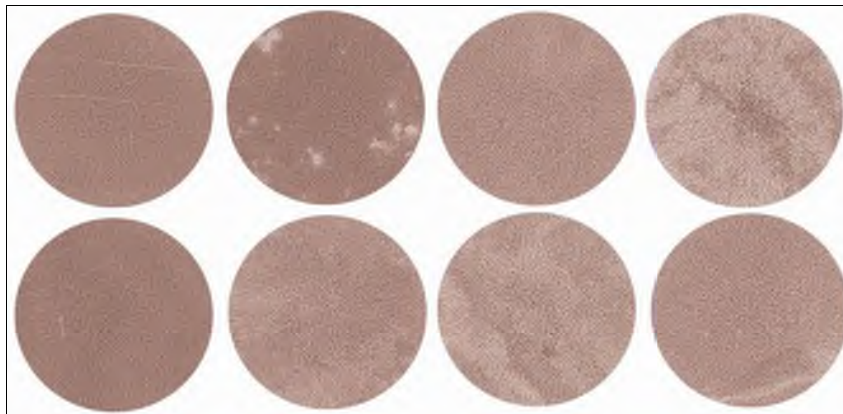
در این تحقیق از یک پایگاه داده شامل مجموعه‌ای از تصاویر سی‌تی‌اسکن از ۱۳۳ متر مغزه از سازند کنگان به سن تریاس از یک چاه در بخش مرکزی خلیج فارس تهیه شده است. تعداد ۴۰۹۰ تصویر با فاصله متوسط یک اینچ تهیه شده است. هر یک از تصاویر نمای مقطعی از مغزه را نشان می‌دهند. همه تصاویر در مقیاس خاکستری هستند و به دو دسته حاوی تخلخل و صرفاً ماتریکس (بدون تخلخل) تقسیم شدند. وضوح هر تصویر ۵۱۲ * ۵۱۲ پیکسل است. تصاویر انتخاب شده از هر دسته در شکل‌های ۱ و ۲ با مقیاس کوچک نشان داده شده است. شبکه CNN به عنوان یک روش یادگیری عمیق برای طبقه بندی تصویر مورد استفاده قرار می‌گیرد. بنابراین داده‌ها برای آموزش و آزمایش به یک شبکه عصبی پیچشی وارد می‌شوند. به این منظور، تمام پردازش‌ها در محیط کولب^۱ انجام شد. کولب بستری است که امکان دسترسی به نوت بوک ژوپیتر^۲ را که دارای کد پایتون است فراهم می‌کند و امکان اتصال به GPU های قدرتمند برای تسریع در عملیات یادگیری ماشین را دارد.



شکل ۱: تصاویر سی‌تی‌اسکن حاوی تخلخل. نقاط تیره در تصویر نشان‌دهنده حفرات هستند. قطر هر تصویر ۱۰ سانتی‌متر است.

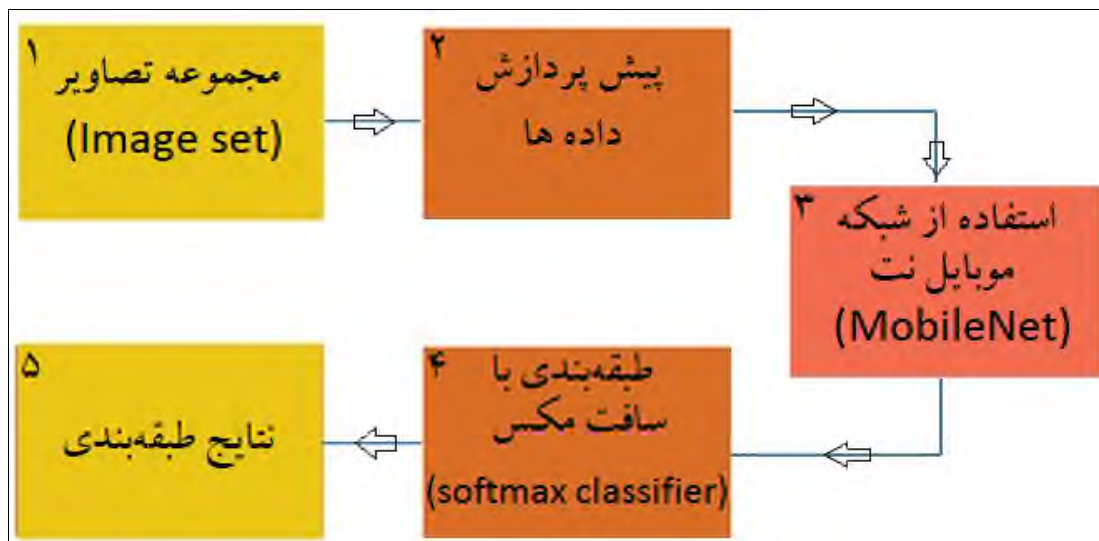
¹ Colab: Google Colaborator

² Jupyter



شکل ۲: تصاویر سی‌تی‌اسکن از مقاطع ماتریکس (بدون تخلخل). تصاویر متخلخل نیستند. رگه‌های شکستگی و لکه‌های سیمانی شده در برخی از تصاویر که با رنگ روشن قابل شناسایی هستند، پراکنده شده‌اند.

روش پیشنهادی در این مقاله شامل سه مرحله شامل پردازش اولیه داده‌ها، استخراج ویژگی‌ها و طبقه‌بندی است. روش اجرا در شکل ۳ نشان داده شده است.



شکل ۳: روش طبقه‌بندی تصاویر سی‌تی‌اسکن مغزه که در این مطالعه استفاده شده است.

۲-۱. پردازش اولیه داده‌ها

داده‌ها به صورت عدد اعشاری کوتاه ذخیره می‌شوند و مقدار هر پیکسل به صورت رقمی بین ۰ تا ۲۵۵ است. سپس ماتریس‌های با اعداد صحیح نیز به فرمت اعداد اعشاری کوتاه تبدیل می‌شوند. سپس میانگین مجموعه داده‌ها بر روی ویژگی‌های (تصویری) مختلف محاسبه شده و از داده‌های آموزش و آزمون کم شده و بر ۲۵۵ تقسیم می‌شود تا داده‌ها را بین ۰ و ۱ قرار دهد. شبکه‌ی



پیش‌آموزش‌دیده‌ی موبایل‌نت برای تصاویر رنگی استفاده می‌شود، در نتیجه تصاویر سی‌تی‌اسکن استفاده شده در مطالعه حاضر توسط نرم‌افزار فوتوشاپ رنگ شده و حاشیه تصاویر نیز بریده شد. در نهایت تنها مقاطع دایره‌ای تصاویر مورد بررسی قرار گرفت.

۲-۲. استخراج ویژگی‌ها

در این مقاله از شبکه پیش‌آموزش‌دیده‌ی موبایل‌نت برای استخراج ویژگی بدون افزایش تعداد داده‌ها استفاده شد. معماری این شبکه بر روی پایگاه داده تصویری نت^۱ آموزش دیده است.

۲-۳. طبقه‌بندی ویژگی‌ها

برای طبقه‌بندی ویژگی‌ها از تابع برازش چندکلاسه^۲ استفاده شد. امتیاز کلاس‌ها به عنوان لگاریتم احتمال غیرطبیعی در نظر گرفته می‌شود. هرچه امتیاز یک کلاس بیشتر باشد، احتمال مشابهت آن با تصویر ورودی بیشتر است. با توجه به تابع تعریف شده (معادله ۱) امتیاز بالاتر یک کلاس معادل با احتمال مشابهت بیشتر است.

$$P(y = k | X = x_i) = \frac{e^{y_i}}{\sum_{j=1}^m e^{y_j}} \quad (1)$$

تابع هزینه مطابق با معادله ۲ محاسبه می‌شود. هر چه مقدار بیشتری از تابع هزینه به دست آید، در نتیجه مقدار وزن (W) قابل قبول نخواهد بود.

$$L = -\text{Log} \left(\frac{e^{y_i}}{\sum_{j=1}^m e^{y_j}} \right) \quad (2)$$

سپس تابع حداقل هزینه محاسبه و از تابع L توسط روش تخمین تحلیلی مشتق گرفته می‌شود. الگوریتم پس انتشار^۳ این محاسبات را به صورت خودکار انجام می‌دهد. این الگوریتم مقدار شیب را در هر نقطه تخمین می‌زند. برای تجزیه و تحلیل عملکرد طبقه‌بندی تصاویر بر روی یک پایگاه داده، تعداد تکرارها^۴ مرتبه و اندازه هر دسته^۵ ۱ است. در مجموع، ۸۰ درصد تصاویر برای آموزش و تصاویر باقیمانده برای آزمایش در نظر گرفته شدند.

۳. یادگیری عمیق و پردازش تصویر

یادگیری عمیق می‌تواند سطوح انتزاعی از تصویر را نمایش دهد و آن‌ها را از درجه پایین به بالا ترکیب نماید. شکل ۴ چارچوب کلی یادگیری عمیق را برای تجزیه و تحلیل تصاویر مغزیه نمایش می‌دهد. نمودار شامل سه بخش اصلی است: داده‌های ورودی، لایه‌های مخفی و داده خروجی مورد انتظار. یکی از الگوریتم‌های اصلی کاربردی در یادگیری عمیق شبکه عصبی پیچشی است.

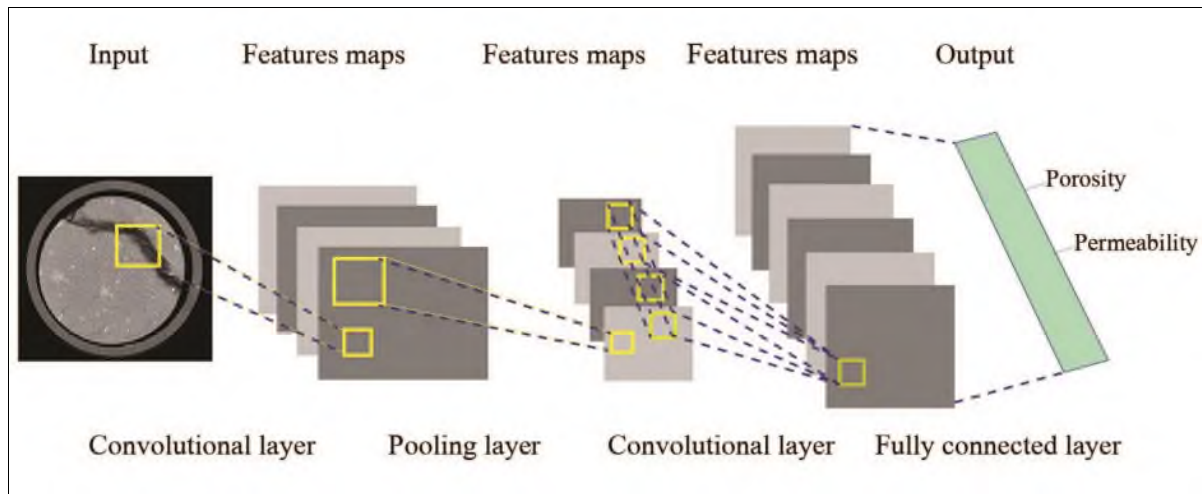
¹ Imagenet

² Multiple class regression function

³ Back-propagation

⁴ Iterations

⁵ Batch size



شکل ۴: تصویر شماتیکی از معماری یک شبکه عصبی پیچشی با لایه‌های متحرک (pooling layer) و کاملاً متصل (fully connected layer). شبکه عصبی پیچشی پیشنهادی دارای دو لایه است.

۴. شبکه عصبی پیچشی (CNN)

یکی از مسائل اصلی در حوزه بینایی ماشین این است که کدام سیستم بینایی می‌تواند ویژگی‌ها را درست‌تر تشخیص دهد. یک سیستم بینایی مصنوعی می‌تواند به صورت اتوماتیک اشیاء را یاد بگیرد و تصاویر را طبقه‌بندی کند. موضوع یادگیری ویژگی‌ها از تصویر در سال‌های اخیر مورد توجه بسیاری از محققان در زمینه‌های مختلف علمی بوده است. در سال‌های اخیر، پیشرفت‌های چشمگیری در این زمینه وجود داشته است که اصطلاحاً روش‌های یادگیری عمیق نامیده می‌شود. شبکه عصبی پیچشی یکی از معماری‌های یادگیری عمیق است که در حوزه بینایی رایانه و ارائه مدل‌های قدرتمند برای شناسایی و طبقه‌بندی تصاویر به کار می‌رود. اخیراً از شبکه‌های عصبی پیچشی برای درک محتوای تصویر، تشخیص تصویر، طبقه‌بندی، تشخیص و بازیابی تصویر استفاده می‌شود. می‌توان از شبکه عصبی پیچشی برای یادگیری و تفسیر ویژگی‌های تصویر استفاده کرد. ایندولیا و همکاران [26] منبع جامعی برای درک این شبکه ارائه داده‌اند.

۴-۱. طبقه‌بندی با شبکه عصبی پیچشی

مجموعه داده‌های مورد استفاده در این تحقیق به ۸۰ درصد برای آموزش و ۲۰ درصد برای آزمون تقسیم شدند. مسئله پیش روی این تحقیق یعنی تشخیص تخلخل از تصاویر دو بعدی سی‌تی‌اسکن برای اولین بار توسط یک شبکه یادگیری عمیق در دست بررسی بوده و هیچ مدل از پیش آموزش‌دیده‌ای برای آموزش سیستم وجود نداشت. ایده اصلی شبکه عصبی پیچشی استخراج ویژگی از تصاویر ورودی است. سپس با کاهش وضوح ویژگی‌های استخراج شده، تصویر در برابر نویز، جابه‌جایی، انتقال و چرخش مقاوم خواهد شد. به نظر می‌رسد استخراج یک ویژگی از تصویر قبل از لایه پیچشی یا کانولوشن برای هر نقشه ویژگی، بهتر از استخراج ویژگی‌های مختلف تصویر برای یک نقشه ویژگی است. این مفهوم تقسیم وزن نامیده می‌شود.

لایه بعدی نمونه برداری فرعی^۱ است که خصوصیات موجود در واحدهای مجاور محل ویژگی را برای مقاومت در برابر شبکه در برابر برخی از عوامل مانند جابه‌جایی و چرخش استخراج می‌کند. در این لایه‌ها، به طور متوسط نقشه ویژگی لایه‌های قبلی در ابعاد m

¹ Subsampling



m* (معمولاً ۲ * ۲) با ماتریس ضریب وزن به دست می‌آید. بنابراین، ابعاد نقشه ویژگی m برابر می‌شود و اطلاعات اضافی از بین می‌رود. لایه‌های کانولوشن و نمونه فرعی به صورت پی در پی تکرار می‌شوند تا ابعاد نقشه ویژگی به یک تصویر ۱ * ۱ برسد. سپس با ترکیب خروجی نقشه‌های ویژگی، لایه خروجی ایجاد می‌شود. بعد از این مراحل، آخرین لایه توسط یک یا چند لایه مخفی به خروجی متصل می‌شود. عملکردهای فعال‌سازی تمام سلول‌های عصبی در همه لایه‌ها سیگموئید است.

۵. اجرای روش

مجموعه داده‌های مربوط به این تحقیق برای اولین بار در حوزه اعمال شبکه یادگیری عمیق توسط نویسندگان تهیه و مدل شبکه عصبی پیچشی بر آن اعمال شده است. بنابراین از آن‌جایی که مجموعه داده مشابهی برای استفاده از مدل و پیش‌آموزش آن در دسترس نبود، دقت مدل با سایر مدل‌ها قابل مقایسه نیست. در روش پیشنهادی، تمام پردازش‌ها در گوگل کولب^۱ انجام شد. استفاده از معماری از قبل آموزش دیده موبایل‌نت برای استخراج ویژگی‌ها منجر به روش پیشنهادی برای انجام طبقه‌بندی دقیق‌تر شده است. دقت این مدل ۷۷٫۶۲٪ است. منحنی‌های خطا^۲ و دقت^۳ مدل پیشنهادی ما در حین آموزش در شکل ۵ و ۶ قابل مشاهده است. هرچه منحنی افت کمتری داشته باشد، در نتیجه مدل ارائه شده بهتر است. مقدار ضرر با توجه به آموزش و آزمون محاسبه می‌شود و تفسیر آن این است که مدل ارائه شده چقدر برای این دو مجموعه کارایی دارد. بر خلاف دقت، مقدار خطا به درصد نیست. مقدار خطا معادل مجموع خطاهایی است که برای هر مثال در مجموعه‌های آموزش یا اعتبارسنجی ایجاد شده است. مقدار دقت اطلاعات آموزش ما به ۹۸٫۳ درصد رسید، اما دقت اطلاعات آزمون پس از ۵ دوره تکرار به حدود ۷۷٫۶۲ درصد رسید و پس از آن تغییری نکرد.

۵-۱. پردازش اولیه داده‌ها

برای پیش‌پردازش داده‌ها، ماتریس‌هایی از نوع عدد صحیح به فرمت اعداد اعشاری کوتاه تبدیل شدند. سپس مقدار میانگین در ویژگی‌های مختلف محاسبه شد و در نهایت میانگین محاسبه شده از داده‌های آموزش و آزمون کم شد. مجموعه داده‌ها به دو دسته یا کلاس (با تخلخل و بدون تخلخل) تقسیم شدند. با استفاده از فرآیند رمزگذاری وان-هات^۴، هر یک از این دو کلاس به یک بردار دودویی تبدیل شده‌اند که اولین جزء آن یک و جزء دیگر آن صفر است. به عنوان مثال، دو کلاس ۰ و ۱ به صورت [۰، ۱] و [۱، ۰] نشان داده می‌شوند.

۵-۲. استخراج ویژگی با شبکه پیش‌آموزش دیده شده

با توجه به اینکه با تعداد کمی از داده (۴۰۹۰ تصویر) و با ابزارهایی مانند تقویت داده^۵ و حذف تصادفی^۶، نمی‌توان به دقت بسیار بالایی دست یافت، بنابراین برای یادگیری نیاز به استفاده از شبکه‌های از پیش آموزش دیده داریم. در این مقاله از شبکه آموزش دیده موبایل‌نت استفاده شد.

¹ Google Colaborator

² Loss

³ Accuracy

⁴ One-hot encoding

⁵ Data boosting

⁶ Accidental deletion



شبکه‌های پیچشی دو قسمت دارند. قسمت اول لایه‌های پیچشی و جمع‌کننده است که به آنها پیچشی پایه می‌گویند. وظیفه این بخش استخراج ویژگی‌های سطح بالا از تصاویر ورودی است. قسمت دوم این شبکه یک لایه کاملاً متصل است که وظیفه این بخش طبقه‌بندی است. این بدان معنا است که ویژگی‌ها در کلاس‌های آنها ترسیم می‌شوند. قسمت دوم به کلاس‌هایی که باید آموزش ببینند بستگی دارد. اگر دو کلاس وجود داشته باشد، باید دو خروجی موجود باشد. بخش لایه‌های کاملاً متصل مخصوص کلاس-هایی است که باید آموزش ببینند. با استفاده از موبایل‌نت، شبکه لایه‌های کاملاً متصل شده را کاملاً از بین می‌برد، اما قسمت پیچشی دیگر تغییر نمی‌کند.

۳-۵. معماری موبایل‌نت

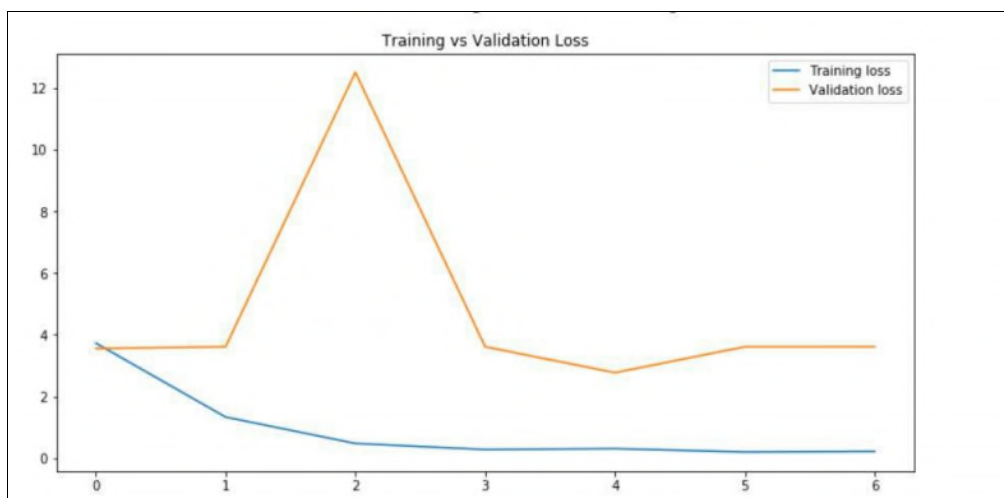
معماری موبایل‌نت در پایگاه داده تصویری نت (ایمیج‌نت) آموزش داده شده است. مجموعه داده ایمیج‌نت، دارای ۴,۱ میلیون تصویر و ۱۰۰۰ کلاس است. برای استفاده از شبکه‌های از قبل آموزش دیده دو روش وجود دارد: روش افزایش داده (تقویت داده) و بدون افزایش داده. روش تقویت داده بسیار کند است، زیرا هر بار که نیاز به گرفتن عکس از یک حلقه پیچشی عمیق است به تعداد زیادی پردازش نیاز است. روش استخراج ویژگی بدون افزایش داده‌ها روشی سریع است که در این مقاله استفاده می‌شود. مجموعه داده تحقیق حاضر متشکل از ۴۰۹۰ تصویر است که برای آموزش به صورت جداگانه در اختیار شبکه پیچشی قرار گرفت. سپس هر یک از تصاویر به یک بردار ویژگی تبدیل شدند. وضوح تصاویر به بزرگی $512 * 512 * 3$ بود که هر یک از آنها به بردارهای بزرگ تبدیل شدند. لازم به ذکر است که این ویژگی‌ها توسط شبکه مبتنی کانولوشن یا همان شبکه پیچشی استخراج شدند. سپس مجموعه داده به ماتریسی از تصاویر و بردارها تبدیل شده، کلاس مربوط به ویژگی اختصاص داده شده و پس از آن روند آموزش آغاز شد.

۴-۵. طبقه‌بندی یا کلاسیفیکیشن ویژگی‌ها

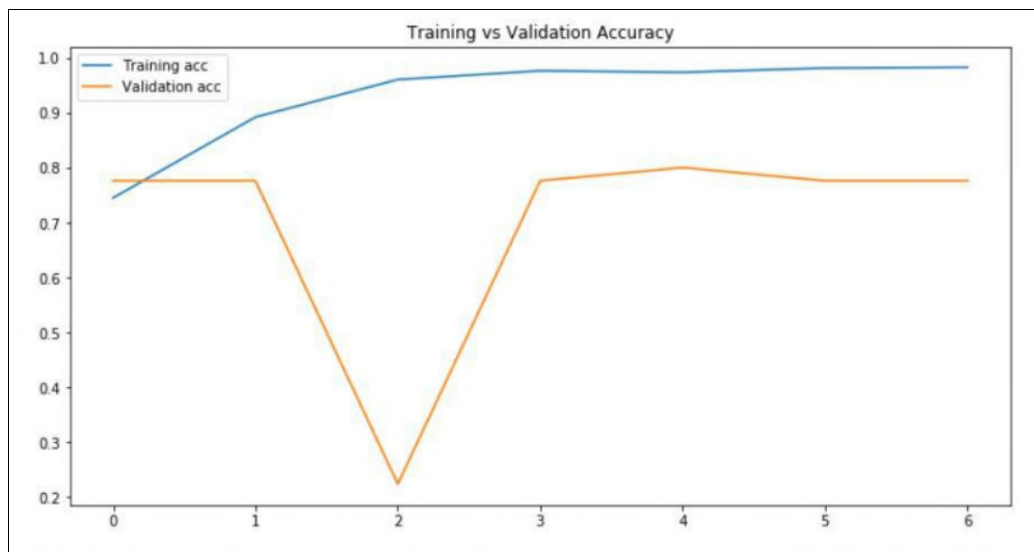
برای طبقه‌بندی ویژگی‌ها از طبقه‌بندی سافت‌مکس استفاده شد. در این مرحله با توجه به رتبه‌بندی کلاس‌ها، وزن‌های قابل قبول یا غیرقابل قبول (w) که امتیازات از آنها محاسبه شده است، باید به دست آید. هرچه درجه یا رتبه کلاسی بیشتر باشد، یعنی کلاس احتمالاً مشابه همان تصویر ورودی می‌باشد. پس از این مرحله حداقل تابع ژیان با الگوریتم پس‌انتشار محاسبه شد. برای تجزیه و تحلیل عملکرد طبقه‌بندی مجموعه داده‌ها، تعداد تکرار (دوره) ۷ و اندازه دسته تصاویر ۳۲ بود. نمودار میزان دقت و خطا برای مجموعه داده ارائه شده است (شکل‌های ۵ و ۶). در شکل ۵ میزان خطای داده‌های آزمون ۰,۲ و برای داده‌های آموزش ۳,۶ است. در شکل ۶، مقدار دقت برای داده‌های آموزش ۹۸,۳٪ و برای داده‌های آزمون ۷۷,۶۲٪ است. شکل ۷ پیش‌بینی برخی از داده‌ها را نشان می‌دهد که مقدار آنها را به یک کلاس با شباهت بیشتر اختصاص می‌دهد. این داده‌ها از مجموعه داده‌های آزمون انتخاب شده و در روند آموزش استفاده نمی‌شوند.



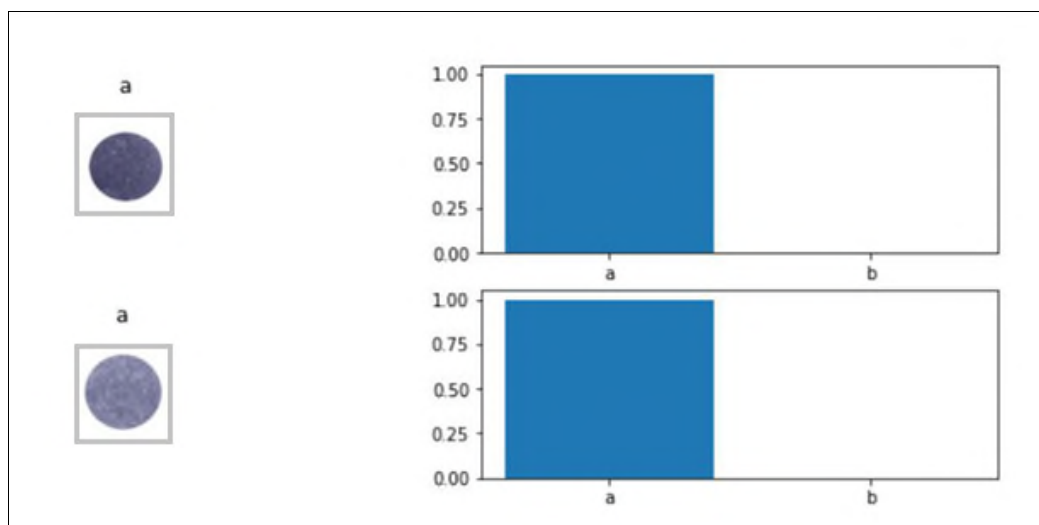
بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۵: منحنی خطا (Loss) در داده‌های آموزش. مدل کم‌برازش (Underfit) نشان می‌دهد که خطای آموزش کاهش پیدا کرده و در بخش پایانی نمودار نیز همچنان کاهش می‌یابد.



شکل ۶: منحنی دقت در داده‌های آموزش. استفاده از تصاویر بیشتر در مجموعه آموزش باعث شد که الگوریتم بایاس به حداقل برسد.



شکل ۷: تصویر شماتیک پیش‌بینی داده‌ها در طبقه‌بندی مجموعه تصاویر

۶. نتیجه‌گیری

یادگیری عمیق با کمک الگوریتم‌های شبکه‌ی عصبی مصنوعی که از مغز انسان الهام گرفته شده است از مجموعه‌ای بزرگ از داده‌ها یاد می‌گیرد از بین همه برنامه‌های کاربردی یادگیری عمیق، بینایی ماشین یکی از محبوب‌ترین آن‌هاست. شبکه عصبی پیچشی یکی از بهترین ابزارهای موجود برای بینایی ماشین است. در این تحقیق شبکه عصبی پیچشی به عنوان یک روش خوب برای شناسایی و طبقه‌بندی تصاویر اصلی سی تی اسکن عمل نمود. در مجموع ۴۰۹۰ تصویر ورودی در دو کلاس آموزش و آزمون به شبکه دو لایه پیچشی داده شد. پس از استفاده از الگوریتم، نتایج نشان داد که شبکه توانست تصاویر متخلخل و ماتریس را با دقت ۷۷٫۶۲٪ جدا کند. در مطالعات آینده، با هدف بهبود نتایج طبقه‌بندی و جلوگیری از حالت بیش‌برازش (Overfitting)، تعداد و تنوع تصاویر در پایگاه داده باید افزایش یابد. در این راستا بهتر است از پایگاه داده‌های از پیش‌آموزش دیده دیگری استفاده نمود تا توانایی طبقه‌بندی داده‌های مختلف افزایش یابد.

منابع

- [1] Bakker, I.D.: Python Deep Learning Cookbook: Over 75 practical recipes on neural network modeling, reinforcement learning, and transfer learning using Python. Packt Publishing (2017).
- [2] Ciresan, D., Giusti, A., Schmidhuber, J.: Deep neural networks segment neuronal membranes in electron microscopy images. In NIPS (2012).
- [3] Clement Farabet, L. Couprie, N. and LeCun, Y.: Learning hierarchical features for scene labeling. PAMI, 35(8) (2013).
- [4] Deng, L. and Yu, D.: Deep Learning: Methods and Applications. Foundations and Trends in Signal Processing: 7: 3–4, 197-387 (2014).
- [5] Girshick, R., Donahue, J., Darrell, T. and Malik, J.: Rich feature hierarchies for accurate object detection and semantic segmentation. CoRR abs/1311.2524 (2014).
- [6] Glassner, A.: Deep Learning, Vol. 2: From Basics to Practice, Amazon Digital Services LLC (2018).
- [7] Krizhevsky, A., Sutskever, I. and Hinton, G. E.: Imagenet classification with deep convolutional neural networks. NIPS. 1097–110 (2012).



- [8] LeCun, Y., Bengio, Y. and Hinton, G.: Deep learning, Nature volume, 521, 436–444 (2015).
- [9] Liangpei, Z., Zhang, L. and Du, B.: Deep learning for remote sensing data: A technical tutorial on the state of the art. IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine 4.2: 22-40 (2016).
- [10] Ouyang, W., Wang, X., Zeng, X., Qiu, S., Luo, P., Tian, Y., Li, H., Yang, S., Wang, Z., Loy, C.: DeepID-net: Deformable deep convolutional neural networks for object detection. CVPR (2015).
- [11] Ouyang, W., Wang, X., Zhang, C. and Yang, X.: Factors in finetuning deep model for object detection with long-tail. In CVPR (2016).
- [12] Razavian, S., Azizpour, H., Sullivan, J. and Carlsson, S.: CNN features off-the-shelf: an astounding baseline for recognition. arXiv preprint arXiv:1403.6382 (2014).
- [13] Ren, S., He, K., Girshick, R. and Sun, J.: Faster r-cnn: Towards real-time object detection with region proposal networks. NIPS, arXiv: 1506.01497v3 (2015).
- [14] Simonyan K., and Zisserman, A.: Very deep convolutional networks for large-scale image recognition. CoRR abs/1409.1556 (2014).
- [15] Skansi, S.: Introduction to Deep Learning: From Logical Calculus to Artificial Intelligence (Undergraduate Topics in Computer Science), Springer (2018).
- [16] Szegedy, C., Liu, W., Jia, Y., Sermanet, P., Reed, S., Anguelov, D., Erhan, D., Vanhoucke, V. and Rabinovich, A.: Going deeper with convolutions. CVPR. In: Proceedings of the IEEE conference on computer vision and pattern recognition (2015).
- [17] Goodfellow, I., Bengio, Y. and Courville, A.: Deep Learning, the MIT Press, Cambridge (2016).
- [18] Chollet, F.: Deep Learning with Python. Manning Publications Co (2018).
- [19] Ran, X., Xui, L., Zhang, Y., Liu, Z., Sang, X. and He, J.: Rock Classification from Field Image Patches Analyzed Using a Deep Convolutional Neural Network. Mathematics, 7, 755, doi:10.3390/math7080755 (2019).
- [20] Zhang, Y., Wang, G., Li, M. and Han, Sh.: Automated Classification Analysis of Geological Structures Based on Images Data and Deep Learning Model. Applied Sciences, doi: 10.3390/app8122493 (2018).
- [21] Cheng, G. and Wenhui, G.: Rock images classification by using deep convolution neural network. IOP Conf. Series: Journal of Physics: Conf. Series 887 doi:10.1088/1742-6596/887/1/012089 (2017).
- [22] Abdolmaleki, J., Tavakoli, V., Asadi-Eskandar, A.: Sedimentological and diagenetic controls on reservoir properties in the Permian–Triassic successions of western Persian Gulf, southern Iran. J. Petrol. Sci. Eng. 141, 90–113 (2016).
- [23] Nazari, MH., Tavakoli, V., Rhimpour-Bonab, H., Sharifi-Yazdi, M.: Investigation of factors influencing geological heterogeneity in tight gas carbonates, Permian reservoir of the Persian Gulf. Journal of Petroleum Science and Engineering, 183, no. 106341 (2019).
- [24] Nazemi, M., Tavakoli, V., Rahimpour-Bonab, H., Hosseini, M., Sharifi-Yazdi, M.: The effect of carbonate reservoir heterogeneity on Archie's exponents (a and m), an example from Kangan and Dalan gas formations in the central Persian Gulf. Journal of Natural Gas Science and Engineering, 59, 297–308 (2018).
- [25] Rahimpour-Bonab, H.: A procedure for appraisal of a hydrocarbon reservoir continuity and quantification of its heterogeneity. Journal of Petroleum Science and Engineering, 58, 1–12 (2007).
- [26] Indolia, S., Goswami, A.K., Mishra, S.P. and Asops, P.: Conceptual Understanding of Convolutional Neural Network- A Deep Learning Approach. Procedia Computer Science, 132, 679–688 (2018).



شناسایی نوع تخلخل کانیهای رسی با استفاده از داده‌های آزمایشگاهی و پتروفیزیکی و تاثیر آنها بر کیفیت مخزن در یکی از میادین نفتی جنوب غربی ایران

عباس ده کار*

دانشجوی دکترا، دانشگاه آزاد زاهدان

a.dehkar@yahoo.com

ولی احمد سجادیان

استادیار، دانشگاه آزاد خارک

vas1382@yahoo.com

چکیده

این تحقیق، به منظور شناسایی نوع کانی‌های رسی و تأثیر آن بر کیفیت مخزنی سازند فهلپیان در میدان نفتی اروند(دشت خوزستان)، با مقادیر متغیر میان لایه‌های رسی، در برش زیرسطحی چاه مورد مطالعه واقع در دشت آبادان صورت گرفته است. چون نوع کانی‌های رسی بر قرائت لاگ‌های مختلف و محاسبه تخلخل و تراوایی اثر بسزایی دارند، شناخت این کانی‌ها ضرورت دارد. این پژوهش بر پایه مطالعات آزمایشگاهی شامل ۱۳ نمونه دستی جهت طیف‌سنجی پراش اشعه ایکس، ۹ نمونه دستی جهت تصویربرداری میکروسکوپ الکترونی و همچنین مطالعه نگاره‌های چاه‌پیمایی می‌باشد. بر اساس نتایج به دست آمده، کانی‌های رسی مورد مطالعه در سازند فهلپیان به ترتیب فراوانی از نوع مونت‌موریلونیت و ایلیت و در مواردی کائولینیت هستند. در تصاویر میکروسکوپ الکترونی، تخلخل‌های مشاهده شده از نوع قالبی، حفره‌ای و درون‌دانه‌ای و بین‌دانه‌ای است. با توجه به کانی‌های رسی فوق در مخزن، تأثیر منفی بر کیفیت مخزنی سازند فهلپیان در میدان اروند دارد.

واژگان کلیدی: سازند فهلپیان، کانی‌های رسی، میدان نفتی اروند



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



Identification of Clay Minerals Using Experimental and Petrophysical Data and Their Impact on Reservoir Quality in a Oil Field in Western South of Iran

Abbas Dehkar*

- Ph.D. Student, Zahedan Islamic Azad University, Iran

a.dehkar@yahoo.com

Vali Ahmad Sajjadian

Assistant Professor, Khark Islamic Azad University

vas1382@yahoo.com

Abstract

This study was conducted to study the type of clay minerals and their impact on the reservoir quality of Fahlian Formation with varying amounts of clay layers in the subsurface section of the study well located in Abadan plain. Since the type of clay minerals has a great influence on the reading of different logs and the calculation of porosity and permeability, it is necessary. This study is based on laboratory studies including 13 hand samples for X-ray diffraction spectroscopy, 9 hand samples for electron microscopy imaging as well as the study of well bore diagrams. Clay minerals in the Fahlian are montmorillonite and illite respectively and in some cases kaolinite. In the studied electron microscope images, the pores observed are of the cast, cavity, intra- and inter-porosity types. Clay minerals in the reservoir, it has a negative effect on the reservoir quality of the Fahlian Formation in the Arvand field.

Keywords: Fahliyan Formation, Clay Minerals, Arvand Oil Field

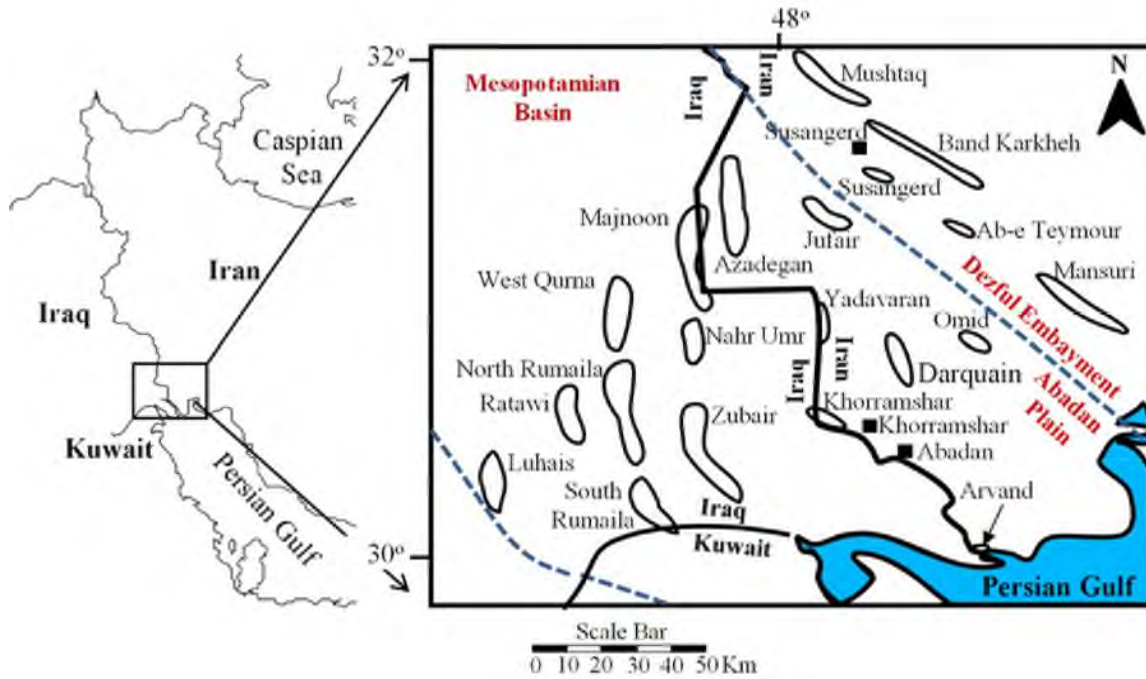


۱- مقدمه

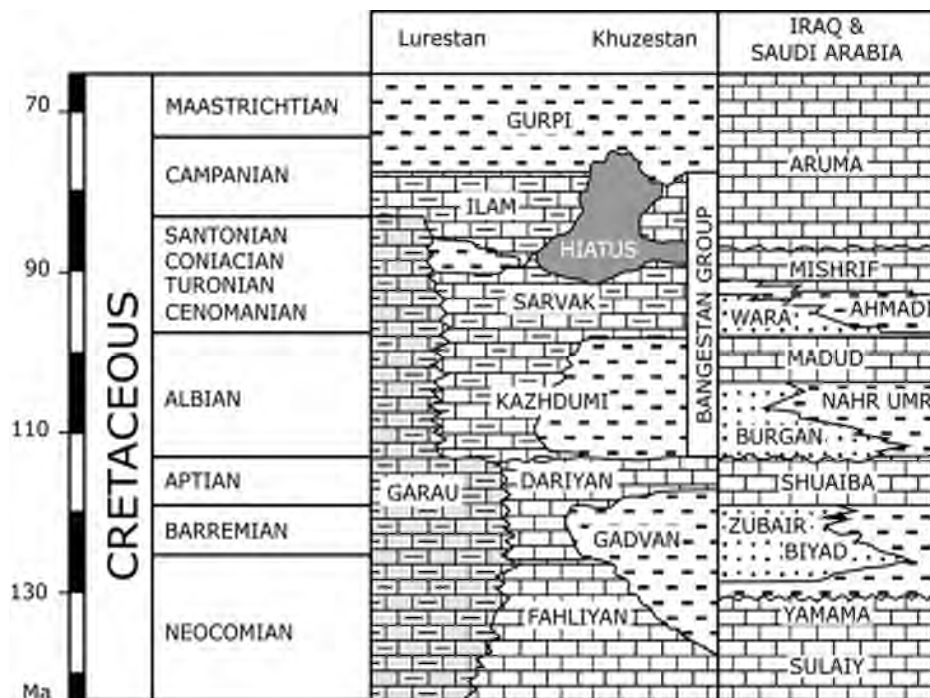
نوع و نحوه توزیع کانی‌های رسی با تأثیرگذاری بر خصوصیات مخزنی از قبیل تخلخل و تراوایی، پاسخ لاگ‌ها و شکل روابط پتروفیزیکی مورد استفاده جهت ارزیابی، کیفیت مخازن هیدروکربوری را کنترل می‌کنند [1,2]. بدون شناخت نحوه توزیع و انواع کانی‌های رسی موجود در مخازن، ریسک تفسیرهای پتروفیزیکی نادرست از پارامترهای مخزنی و قابلیت تولید، عملیات حفاری ناموفق و پرهزینه شدن عملیات خیلی افزایش می‌یابد [3]. با شناسایی نوع کانی‌های رسی، اطلاعات ارزشمندی در مورد پالئوترمومتری حوضه، تشخیص و تعیین پنجره تولید هیدروکربور، مسیرهای زمانی و مکانی مهاجرت، خصوصیات و منشاء سیالات به دست می‌آید [1,4]. بنابراین تعیین نوع، مقدار و نیز، الگوی توزیع رس برای برنامه ریزی‌های پیشگیرانه، افزایش بهره‌وری و کاستن از بروز خسارات، کاربرد ویژه‌ای در صنایع بالادستی نفت یافته است و از اولویت‌های مطالعات ارزیابی مخزن به شمار می‌رود [1,2]. در صورت وجود نمونه‌های مغزه، روش‌های آنالیز دستگاهی مختلفی از قبیل استفاده از SEM/EDX برای شناسایی کانی‌های رسی می‌باشد [6,5]. اما از بین روش‌های متفاوت شناسایی نوع کانی‌های رسی، طیف‌سنجی پراش اشعه ایکس (XRD)، متداول‌ترین روش محسوب می‌شود [6] که در پژوهش حاضر از آن به عنوان روش اصلی شناسایی استفاده می‌شود. در مواردی که نمونه‌های مغزه موجود نباشد، شناسایی کانی‌های رسی توسط نمودارهای مقاطع پتروفیزیکی انجام می‌شوند. در اغلب این نوع نمودارها از نسبت توریم/پتاسیم تحت عنوان شاخص تعیین نوع کانی‌های رسی استفاده می‌شود. روند افزایشی این نسبت در کانی‌های رسی به ترتیب به صورت زیر است: گلوکونیت، ایلیت، کانی‌های رسی مخلوط لایه، کانولینیت و کلریت [7]. کاربرد آسان، سرعت بالا و پوشش کلیه توالی‌ها و کم هزینه بودن استفاده از نمودارهای مقاطع سبب شده است تا استفاده از این روش بین مفسران لاگ‌های پتروفیزیکی کاربرد زیادی داشته باشد [8]. اما چون عوامل متعددی بر میزان قرائت لاگ‌های پرتوزایی طبیعی تأثیرگذار است، اطمینان از صحت نتایج تعیین پتروفیزیکی نوع کانی‌های رسی، در صورت تطبیق با نتایج آنالیزهای آزمایشگاهی ممکن است [9]. در این پژوهش برای تعیین نوع کانی‌های رسی در سازند فهلیان از روش‌های آنالیز دستگاهی مختلف طیف سنجی پراش پرتو ایکس و میکروسکوپ الکترونی روبشی، برای شناسایی نوع کانی‌های رسی استفاده شده است و نتایج با نتایج نمودارهای مقاطع پتروفیزیکی مقایسه شده است. شناسایی نوع کانی‌های رسی سازند فهلیان در افزایش بهره‌وری و کاهش خسارات در آینده می‌تواند مؤثر واقع شود.

۲- منطقه مورد مطالعه

میدان اروند در ناحیه اروندکنار در مجاورت و به موازات خط مرزی ایران و عراق و در فاصله ۴۹ کیلومتری جنوب شهر آبادان و در دهانه رود اروند قرار گرفته است (شکل-۱) [10]. سازند فهلیان و گروه خامی، تقریباً عمیق‌ترین مخازن نفتی جنوب باختری ایران و در عین حال قدیمی‌ترین سنگ‌های مخزنی دشت آبادان به شمار می‌آیند. گروه خامی در دشت آبادان به وسیله سازند کژدمی از مخازن گروه بنگستان جدا شده و به دو قسمت تقسیم می‌شود. خامی زیرین شامل سازندهای هیث و سورمه، و خامی بالایی شامل سازند فهلیان، گدوان و داریان است (شکل-۲). به طور کلی سنگ‌شناسی فهلیان با سن نئوکومین از سنگ آهک، سازند گدوان با سن بارمین از شیل و سنگ آهک و سازند داریان با سن آپتین از سنگ آهک می‌باشد. سنگ مخزن کراتسه پایین در شرایط کم عمق دریایی بر جای گذاشته شده‌اند که سازندهای کربناته فهلیان و داریان حاصل آن است [11]. تاقدیس اروند فاقد هرگونه رخنمون بوده و از برداشت‌های ژئوفیزیکی می‌باشد. این تاقدیس دارای روند شمال غربی- جنوب شرقی است که در این پژوهش، سازند فهلیان در میدان اروند مورد بررسی قرار گرفته است.



شکل ۱ نقشه موقعیت میدان اروند [11]



شکل ۲ ستون چینه‌شناسی کلی در حوزه دشت آبادان بدون مقیاس [14].



۳- تاریخچه مطالعات

ده‌کار [12] کانی‌های رسی میدان گازی سراجه قم را مورد بررسی قرار دادند و وجود ایلیت و کلریت در مخزن را به عنوان یک عامل منفی در کیفیت مخزن سراجه معرفی کردند و روند ایلیتی شدن کانی‌های رسی را با توجه به افزایش عمق نشان دادند. جوزانی [13] روش‌های شناخت کانی‌های رسی با استفاده از داده‌های آزمایشگاهی و پتروفیزیکی در یکی از میداین گازی شرق کپه داغ را مورد بررسی و مقایسه قرار دادند که بر اساس نتایج آزمایشگاهی، کانی‌های رسی زیربخش مخزنی سازند فهلیان به ترتیب فراوانی از نوع ایلیت، کلریت غنی از منیزیم، کائولینیت و در موارد معدودی گلوکونیت هستند. این کانی‌ها در چاه تولیدی با الگوی ساختاری و پراکنده و در چاه خشک با الگوهای ساختاری، پراکنده و نواری توزیع شده‌اند. مقدار متوسط هریک از انواع کانی‌های رسی اتوژن در چاه خشک بیشتر از چاه تولیدی است و در مواردی به حدی است که سازند کیفیت مخزنی خود را از دست داده است.

۴- روش تحقیق

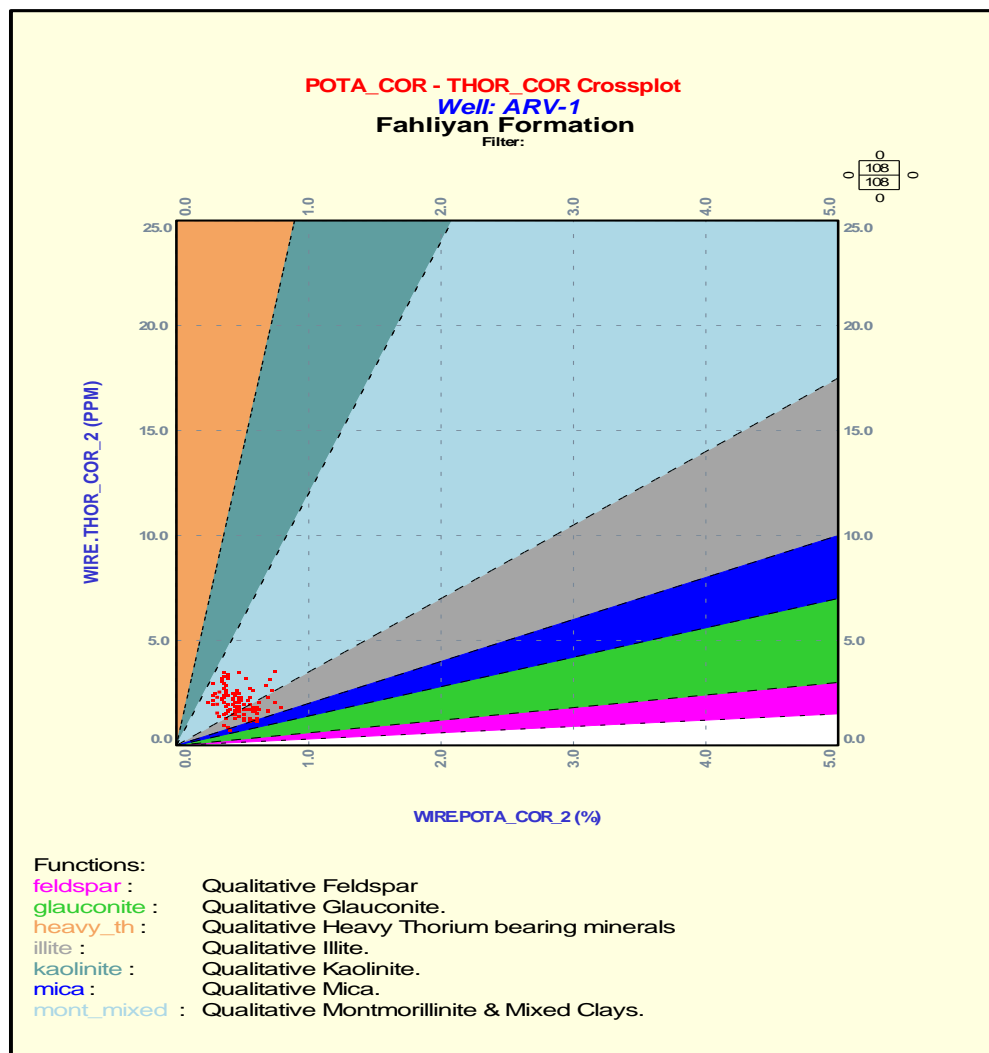
جهت شناسایی جنس سنگ و نوع کانی‌ها و تاثیر آنها بر کیفیت مخزن فهلیان در میدان نفتی اروند به دلیل نقش آنها در کیفیت تخلخل و تراوایی سنگ مخزن، از دو چاه نمونه مغزه از برداشت شد. به منظور شناسایی کامل تر و حجم بالاتری از نمونه‌ها، شناسایی نوع کانی‌های رسی با استفاده از داده‌های پتروفیزیکی و با استفاده از منحنی‌های تصحیح شده شرکت شولامبرژه، با رسم نمودارهای متقاطع توریم/پتاسیم فوتوالکتریک در نرم افزار ژئولاگ انجام شد. برای شناسایی نوع و نحوه توزیع کانی‌های رسی کلیه نمونه‌ها به ترتیب تحت آنالیز کانی شناسی با روش های طیف سنجی پراش پرتو ایکس (XRD) و میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) قرار گرفتند.

۵- بحث و بررسی

بحث و نتایج بررسی ها در سه زیربخش آورده شده است که به بیان هر یک پرداخته می‌شود.

۵-۱ آنالیز نمودار متقاطع چاه پیمایی

شناسایی نوع و حجم کانی‌های رسی اهمیت زیادی در مطالعات شناسایی مخزن دارد [16]. شناسایی نوع کانی‌های رسی بخش مخزنی سازند فهلیان، با رسم نمودار متقاطع توریم/پتاسیم مربوط به نمونه مغزه چاه مورد مطالعه انجام شد. برای تعیین دقیق نوع کانی‌های، در این مطالعه علاوه بر نتایج آنالیز XRD، از نمودار متقاطع استاندارد شولومبرژه شامل نمودار متقاطع توریم-پتاسیم (شکل ۳) استفاده گردیده است. همانطور که در شکل مشخص است نوع کانی رسی غالب در سازند فهلیان میدان نفتی مورد مطالعه از نوع ایلیت و مونت‌موریونیت می‌باشد.



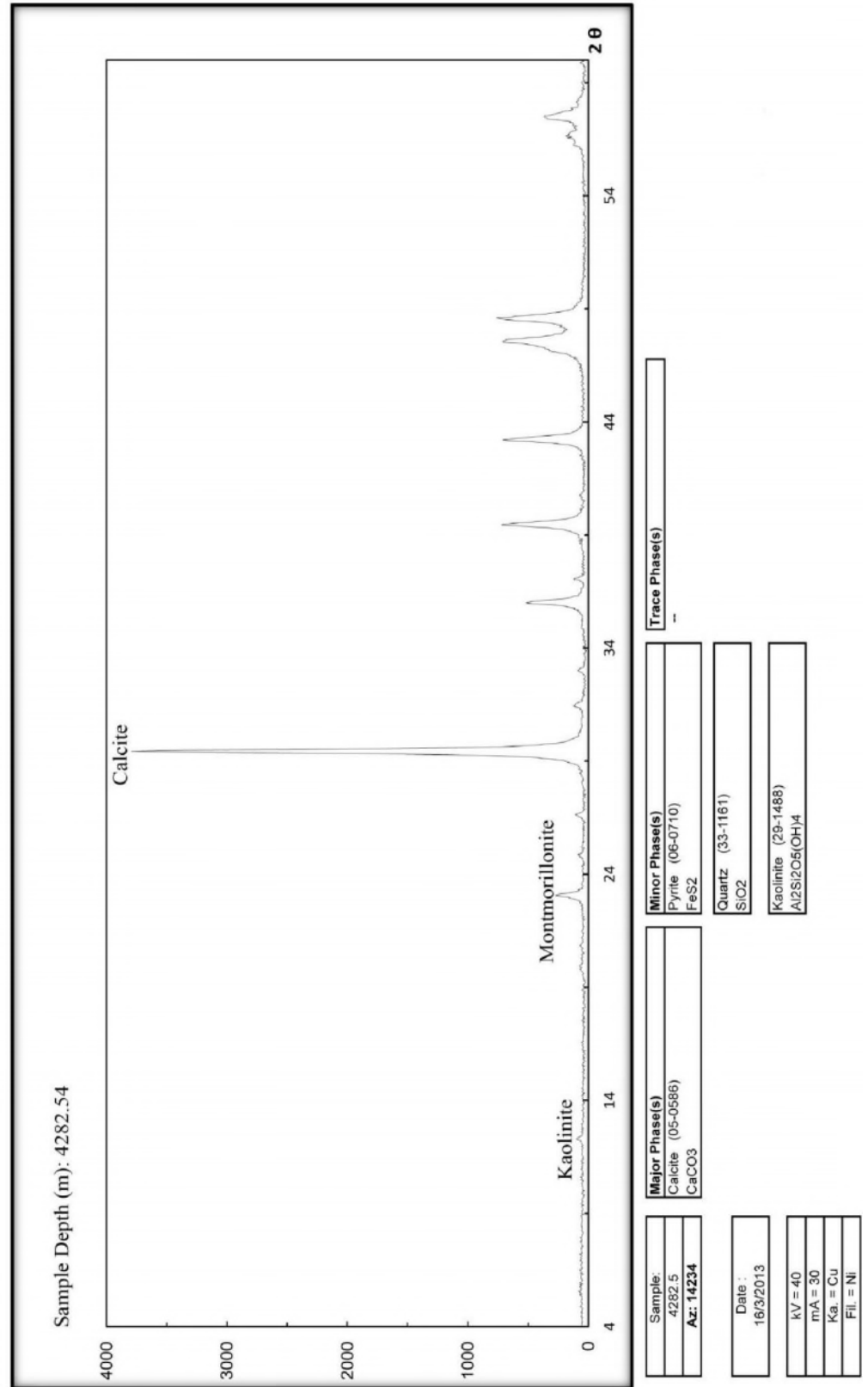
شکل ۳ نمودار توریم- پتاسیم Th/Pota سازندهای فهلیان در چاه مورد مطالعه.

۲-۵ تجزیه و تحلیل پراش اشعه ایکس

برای شناسایی کانی‌های تشکیل دهنده سنگ مخزن و شناسایی تخصصی کانی‌های رسی بخش مخزنی سازند فهلیان در میدان مورد مطالعه، ۱۳ نمونه مغزه برداشت شد. کلیه نمونه‌ها با روش‌های طیف‌سنجی پراش پرتو ایکس (XRD) تحت آنالیز کانی‌شناسی قرار گرفتند. همچنین نمونه‌های منتخب، برای تجزیه و تحلیل کانی‌های رسی مورد بررسی قرار گرفتند. آزمایش بالک و همچنین تیمار نمونه رس به روش پراش اشعه ایکس انتخاب شدند. بر اساس تجزیه و تحلیل بالک، کانی‌های اصلی موجود در نمونه‌ها، کلسیت و دولومیت هستند (شکل ۴). گونه‌های رس، بسیار کم هستند و عمدتاً مونت‌موریلونیت و کائولینیت (شکل ۵) و در برخی موارد کوآرتز و پیریت شناسایی شده‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ مخزن فهلیان میدان اروند در هر نمونه بر اساس جدول (۱) شناسایی شده‌اند و همچنین منحنی‌های تجزیه نمونه رس بر اساس حالت‌های طبیعی، اتیلن گلیکول و حالت‌های دمای بالا در ادامه، و در همین جدول آمده است.



مختصات جغرافیایی: ۳۵° ۱۷' ۱۸" شمالی، ۵۰° ۲۱' ۱۸" شرقی
مختصات جغرافیایی: ۳۵° ۱۷' ۱۸" شمالی، ۵۰° ۲۱' ۱۸" شرقی
مختصات جغرافیایی: ۳۵° ۱۷' ۱۸" شمالی، ۵۰° ۲۱' ۱۸" شرقی



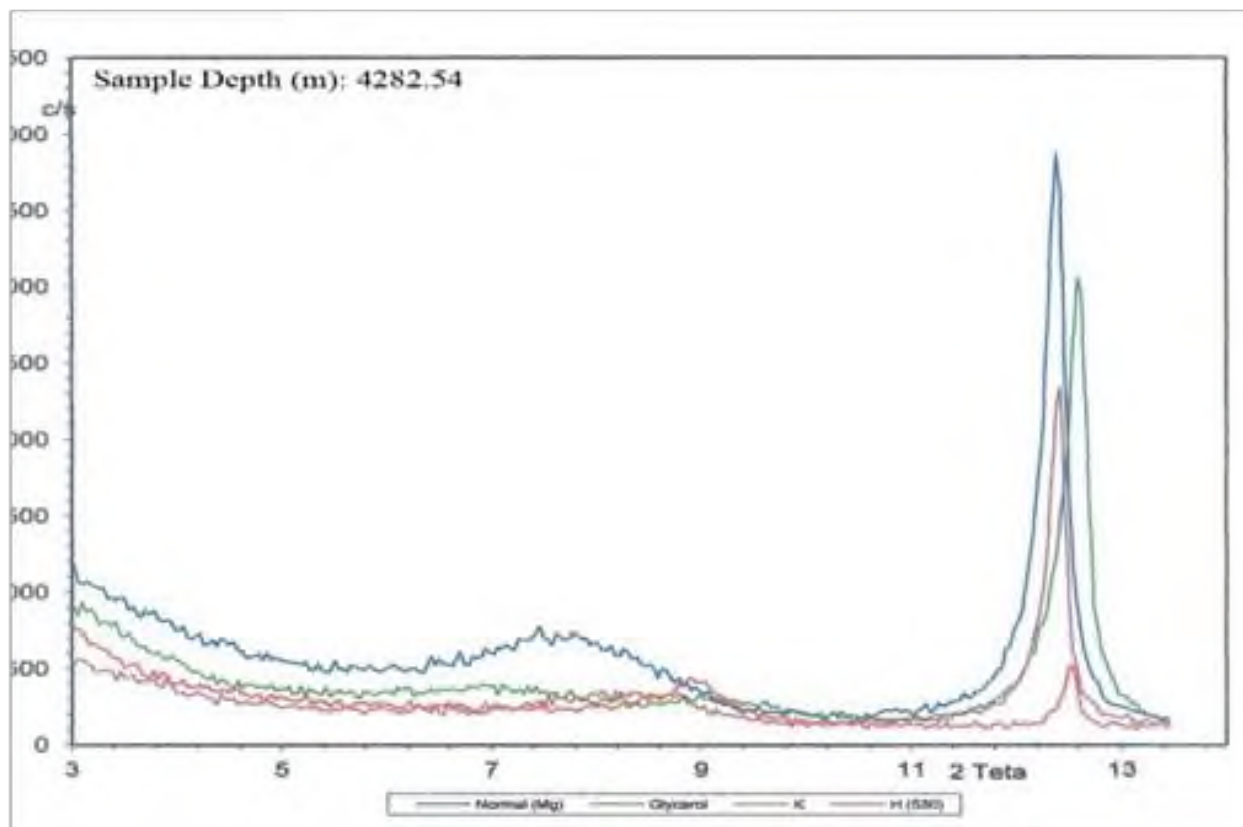


بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



جدول ۱ نتایج آنالیز پراش اشعه ایکس مغزه بر اساس آنالیز بالک و تیمار شده سازند فهلپان میدان اروند

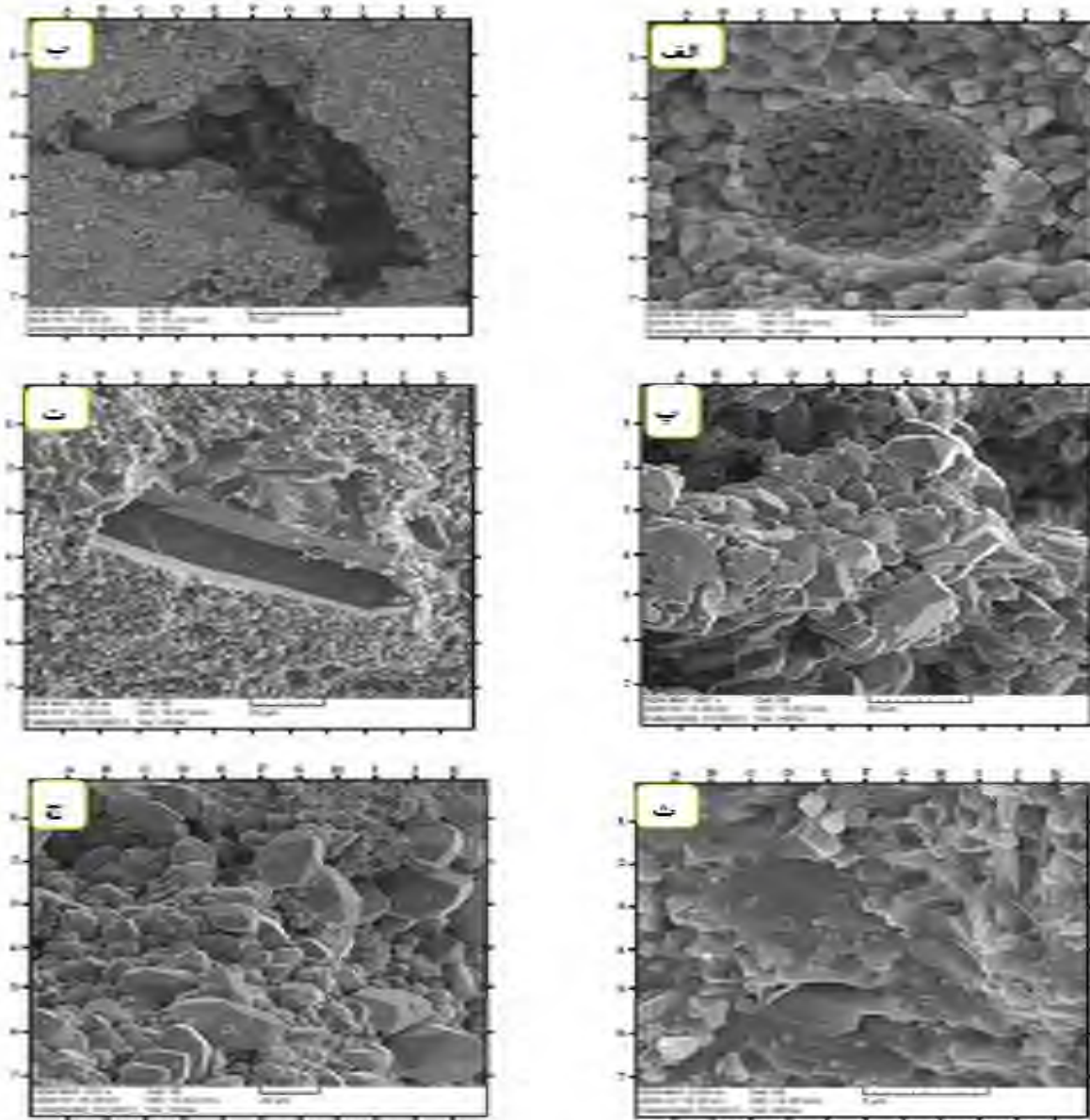
کانی‌های شناسایی شده		عمق (متر)	سازند	ردیف
کانی‌های اصلی سنگ	کانی‌های رسی			
کلسیت، پیریت، کوارتز	کائولینیت، مونت‌موریونیت	۴۲۸۲	فهلپان	۱
کلسیت، دولومیت، پیریت، کوارتز	مونت‌موریونیت	۴۲۸۷	فهلپان	۲
کلسیت، پیریت	کائولینیت، مونت‌موریونیت	۴۲۹۰	فهلپان	۳
کلسیت، دولومیت	مونت‌موریونیت	۴۲۹۹	فهلپان	۴
کلسیت، دولومیت	ایلیت	۴۳۰۰	فهلپان	۵
کلسیت، دولومیت، کوارتز	مونت‌موریونیت	۴۳۰۱	فهلپان	۶
کلسیت، دولومیت	مونت‌موریونیت	۴۳۳۷	فهلپان	۷
کلسیت، پیریت، کوارتز	مونت‌موریونیت	۴۳۴۱	فهلپان	۸
کلسیت، دولومیت، پیریت، کوارتز	مونت‌موریونیت	۴۳۴۴	فهلپان	۹
کلسیت، پیریت، کوارتز	مونت‌موریونیت	۴۳۴۷	فهلپان	۱۰
کلسیت، پیریت، کوارتز	مونت‌موریونیت	۴۳۵۰	فهلپان	۱۱
کلسیت، پیریت، کوارتز	مونت‌موریونیت	۴۳۵۶	فهلپان	۱۲
کلسیت، پیریت، کوارتز	کائولینیت	۴۳۵۹	فهلپان	۱۳



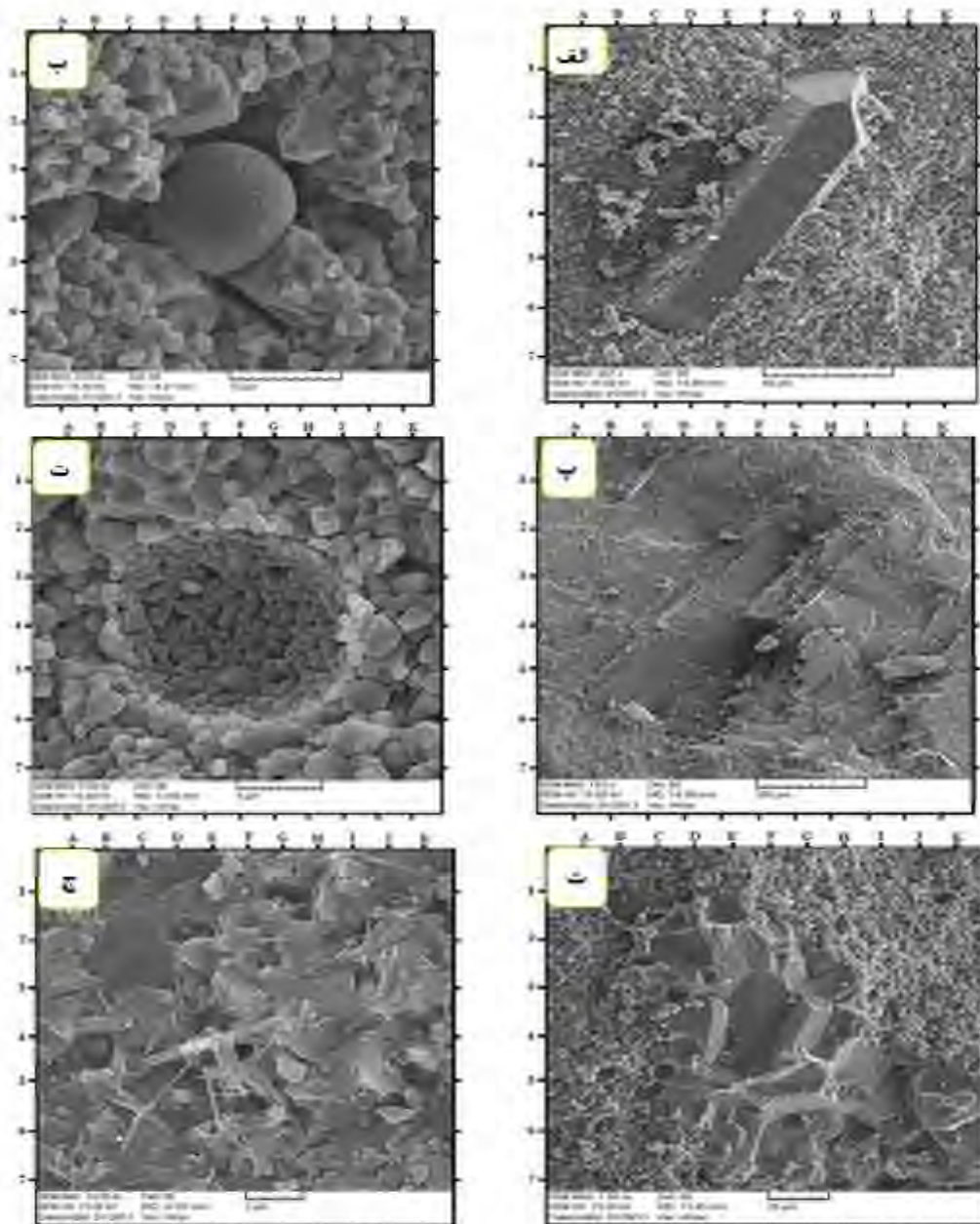
شکل ۵ نمونه طیف‌های پراش اشعه ایکس پس از آماده سازی پراش پرتو ایکس (XRD) و تجزیه و تحلیل با روش تیمار شده سازند فهلپیان، چاه اروند-۲، عمق ۴۲۸۲،۵۴ متر

۵-۳ تجزیه و تحلیل تصاویر میکروسکوپ الکترونی روبشی

در این مطالعه، برای شناسایی جزئیات هر نمونه از جمله کانی‌شناسی، اندازه ذرات، انواع منافذ، بررسی و توصیف شده است. لازم به توضیح است که ریزساختارهای هر یک از رخساره‌ها مورد ارزیابی قرار گرفته و فوتومیکروگراف در مقیاس‌های اختیاری بر اساس توصیف گرفته شده است (شکل ۶،۷). در مجموع ۹ نمونه از سازند فهلپیان برای اسکن میکروسکوپ الکترونی انتخاب گردید. تصاویر میکروسکوپ الکترونی مربوط به بخش مخزنی سازند فهلپیان در چاه مورد مطالعه، جنس سنگ مخزن را سنگ آهک تا آهک دولومیتی با مقدار خیلی کم از کانی‌های رسی نشان می‌دهد. انواع تخلخل شامل تخلخل انحلالی و قالبی، تراکم فیزیکی و شیمیایی مشاهده می‌شود. دانه بندی موجود در بین ذرات تشکیل دهنده سنگ، ریز تا متوسط به همراه سیمان کلسیتی و کانی‌های رسی می‌باشد. اندازه حفرات از ۱ تا ۵۰ میکرون قابل مشاهده است.



شکل ۶ تصاویر مربوط به سازند فهلیان چاه ارونند ۲، شکل الف: سنگ آهک دولومیتی عمق 4322.30 متر، تخلخل انحلالی و قالبی با قالب اسکلتی (F4)، اندازه حفرات بیش از ۵ میکرون مشاهده می‌شود، ب: سنگ آهک عمق 4291.54 متر، با دانه بندی ریز تا متوسط و دارای تخلخل حفره ای با منافذ بیش از ۵۰ میکرون. پ- سنگ آهک عمق 4291.78 متر در سیمان کلسیت بلوکی ت- سنگ آهک عمق 4328.36 متر تخلخل قالبی و بلور کلسیت در خساره گلی ث- سنگ آهک عمق 4328.36 متر، دانه های کلسیت به همراه دانه‌های کلسیت (J2) تخلخل حفره‌ای (G1) در رخساره گلی و اندازه منافذ حدود ۲ میکرون ج- سنگ آهک عمق 4339.95 متر، دانه‌های کلسیت فراوان با منافذ حدود کمتر از ۱۰ میکرون



شکل ۷ تصاویر مربوط به سازند فهلیان چاه ارونند ۲، الف: سنگ آهک عمق 4328.36 متر، بلور کلسیت تتراگونال (F4) سایز منافذ بیش از ۵ میکرون است. ب- سنگ آهک عمق 4294.41 متر تراکم (E5) تماس محدب- مقعر (G5) و اندازه ذرات کمتر از ۵ میکرون. پ- سنگ آهک دولومیتی عمق 4294.41 متر، بلور کلسیت در یک رخساره گلی دیده می‌شود. ت- سنگ آهک عمق 4328.36 متر در یک تخلخل قالبی و اندازه منافذ کمتر از ۵ میکرون. ث- سنگ آهک عمق 4328.36 متر، بلور کلسیت درون رخساره گلی رشد کرده و سایز حفرات کمتر از ۱۰ میکرون است. ج- سنگ آهک عمق 4339.95 متر، کانی رسی (E5) در میان دانه های کلسیت، تخلخل حفره- ای (G1) در میان رخساره گلی و سایز حفرات کمتر از 2 میکرون است.



۶- نتیجه گیری

در این پژوهش، نوع کانی‌های رسی مغزه‌های بخش مخزنی سازند فهلیان در چاه مورد مطالعه در یکی از میداین جنوب دشت آبادان با استفاده از روش نمودارهای مقاطع لاگ‌های پتروفیزیکی و نیز با استفاده از داده‌های آنالیز دستگامی از قبیل طیف سنجی پراش پرتو ایکس (XRD)، میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) از تعیین شد. لاگ‌های پتروفیزیکی وجود کانی‌های رسی مونت‌موریونیت و کائولینیت را نشان می‌دهند که هر دو این کانی‌ها تاثیر منفی را در کیفیت مخزن دارند. نتایج تعیین نوع رس تنها با استفاده از نمودارهای مقاطع پتروفیزیکی جواب‌های متفاوت و متناقضی دارد و بهتر است در مواردی که نمونه‌های مغزه موجود می‌باشد، حتماً از روش‌های آزمایشگاهی برای شناسایی نوع کانی‌های رسی استفاده شود.

روش طیف‌سنجی پراش پرتو ایکس (XRD) در صورت حذف و حداقل سازی کانی‌های غیر رسی نمونه و اجرای صحیح آماده سازی‌های ویژه شناسایی کانی‌های رسی، بهترین و متداول‌ترین روش شناسایی رس‌ها محسوب می‌شود. نتایج آنالیز دستگامی نمونه‌های مغزه، جنس سنگ مخزن را سنگ آهک کلسیت تا کلسیت دولومیتی مشخص کرد و کانی‌های رسی به ترتیب فراوانی از انواع اسمکتیت، کائولینیت و پیریت (تنها در چند نمونه) با مقدار اندک نشان داد.

تقدیر و تشکر

از حمایت مالی شرکت نفت اروندان از این تحقیق قدردانی می‌گردد.

منابع

- [1] Slatt, R.M., 2006, "Handbook of petroleum exploration and production-stratigraphic reservoir characterization for petroleum geologists, geophysicists, and engineers", Elsevier, 492 p.
- [2] Worthington, P.F., 2003, "Effect of clay content upon some physical properties of sandstone reservoirs", International association of sedimentologists publication, Vol. 34, pp. 191-211.
- [3] Neasham, J.W., 1977, "The morphology of dispersed clay in sandstone reservoirs and its effect on sandstone shaliness, pore space and fluid flow properties" Soc. petroleum engineers of AIME, Denver, SPE 6858, 7 p.
- [4] Fertl, W.H., & Chilingarian, G.V., 1990, "Type, and distribution modes of clay minerals from well logging data", Journal of Petroleum Science and Engineering, Vol. 3, pp. 321-332.
- [5] Nayak, P.S., & Singh, B.K., 2007, "Instrumental characterization of clay by XRF, XRD and FTIR", Bulletin of materials science, Vol. 30, pp. 235-238.
- [6] Moore, D.M., & Reynolds Jr, R.C., 1989, "X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals", Oxford University Press (OUP), 332 p.
- [7] Van oort, Eric., 2003, "On the physical and chemistry stability of shales", Journal of Petroleum Science and Engineering, Vol. 38, pp. 213-235.
- [8] Quirein, J.A., Baldwin, J.L., Terry, R.L., & Hendricks, M., 1981, "Estimation of clay types and volumes from well log data-an extension of the global method", SPWLA 22nd Annual logging symposium, pp.1-22.
- [9] NIOC (Exploration Directorate), 1986. "Gonbadli geological well completion report", National Iranian Oil Company records, pp. 5-10.
- [10] S.Ali Aghanabati. 2005 "Geology of IRAN and neighbouring countries", Geological Survey of Iran Press.710P
- [11] Zeinalzadeh A., Moussavi-Harami R., Mahboubi A2018., "Investigation of Hydrocarbon Generation Process for Kazhdumi Source Rock in Kitchen Area of Darquain Oil Field in the Abadan Plain," **Journal of Petroleum Research**, **Vo.** 28, No. 99. 18-21.
- [12] A. Dehkar et al. (2012) "Geochemical analysis & petrophysical studies: An approach to clay minerals investigation of E member of Qom Formation, Sarajeh gas field", journal.ispg, vol.2, No.2



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



-
- [13] Jozanikohan, G. et al., 2016, "Quantitative analysis of the clay minerals in the Shurijeh Reservoir Formation using combined X-ray analytical techniques" *Russian Geology and Geophysics Journal*, Vol 57, P 1048-1063
- [14] A. Dehkar et al. (2018) "Microfacies analysis and depositional environment of the Fahliyan Formation (Lower Cretaceous), Abadan plain, West South of Iran (Arvand-field)" *GEOSCIENCES* 106 45-52
- [15] Jozanikohan, G., Norouzi, G.H., Sahabi, F., Memarian, H. and Moshiri, B., 2015, "The application of multilayer perceptron neural network in volume of clay estimation: Case study of Shurijeh gas reservoir, Northeastern Iran", *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, 22, pp.119-131.
- [16] Jozanikohan, G., 2013, "XRD identification of clay minerals", Setayesh Publication Institute, pp. 35-42.



ارزیابی استراتژیکی گاز شیل ها به عنوان یک منبع جایگزین

یوسف عابدی*

دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی نفت، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی
std_yousef.abedi@khu.ac.ir

چکیده

طی چند سال گذشته، تولید گاز طبیعی در شیل‌ها افزایش یافته و توجه بسیاری را در سراسر جهان به خود جلب کرده است. دلیل این امر به خاطر پیشرفت‌های حاصل از استخراج منابع به دام افتاده در شیل همچون ایجاد حفاری چاه‌های افقی، شکاف‌های هیدرولیکی و یا حرارت دادن (تقطیر) است که خود باعث ایجاد یک نگرش و رقابت در عرصه جهانی با عنوان ایجاد یک سوخت فسیلی (منبع نامتعارف) جایگزین، نسبت به ذخائر متعارف در آینده‌ای نه چندان دور می‌باشد. ذخائر فراوان گاز شیل جهان حدود ۴۰۰ تریلیون فوت مکعب تخمین زده می‌شود که در کل اروپا، آمریکای لاتین و آسیا گسترده شده است. آمریکا از بزرگترین دارندگان ذخائر گاز شیل در جهان است، بر اساس برآوردهای انجام گرفته بیش از ۲۳ درصد این ذخائر در آمریکا واقع شده است. هدف از ارائه این مقاله آشنایی بیشتر با فیزیک پیچیده منابع گاز شیل، مدل‌سازی، معادلات حاکم بر جریان‌های موجود و همچنین پیش‌بینی تولید در این منابع می‌باشد.

کلمات کلیدی: فیزیک پیچیده گاز شیل‌ها، حفاری چاه افقی، شکاف هیدرولیکی، شبیه‌سازی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



Strategic evaluation of shale gas as an alternative source

Yousef abedi*

Petroleum Geology Student , Basic science faculty , Kharazmi University

std_yousef.abedi@khu.ac.ir

Abstract

Over the past few years, the production of natural gas in shales has increased and attracted a lot of attention around the world due to advances in the extraction of resources trapped in the shale, such as drilling horizontal wells, cracks. Hydraulics or heating (distillation), which itself creates an attitude and competition in the global arena as the creation of an alternative fossil fuel (unconventional source), compared to conventional reserves in the not too distant future. The world's abundant shale gas reserves are estimated at about 400 trillion cubic feet, spread across Europe, Latin America and Asia. The United States has one of the largest holders of shale gas reserves in the world, with more than 23 percent of those reserves located in the United States. The purpose of this paper is to become more familiar with the complex physics of shale gas resources, modeling, equations governing existing flows, and forecasting production in these resources.

Keywords: Unconventional sources of shale gas , Horizontal well drilling , Hydraulic gap , simulation



۱. مقدمه

گاز شیل، گازی است محصور شده بین سنگ‌های سخت رسی که آزادسازی آن با استفاده از فناوری موسوم به شکست هیدرولیک صورت می‌گیرد که شامل تزریق آب فراوان حاوی مواد شیمیایی درون سازه‌های گاز رسی با فشار بالاست افزایش قیمت جهانی گاز در سال ۲۰۰۸ تا سقف ۱۲ دلار هر میلیون بی‌تی‌یو باعث توسعه حفاری‌ها در کشورهای مختلف از جمله آمریکا شد و موجب شد تکنیک‌های حفاری از جمله شکاف‌های هیدرولیکی و حفاری افقی در میدان‌های توجیه اقتصادی پیدا کند (vandebruck, 2015). در کشوری همچون آمریکا هزینه تولید گاز از منابع نامتعارف از حدود ۵ دلار به ازای هر میلیون بی‌تی‌یو در سال ۱۹۹۰ به حدود ۳٫۲ دلار میلیون بی‌تی‌یو در سال ۲۰۱۰ رسید و پیش‌بینی می‌شود این رقم در سال‌های آتی به کمتر از ۲ دلار هر میلیون بی‌تی‌یو برسد. طی ای‌قرن، افزایش تصاعدی مصرف نفت و گاز در سراسر جهان روند کاملاً واضحی است که صنایع نفت و گاز را مجبور کرده است تا به دنبال انواع روش‌های مختلف و جدیدی از منابع زیرزمینی برای تامین عرضه تقاضا باشند. بنا به نقل از آژانس بین‌المللی انرژی (IEA) افزایش مصرف روزانه نفت خام تا ۲۰۳۰، همگام با افزایش جمعیت و نیاز بشری به بیش از ۱۰۴ میلیون بشکه در روز خواهد رسید. که این مطلب حاکی از اهمیت و شناخت هرچه بیشتر منابع نامتعارف از جمله گاز شیلی در کشورهایی همچون ایران در عرصه رقابت و فناوری را می‌طلبد. فناوری بدون شک مبنایی قابل اعتماد برای توسعه کارآمد را فراهم می‌کند که یکی از موارد مهم در بهره‌برداری از گاز شیل‌ها ایجاد چاه‌های افقی و شکاف‌های هیدرولیکی می‌باشد اما قبل از انجام عملیات حفاری برآوردهای مورد نظر در جهت بهره‌برداری باید عملیات مورد نظر توجیه اقتصادی داشته باشد (Bp statistical Review of world energy, 2016). بنابراین شناخت رفتارهای مختلف منابع گاز شیل در جهت تولید از اهمیت بالایی برخوردار می‌باشد.



شکل ۱ - درصد منابع گاز شیل در جهان



۲. روش مطالعه

توسعه منابع گاز شیل عمدتاً بر اساس حفاری چاه‌های افقی است. به دلیل تمایز نیروی گرانشی و ویژگی‌های زمین‌شناسی متفاوت سازند‌های مورد نظر الگوی جریان در امتداد جهت شعاعی لوله در نزدیکی چاه‌های افقی ممکن است به صورت الگوهای متناوب رفتار کند. بنابراین مطالعه تجربی و تجزیه تحلیلی نظری شکاف هیدرولیکی، الگو جریان‌های مختلف جهت پیشنهاد مدل‌های مختلف جهت ورود به سیستم تولید پایدار و در نزدیکی خط لوله افقی انجام شده است. در این مطالعه ارائه فهم جریان گاز در شیل همچنین اثر دفع گاز و لغزش برای گرفتن جریان واقعی گاز در شیل به مدل مورد نظر اعمال می‌شود. عملکرد این روش‌های پیشنهادی جهت دستیابی به مدل دینامیکی مناسب جهت توسعه میدان مورد نظر می‌باشد.

۳. بحث

۱-۳- مکانیسم تشکیل گاز شیل

پس از رسوب‌گذاری، شیل‌های غنی از مواد آلی تحت تراکم موجود، تکامل حرارتی و تخلیه آب قرار می‌گیرد و به مرور زمان وارد فرآیند تولید هیدروکربن می‌شود و بخشی از گاز تولید شده از کروژن مهاجرت می‌کند. این سیستم حمل و نقل وابسته به فضای مخزن و یا به عبارت دیگر تحت تاثیر گلوگاه‌های منفذی به ابعاد میکرون می‌باشد. بخشی دیگر از این گاز تحت تاثیر فشار بیش از حد و اتصال نیروهای مولکولی و موئینگی باعث ایجاد تجمع درجا (تحت تعادل) واقع می‌شود (Hou lianhua, et al, 2014).

Classification	Subclass	Accumulation morphology	Example
Conventional oil and gas	Structural reservoir		Cretaceous in Songliao Basin placentic fine
	Lithologic and stratigraphic reservoir		Permian-Jurassic in the northwestern margin of Junggar Basin
	Gas hydrate		Neogene in Pearl River Mouth Basin
	Oil sands and heavy oil		Neogene in the west slope of Liaobe Depression
	Tight oil		Triassic in Ordos Basin
	Tight gas		Carboniferous-Permian in Ordos Basin
Unconventional oil and gas	Shale oil		Triassic in Ordos Basin
	Coalbed methane		Carboniferous-Permian in Qinshui Basin
	Shale gas		Cambrian-Silurian in Sichuan Basin

Oil

Gas

Water layer

Coal seam

Shale

Mud-stone

Cap-rock

Conventional reservoir

Tight reservoir

شکل ۲ - طبقه بندی منابع نامتعارف

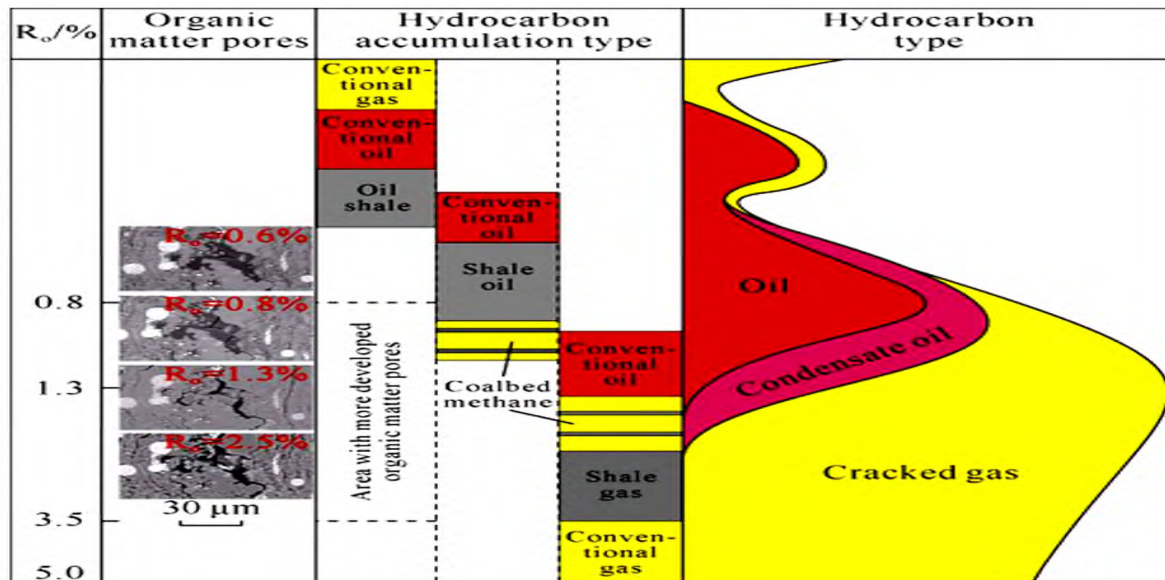


جدول ۱- انواع سازکارهای منابع متعارف و نامتعارف

Oil and gas accumu - lation type	Lithology	Hydrocarbon type	Pore throat size	Driving force	Knudsen number	Flow mechanism
Conventional oil and gas far from source	Carbonate rock ,sandstone And conglomerate etc .	Mainly conventional oil	>100µm	Capillary force + buoyancy	<0.01	Darcy flow (pipe flow+ seepage flow)
		Mainly conventional gas				Darcy flow (seepage flow)
Conventional oil and gas near source	Carbonate rock , sandstone ,etc.	Tight oil and gas	0.1- 0.5 µm	Capillary force + buoyancy	0.01-0.10	Mainly Darcy flow (seepage flow)
Unconventional oil and gas integrated source and reservoir	Organic- rich shale	Shale oil	20 -50 nm	Overpressure + diffusion	0.10- 10.00	Non- Darcy flow (transitional flow)
Unconventional oil and gas integrated source and reservoir	Organic – rich shale	Shale gas	5- 20 nm	Overpressure+ diffusion	>10.00	Non-Darcy flow (Knudsen flow)

۳-۲- فضای مخزن

مخازن متداول نفت و گاز عمدتاً محیط‌های الاستیک هستند که منافذ موجود در فضای مخزن آن می‌تواند به منافذ اولیه، منافذ ثانویه و یا شکستگی‌ها تقسیم می‌شود که خود منافذ اولیه می‌تواند به بخش‌های منافذ بین‌دانه‌ای و بین‌کریستالی، منافذ ثانویه نیز به بخش‌های منافذ انحلالی، قالبی و غیره تقسیم بندی بشود. اندازه منافذ موجود در شیل‌ها عمدتاً اندازه بسیار کوچکی در حد نانو متر می‌باشد و ساختار منافذ آن‌ها نیز بسیار پیچیده می‌باشد که این فضای موجود در شیل‌ها در طول کل فرایند تکامل، می‌تواند هیدروکربن‌های آلی تولید کند. علاوه بر این، درجه تکامل حرارتی نیز تاثیر بسزایی روی ضریب انعکاس ویترونیات (RO) دارد که در گاز شیل‌ها با توجه به محیط و عوامل دخالت‌کننده موجود بر حسب زمان بازه‌ای بین ۱,۸ تا ۳,۱٪ در پی خواهد داشت (Zou caineng, Yang zhi, Zhu rukai, et al ,2015).



شکل ۳- نمودار شماتیک از مراحل توسعه منابع نامتعارف

جدول ۲- آمار مربوط به انواع تخلخل و قطر منافذ شیل های غنی از مواد آلی

Pore origin	Pore type	connectivity	Development degree	Pore Diameter /nm
Primary pore	Intergranular pore	Isolated or connected	Relatively developed	8-610 (230)
	Intercrystalline Pore	Isolated or connected	Developed	60-100(30)
Secondary Pore	Intergranular pore	Isolated	A few	10-610(270)
	Dissolution pore	Isolated	A few	10-4080(1200)
Organic Matter pore	Kerogen pore Asphalt pore	connected	Developed	15-2000(200)

۳-۳- فیزیک پیچیده منابع گاز شیل

۳-۳-۱- دفع گاز

بخش عمده ای از مواد آلی موجود در شیل ها از محیط های کروژن دار تشکیل شده است . مولکول های گاز طبیعی همچون متان در لایه های غنی از مواد آلی جذب می شوند (همچنین در فضای منافذ و شکستگی های طبیعی نیز ذخیره نیز می شوند) . بنابراین ، مقادیر گاز طبیعی می توانند از سطح کروژن تولید شود ، که با عنوان Total organic carbon نیز شناخته می شود (Eshkalak, M.O, 2014). از نظر ماهیت آن ، برای آزادسازی متان ذخیره شده در شیل ، لازم است شکستگی ایجاد کند و فشار را تخلیه کند . با کاهش فشار به دلیل تولید بیشتر مقادیر بیشتری از گاز جذب شده از سطح ماتریکس آزاد می شود.



بنابراین یک مدل جذب برای پیش بینی گاز دفع شده از ماتریکس شیل مورد نیاز است. مدل جذب *Langmuir* متداول ترین مدل ریاضی تجربی است که برای تعیین مقدار گاز دفع شده به عنوان تابعی از فشار منافذ در دمای ثابت استفاده می شود. و باید توجه داشت که ویژگی های این مدل سازی، لزوماً ممکن است همانند خود مخزن واقعی نباشد (Aybar, u, sepehrnoori, k, 2014). مدل *Langmuir* به سادگی نشان دهنده یک رابطه غیر خطی بین مقدار بالقوه گاز قابل تخلیه است و فشار منافذ این معادله نشان می دهد که مقدار بالقوه گاز قابل تخلیه فقط تابعی از فشار مخزن است.

$$G = \frac{V_L P}{P + P_L}$$

G محتوای احتمالی گاز قابل تخلیه، *p* فشار منافذ بر حسب *psi*، *V_L* حجم لانگمویر بر حسب *scf / ton* و *P_L* فشار لانگمویر بر حسب *psi* می باشد. برای تعیین *V_L* و *P_L* باید نمونه های مورد نظر به صورت آزمایشگاهی مورد مطالعه قرار بگیرند.

۳-۳-۲ اثر *kilnkenberg*

برخلاف مخازن گازی متداول، توزیع اندازه منافذ گاز شیل ها به ترتیب به اندازه میکرون تا نانومتر است و جریان گاز در بین منافذ به فشار بستگی دارد در واقع اثر کلینکنبرگ (اثر لغزش) یک رابطه غیر خطی بین نفوذپذیری مطلق و فشار منافذ ارائه می دهد و نقش بسزایی در تعیین مدل سازی مطلوب دارد (Kilnkenberg 1941).

$$K_{slip} = K_{Darcy} \left(1 + \frac{b_k}{P} \right)$$

K_{slip} نفوذ پذیری اصلاح شده برای لغزش، *k_{Darcy}* نفوذپذیری شیل، *b_k* ضریب لغزش و *P* نیز فشار مخزن می باشد.

۳-۳-۳ جریان غیر دارسی

رابطه بین افت و میزان جریان سیال از طریق محیط متخلخل مشخص می شود و تحت تاثیر میزان نوسانات جریان قرار می گیرد. در سرعت های پایین، افت فشار به صورت خطی با سرعت جریان متناسب است (تحت تاثیر جریان دارسی) در دبی بالاتر، افت فشار بیش از حد پیش بینی می شود که رفتار جریان در چنین محیطی جریان غیر دارسی شناخته می شود (Forchheimer, P.H, 1901). در سازند های گاز شیل، سرعت گاز در شکستگی ها بسیار زیاد است و از روند محیط جریان دارسی منحرف می شود. معادله *Forchheimer*، یک معادله مناسب برای محاسبه جریان غیر دارسی به منظور مدل سازی جریان گاز می باشد.

$$-\frac{dp}{dx} = \frac{\mu}{K} v + \rho \beta v^2$$



dp/dx گرادیان فشار ، V سرعت گاز ، U ویسکوزیته سیال ، K نفوذ پذیری موثر سنگ ، ρ دانسیته سیال ، β ضریب غیر داری در یک فوت (به منظور پیش بینی فاکتور β معادلات مختلفی وجود دارد که β را به تخریل و نفوذ پذیری ارتباط می دهد) .

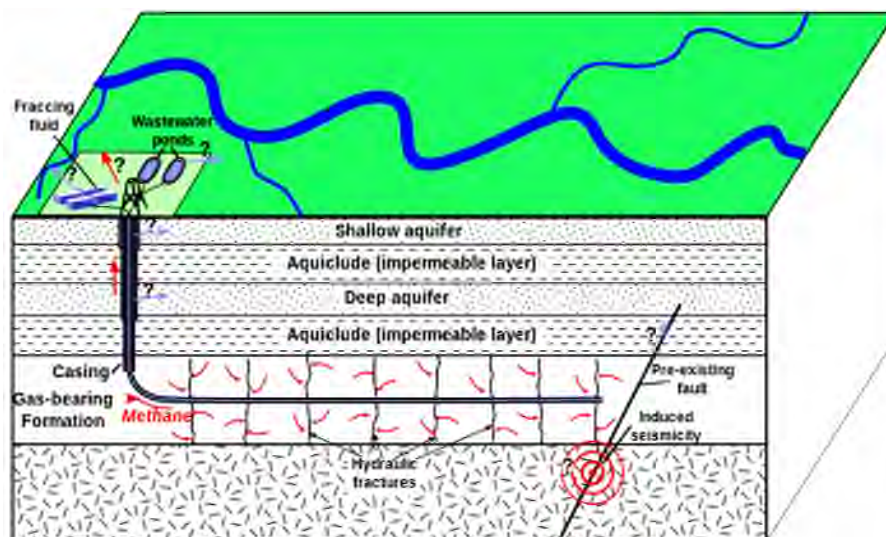
$$\beta = \frac{U}{K} \rho$$

a و b پارامتر های ثابتی هستند که در آزمایشگاه تعیین می شوند و دامنه برآورد آن ها در مخازن نامتعارف بین :

$$10^9 < a < 10^{11} \text{ و } 0.8 < b < 1.2$$

۳-۴ حفاری چاه های افقی و ایجاد شکست هیدرولیکی

استفاده از چاه های افقی در سنگ مخزن گازی با تراوایی کم و یا با فشار تولیدی زیاد همچون منابع گازشیل ها مرسوم ترین و بهترین روش جهت بهره برداری می باشد . یکی از اشکالات تولید گاز از مخازنی با تراوایی و فشار زیاد به وسیله چاه قائم ، نفوذ گاز با سرعت زیاد به داخل چاه است که موجب جریان درهم و مغشوش در اطراف چاه شده و مانع از رسیدن چاه به حد ظرفیت قابل بهره برداری از مخزن می گردد . در مقابل ، چاه افقی به علت داشتن سطح تماس طولانی با لایه مخزنی ، گاز به حالت ملایم به داخل چاه نفوذ نموده و با جریان صفحه ای آرامی می توان از حداکثر توان تولیدی مخزن بهره برداری نمود (مطیعی، ۱۳۹۲) . برای استحصال گاز به دام افتاده در شیل ها باید سیالی (عموماً آب حاوی ماسه و دیگر مواد سخت شده) با نرخ تزریقی نسبتاً بالا درون چاه پمپ شود . عملیات پمپ کردن تا جایی ادامه می یابد که فشار به حدی برسد که باعث ایجاد و سپس ، گسترش شکست در دیواره شود . فشار لازم برای به وجود آمدن و گسترش شکستگی خود وابسته به پارامتر هایی مانند : ۱- فشار جانبی ، نوع سیال تزریقی و هندسه مقطع تزریق ، ۲- پارامترهای غیر خطی مانند ، تغییر شکل پلاستیک ، انبساط سنگ ، زون چسبناک ، ۳- وجود مواد متخلخل در سنگ بستر و غیره می باشد .



شکل ۴- مدلی شماتیک از حفاری افقی و شکست هیدرولیکی



۴. عوامل موثر بر پیش بینی تولید از مخازن شیل

عوامل بسیاری بر تولید گاز از شیل تاثیرگذار است، این عوامل را می‌توان به سه بخش زمین‌شناسی، اقتصادی و جنبه فناوری تقسیم نمود. زمین‌شناسی تشکیل منابع گاز شیل‌ها و بهره‌وری چاه حفر شده و مسائل اقتصادی از قبیل هزینه حفاری افقی، پارامترهای شکست هیدرولیکی و مهم‌تر از همه نوسان قیمت گاز در اثر عواملی همچون مناقشات سیاسی و غیره جزء عناصر اصلی در سودآوری یک پروژه هستند. پتانسیل هیدروکربن موجود در یک سطح اقتصادی توسط پارامترهایی همچون، TOC، نوع کروژن، بلوغ حرارتی و غیره بر محتوای تولید گاز شیل‌ها تاثیرگذار می‌باشد. از نظر پتروفیزیکی، بسیار حائز اهمیت می‌باشد که دو پارامتر مهم تخلخل و نفوذپذیری سازند به طور دقیق اندازه‌گیری شوند، زیرا نقش بسزایی در تعیین محل اصلی منابع گاز شیل‌ها دارند.

۵. نتیجه‌گیری

از دیرباز کشورهای صنعتی با رشد تدریجی تقاضای انرژی به ویژه انرژی‌های فسیلی و محدودیت رو به اتمام بودن ذخایر هیدروکربوری مواجه بودند. نیاز رو به افزون به انرژی در جهان، تمایل کشورها به سرمایه‌گذاری در انرژی‌های جایگزین را رو به افزایش قرار داده است. در همین راستا توسعه صنعت منابع نامتعارف از جمله گاز شیل‌ها و رقابت آن در بازارهای جهانی توجه بسیاری از فعالان و کارشناسان حوزه نفت را در دهه‌های اخیر به سمت این صنعت معطوف کرده است. افزایش منابع نفت و گاز جهان با کشف و امکان بهره‌برداری از منابع نامتعارف به افزایش اطمینان نسبت به تامین امنیت انرژی در جهان منجر شده است. ایران، به عنوان یکی از کشورهای تولیدکننده منابع سوخت فسیلی می‌بایست نگاه عمیق و منطقی به جریان منابع نامتعارف از جمله گاز شیل‌ها داشته باشد، تا بتواند بر این اساس، جریان آینده انرژی در دنیا و رقابت در این عرصه را به درستی پیش‌بینی و برای آن برنامه‌ریزی نماید. در این مقاله تلاش شد تا با معرفی مکانیسم تشکیل گاز شیل‌ها، فضای مخزن، فیزیک پیچیده این منابع و روش‌های مناسب در خصوص استحصال، اطلاعاتی در خصوص زمینه مدل‌سازی و پیش‌بینی تولید در اختیار سرمایه‌گذاران اقتصادی و فعالان این حوزه قرار گیرد.

منابع

- [1] مطیعی، ه.، ۱۳۹۲، زمین‌شناسی درون‌چاهی، انتشارات آراین زمین، ۸۱۰ ص.
- [2] Rice University, News and Media Relations (2011) Shale Gas and U. S. National Security. Rice University News and Media Relations Team, Huston.
- [3] Brown, M.L. (2009) Analytical Trilinear Pressure Transient Model for Multiply Fractured Horizontal Wells in Tight Shale Reservoirs. M.Sc. Thesis, Colorado School of Mines, Golden.
- [4] Aybar, U., Eshkalak, M.O., Sepehrnoori, K. and Patzek, T.W. (2014) The Effect of Natural Fracture's Closure on Long-Term Gas Production from Unconventional Resources. Journal of Natural Gas Science and Engineering, 21, 1205-1231. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jngse.2014.09.030>
- [5] Eshkalak, M.O., Mohaghegh, S.D. and Esmaili, S. (2013) Synthetic, Geomechanical Logs for Marcellus Shale. Digital Energy Conference and Exhibition, The Woodlands, 5-7 March 2013, SPE 163690.
- [6] Heddleston, D. (2009) Horizontal Well Production Logging Deployment and Measurement Techniques for US Land Shale Hydrocarbon Plays. 2009 SPE Production and Operations Symposium, Oklahoma City, 4-8 April 2009, 1-9.
- [7] Jiang, J.Z. and Zhang, W.M. (2012) Accurate Model for Calculating Gas-Liquid Two-Phase Slug Flow Parameters in Horizontal Pipeline. Journal of Chemical Industry and Engineering (China), 12, 3826.



- [8] Scott, S.L. and Kouba, G.E. (1990) Advances in Slug Flow Characterization for Horizontal and Slightly Inclined Pipelines. 65th Annual Technical Conference and Exhibition of the Society of Petroleum Engineer, New Orleans, 23-26 September 1990, 125-140. <https://doi.org/10.2118/20628-MS>
- [9] Omidvar Eshkalak, M. (2013) Synthetic Geomechanical Logs and Distributions for Marcellus Shale. MSc Thesis, WestVirginia University, Morgantown.
- [10] Cipolla, C., Mack, M. and Maxwell, S. (2010) Reducing Exploration and Appraisal Risk in Low-Permeability Reservoirs Using Microseismic Fracture Mapping-Part 2. SPE Latin American & Caribbean Petroleum Engineering Conference, Lima, 1-3 December 2010, SPE-138103-MS.
- [11] Miller, C., Lewis, R. and Bartenhagen, K. (2007) Design and Execution of Horizontal Wells in Gas Shales Using Borehole Images and Geochemical Data. SEG Denver 2010 Annual Meeting, AAPG SW Section Convention.
- [12] Strickland, R., Purvis, D. and Blasingame, T. (2011) Practical Aspects of Reserve Determinations for Shale Gas. SPE North American Unconventional Gas Conference and Exhibition, The Woodlands, 12-16 June 2011, SPE-144357-MS. <http://dx.doi.org/10.2118/144357-MS>
- [13] Leahy-Dios, A., Das, M., Agarwal, A. and Kaminsky, R.D. (2011) Modeling of Transport Phenomena and Multicomponent Sorption for Shale Gas and Coalbed Methane in an Unstructured Grid Simulator. SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Denver, 30 October-2 November 2011, SPE-147352-MS.
- [14] Medeiros, F., et al. (2007) Productivity and Drainage Area of Fracture Horizontal Wells in Tight Gas Reservoirs. Rocky Mountain Oil & Gas Technology Symposium, Denver, 16-18 April 2007, SPE-108110-MS.
- [15] ZHANG Houfu, FANG Chaoliang, GAO Xianzhi, et al. Petroleum geology. Beijing: Petroleum Industry Press, 1999.
- [16] ZOU Caineng, TAO Shizhen, HOU Lianhua, et al. Unconventional petroleum geology. Beijing: Geological Publishing House, 2014.
- [17] CHRISTOPHER J P. Paleozoic shale gas resources in the Sichuan Basin, China. AAPG Bulletin, 2018, 102(6): 987–1009.
- [18] GUO Xusheng, HU Dongfeng, WEI Zhihong, et al. Discovery and exploration of Fuling shale gas field. China Petroleum Exploration, 2016, 21(3): 24–37.

زمین گردشگری



ژئوتوریسم با رویکرد گردشگری درمانی مطالعه موردی؛ گل فشانهای سیستان و بلوچستان

زهرا شفیعی*

دانشجوی کارشناسی ارشد جغرافیا - اکوتوریسم دانشگاه کاشان

Zahrashafiei2012@gmail.com

چکیده:

استان سیستان و بلوچستان با داشتن اشکال زیبا و گوناگون ژئومورفولوژیکی می‌تواند یکی از مناطق جذاب گردشگری ایران به خصوص ژئوتوریسم باشد. یکی از مهمترین اشکال ژئومورفولوژیکی، (گل فشانها) می‌باشند که بسیار جذاب همواره ژئوتوریستهای زیادی را به این منطقه جذب می‌کند. مشهورترین گل فشانهای این منطقه، گل فشان ناربگ، پیرگل، تنگ (کوه گل فشان)، عین، بربرک، درابول هستند و می‌توانند موجب جذب ژئوتوریستهای زیادی به استان سیستان و بلوچستان شوند. هدف این مقاله، معرفی گل فشانها به عنوان جاذبه‌های زمین‌شناسی موثر در رونق ژئوتوریسم با رویکرد درمانی، منطقه (سیستان و بلوچستان) می‌باشد که مورد غفلت قرار گرفته است. گل فشانها هم از نظر اقتصادی و هم از نظر درمانی (بهداشتی) دارای اهمیت فراوانی هستند. در ایران گل فشانهای زیادی موجود است مثل کرانه ی دریای خزر و کرانه ی دریای عمان و خلیج فارس (در جنوب شرقی ایران). ما در این پژوهش بیشتر به معرفی گل فشانهای کرانه ی دریای عمان و خلیج فارس می‌پردازیم. روش تحقیق در این پژوهش توصیفی از نوع کتابخانه‌ای - اسنادی می‌باشد. ژئوتوریسم و جاذبه‌های زمین‌شناسی به عنوان گونه‌ای از صنعت توریسم در دنیای کنونی بسیار مورد توجه است و بسیاری از کشورها از این سرمایه‌های منحصر به فرد در جهت اقتصادی و درمان و توسعه و پیشرفت خود بهره می‌گیرند و لازم است که کشور ما نیز در این زمینه فعال تر عمل نموده و زیرساختهای لازم را جهت معرفی و شناسایی این جاذبه‌ها در این منطقه فراهم آورد تا از مزایای اقتصادی و درمانی آن برخوردار شود.

کلیدواژه‌ها: ژئوتوریسم، گل فشان، گردشگری درمانی، سیستان و بلوچستان



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



Geotourism with a therapeutic tourism approach Case study; volcanoes of Sistan and Baluchestan

Zahra Shafiee*

Master student of Geography - Ecotourism, Kashan University

Zahrashafiei2012@gmail.com

Abstract

Sistan and Baluchestan province, with its beautiful geomorphologic forms, can be one of the attractive areas of Iranian tourism, especially geotourism. One of the most important geomorphologic forms (mud volcanoes) is that it attracts many geomorphologists to this area. The most famous (mud volcanoes) in this region are : Napg , Pargol, Tang, Ein , Barbarak, and Darabul, and they can attract many geotourists to Sistan and Baluchestan province. The purpose of this article is to introduce mud volcanoes as an effective geological attraction in the geotourism of the region (Sistan and Baluchestan (province) which has been neglected. is of mud volcanoes great importance both economically and healthfully. There are a lot of glaciers available in Iran mud volcanoes an, such as the Caspian Sea and the Crane of the oman Sea and mokran and the Persian Gulf (in southeastern Iran). In this study, we are going to introduce the Omani sea and Persian Gulf. The research method in this Descriptive research is a type of library-documentary. Geotourism and geological attraction as a type of tourism industry In the current world, much attention is being paid and many countries use these unique funds for their economic development and development, and it is necessary for our country to be more active in this field and to have the necessary infrastructure for introducing and Identify these attractions in the area to enjoy its economic and therapeutic benefits.

Keywords: Geotourism ؛ Mud volcanoesand ؛ sistan Baluchestan



مقدمه

ژئوتوریسم بررسی و مشاهده اشکال ناشی از فرایندهای بیرونی زمین‌شناختی در جهت توسعه‌ی گردشگری است. یکی از جذاب‌ترین انواع توریسم است که مورد توجه یونسکو قرار گرفته است. ژئوتوریسم، توریستی است که به بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی و ژئومورفولوژیکی یک منطقه جغرافیایی می‌پردازد. به لحاظ زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی ایران جز مناطقی است که پتانسیل فراوانی برای گسترش ژئوتوریسم دارد. استان سیستان و بلوچستان به عنوان یک جلگه و دشت دارای جاذبه‌های ژئومورفولوژیکی متنوع و زیادی می‌باشد که در ایران و شاید بتوان گفت در دنیا کمیاب هستند اما در دنیای رقابتی به دلایل ناشناخته و فراموش شده تنها و غریب گشته‌اند. گل‌فشان‌ها یکی از جذاب‌ترین اشکال ژئومورفولوژیکی هستند که در استان سیستان و بلوچستان وجود دارد. گل‌فشان‌ها به عنوان یک پدیده زیبا از لحاظ زمین‌شناسی می‌توانند نقش بارزی را در گسترش ژئوتوریسم در این ایفا نمایند. گل‌فشان‌ها در اکثر نقاط دنیا قابل مشاهده هستند و معمولاً به صورت یک عارضه‌ی مخروطی حوضچه گلی که مخلوطی از آب داغ، هیدروکربن‌های نفتی و ماسه و گل و دیگر رسوبات دیده می‌شوند. گل‌فشان‌ها از اشکال ژئومورفولوژیکی بسیار جالب و منحصر به فرد ساختمان ناهمواری‌های ایران هستند (زمردیان، ۱۳۸۳). گل‌فشان‌ها در ایران در ساحل دریای عمان و ساحل جنوب شرقی دریای خزر در جلگه‌ی گرگان قابل مشاهده‌اند (علایی طالبانی، ۱۳۸۴). گل‌فشان‌ها نسبت به دیگر اشکال زمین‌شناسی از برتری و جذابیت خاصی برخوردارند. گل‌فشان‌های موجود در کشورمان نسبت به سایر کشورهای دنیا دارای ویژگی‌های جذاب تری هستند ولی متاطفانه به خوبی معرفی و شناسایی نشده‌اند. بنابراین لازم است به نحوی شایسته این جاذبه‌های شگفت‌انگیز تحت عنوان جاذبه‌های بکر گردشگری استان سیستان و بلوچستان به جهانیان معرفی نماییم. ژئوتوریسم موجب معرفی این پدیده زمین‌شناسی به گردشگران می‌شود و همچنین باعث جلوگیری از تخریب آن توسط انسان‌ها می‌شود و بستر برای توسعه این منطقه فراهم می‌آورد. از این رو در این پژوهش ضمن معرفی این گل‌فشان‌ها و نقش آنها در توسعه و گسترش صنعت ژئوتوریسم که منجر به جذب گردشگر می‌شود به فوایدی که این گل‌فشان‌ها دارند نیز پرداخته می‌شود.

پیشینه تحقیق

پیشینه مطالعات مربوط به گل‌فشانها در ایران در استان‌های گلستان و سیستان و بلوچستان زیاد نیست و حداکثر از نیم قرن تجاوز نمی‌کند. ژئوتوریسم این امکان را برای محققان فراهم نموده که بتوانند محیط را بهتر شناسایی نمایند و آن را به خصوص (گل‌فشان‌ها) ارتقاء دهند. در جدول ۱ به پژوهش‌های صورت گرفته در زمینه گل‌فشانها اشاره می‌شود.

جدول ۱ مطالعات صورت گرفته در خصوص گل‌فشان‌ها

عنوان پژوهش	محققان	مکان	نتایج
جاذبه‌های ژئوتوریستی گل‌فشانها سیستان و بلوچستان	دکتر حسین نگاری دکتر خالد شهریارخالدی رحمان زندی	سیستان وبلوچستان	- گل‌فشانها مناظر زیبا و بدیعی اند که به طور شایسته و بایسته معرفی و شناسایی نشده‌اند. - اهمیت گل‌فشانها و نقش آنها در ژئوتوریسم که می‌تواند موجب جذب گردشگر شود و توسعه‌ی منطقه را به همراه داشته باشد.



عنوان پژوهش	محققان	مکان	نتایج
شناسایی، بررسی ژئوشیمی و تعیین منشأ رسوبات گل فشان‌های سواحل مکران	کرامت نژاد افضلی سیاوش شایان راضیه لک مجتبی بمانی منوچهر قرشی	سواحل مکران	-گل فشانها از پدیده های جالب ریخت شناسی اند. -بیشترین گل فشانها در نوار آلپ -همیمالیو اقیانوس آرام و آسیای مرکزی واقع شده اندودر ایران در سواحل دریای مکران در استان هرمزگان و خاور تنگه هرمز و سواحل چابهار می باشند. -گل فشانها منشأ هم دریایی(بیوژنتیک) هم منشأ قاره ای(ژئوژنتیک) دارند و گل فشانهای سواحل مکران منشأ(ژئوژنتیک) دارند.
ژئوتوریسم و ارتباط آن با توسعه ی پایدار گردشگری در ایران(مطالعه مورد گل فشانها)	دکتر مهران ازانی فرزانه غزاله سکینه خضری	ایران	-ژئوتوریسم(گل فشانها) این امکان را برای محققان فراهم می اورد که بتوانند محیط را بهتر و کیفیت بازدید را ارتقاء دهند. -گل فشانها به عنوان جاذبه های ژئوتوریسمی می توانند نقش مهمی در ارتباط با طبیعت گردی نیز ایفا کنند.
ژئوتوریسم (دریچه ای نو به سوی صنعت گردشگری ایران)	دکتر مهران مقصودی بهرام نکوئی صدری	ایران	-ایران با دارا بودن ساختار ژئومورفولوژیکی و زمین شناسی منحصر به فرد هنوز در زمینه ی ژئوتوریسم در سطح جهانی معرفی نشده است. -شناسایی و بازاریابی پدیده های ژئوتوریسمی ایران به منظور بهره برداری از این پتانسیل عظیم، امری اجتناب ناپذیر جلوه می نماید.
زمین گردشگری در چابهار	محمی الدین احراری رودی ژیلا شاهرخی خرگردی	چابهار	-زمین گردشگری در دهه های اخیر بسیار مورد توجه یتوتوریستها قرار گرفته است. -چابهار به علت شرایط خاص اقلیمی و زمین شناسی شامل ساختارها و پدیده های طبیعی بسیار دیدنی و متنوع است.
ارزیابی پتانسیل ژئوتوریسم دامنه های جنوبی مکران(جنوب سیستان)	ابوالقاسم امیراحمدی محمدعلی زنگنه اسدی نیاز بلوچی محبوبه کوهستانیان سارا الهی	جنوب سیستان	-جنوب سیستان و بلوچستان که شامل نواحی ساحلی است به علت عوارض منحصر به فردی همچون(گل فشانها، کوههای مینیاتوری، سواحل بالا آمده و ..) توان زیادی برای جذب ژئوتوریست دارد.

روش پژوهش

روش تحقیق در این پژوهش بصورت تحلیلی و کتابخانه ای است. و از تصاویر و منابع اینترنتی نیز بهره گرفته شده است.

بنابراین روش تحقیق این پژوهش ترکیبی از کتابخانه ای(اسنادی) و مطالعات میدانی می باشد.

منطقه ی مورد مطالعه که در شکل ۱ نشان داده شده است، وسعت آن ۱۸۷۰۵۲ کیلومتر مربع، سیستان ۱۵۱۹۷ کیلومتر مربع و بلوچستان ۱۷۲۳۰۵ کیلومتر مربع است. این استان بیش از ۱۱٪ از وسعت کل کشور را در بر می گیرد و از شمال به استان خراسان، از غرب به استان کرمان و هرمزگان و از جنوب به دریای عمان، از مشرق با افغانستان و پاکستان محدود است. کوههای سیستان و بلوچستان جزء رشته ی کوههای مرکزی ایران است، بلندترین نقطه ی آن در کوه تفتان دارای ۴۰۴۲ متر ارتفاع و پست ترین منطقه آن در کناره های دریای عمان قرار گرفته و شامل ناهمواری های مشرق چاله لوت و ارتفاعات دیواره شرقی چاله جازموریان است. پهنای کوهستان از شمال به جنوب افزایش می یابد و در فاصله ایرانشهر، کوهک، شامل دو قسمت کوههای سیستان و کوههای بلوچستان به بیشترین حد می رسد. آب و هوای استان از نوع آب و هوای بیابانی است. حداکثر دمای سالانه آن بالای ۴۰ درجه سانتی گراد است. زاهدان سردترین و ایرانشهر گرم ترین شهرهای استان است. نوسانات رطوبت، وجود بادهای موسمی همچون



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



بادهای معروف به "صد و بیست روزه" و "باد هفتم" یا "گاوکش" و ریزش جوی و اختلاف دما در ۲۴ ساعت به استثنای نواحی معتدل سواحل دریای عمان، شرایط خاص اقلیمی، پوشش گیاهی، جانوری، مناظر بدیعی را به وجود آورده است.



شکل ۱ ناحیه مورد مطالعه

استان سیستان و بلوچستان از آن دسته از استان‌های کشور است که مورد کم‌لطفی گردشگران و مسئولین گردشگری کشور قرار گرفته است، اما این منطقه از کشورمان دارای اماکن متعدد تاریخی و جاذبه‌های طبیعی فراوانی است که می‌تواند یکی از بهترین تجارب توریستی برای گردشگران را رقم بزند. استان سیستان و بلوچستان در شرق جنوب شرقی ایران واقع است. این استان با حدود ۱۸۰،۷۲۶ کیلومتر مربع وسعت کمابیش اندازه کشور سوریه بزرگی دارد و بیش از ۱۱ درصد وسعت ایران را در بر می‌گیرد. سیستان شامل زابل و شهرهای اطرافش است و بلوچستان دربرگیرنده بقیه شهرها از زاهدان تا چابهار است.

مردم استان سیستان و بلوچستان از قومیت‌های بلوچ و سیستانی است که بلوچ‌ها به زبان بلوچی با لهجه‌های متفاوت و عموماً با مذهب تسنن و تشیع و سیستانی‌ها به گویش پارسی سیستانی صحبت می‌کنند و مذهب تشیع اند.

این استان بیشتر آب و هوای گرم و خشک دارد اما در عین حال از تنوع آب و هوایی و اقلیمی ویژه‌ای برخوردار است و مناطق کوهستانی، جنگلی و باتلاقی نیز در این استان پهناور به چشم می‌خورد. استان سیستان و بلوچستان از لحاظ طبقه‌بندی اقلیمی در ناحیه اقلیمی بیابانی و خشک است. در یک تقسیم بندی کلی می‌توان گفت مناطق ایرانشهر، زابل و باهوکلان، آب و هوای بیابانی و مناطق زاهدان، خاش، سراوان و چابهار، آب و هوای نیمه بیابانی و ناحیه کوهستانی بم پشت در جنوب سراوان و امتداد آن به طرف مشرق تا کوه‌های بشاگرد، آب و هوای نیمه بیابانی معتدل دارد. اقلیم مشرق ارتفاعات و فلات‌های مرتفع و کم وسعت میان آن، نیمه بیابانی با زمستان‌های سرد است.

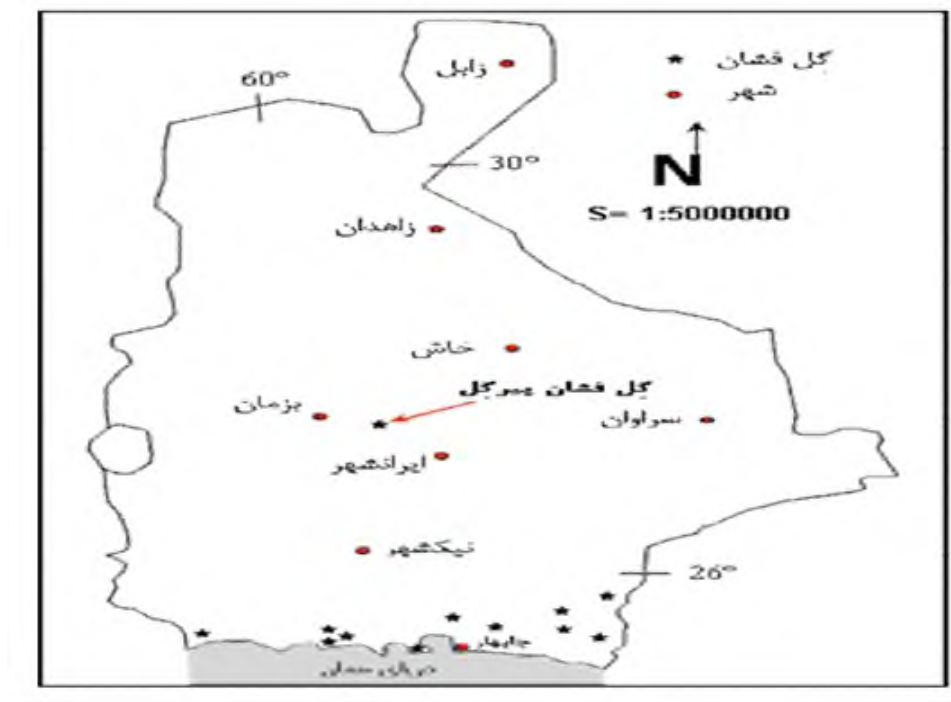


زاهدان مرکز این استان است که از طریق راه‌آهن با میرجاوه پاکستان ارتباط دارد و از سوی کرمان هم به راه‌آهن سراسری ایران متصل است. میزان بارش در مناطق مختلف معمولاً بین ۱۳۰-۷۰ میلیمتر است. بارندگی در این استان گاه موجب ایجاد سیل و خسارت شدید می‌شود ولی در صورت مهار سیلاب‌ها امکان توسعه کشت افزایش می‌یابد.

در تابستان حداکثر دمای شهرستان‌های ایرانشهر و زابل به ۵۰ درجه سانتیگراد می‌رسد. شهرستان‌های دیگر حرارت پایین‌تری دارند. حداقل دمای زمستان در زاهدان و خاش معمولاً ۸-۷ درجه سانتیگراد زیر صفر و هر چند سال یکبار تا ۱۸- درجه سانتیگراد نیز می‌رسد. زاهدان سردترین و ایرانشهر گرمترین شهرهای استان هستند. در نواحی جنوبی و ساحلی استان، یعنی تا شعاع حدود ۱۵۰ کیلومتری از ساحل دریا، در زمستان دمای شب و روز بین ۲۵-۱۰ درجه سانتیگراد متغیر بوده و این ویژگی همراه با رطوبت نسبی ۹۵-۵۰ درصد در طول سال استعداد فراوان تولید محصولات گرمسیری و سبزیجات غیر فصل را فراهم کرده است.

سیستان و بلوچستان ۱،۱۰۰ کیلومتر مرز با کشورهای پاکستان و افغانستان و ۳۰۰ کیلومتر مرز آبی با دریای عمان دارد و به دلیل قرار گرفتن در موقعیت راهبردی و ترانزیتی از اهمیت فراوانی برخوردار است؛ به ویژه بندر چابهار که تنها بندر اقیانوسی ایران و آسانترین و بهترین راه دسترسی کشورهای آسیای میانه به آبهای آزاد است.

استان سیستان و بلوچستان دارای فرهنگ خاص و تاریخی غنی است که در تمام زمینه‌ها از جمله آشپزی می‌توان بازتاب آن را مشاهده کرد. از آنجایی که دامپروری به صورت گسترده‌ای در سیستان و بلوچستان رواج دارد، شالوده‌ی اصلی غذاهای سیستانی را گوشت تشکیل می‌دهد. خرما نیز در کنار گوشت به صورت وسیعی در فرهنگ غذایی مردم استان قرار دارد. با وجود همسایه بودن با پاکستان و هم‌منظور رفت و آمد بسیار با هندی‌ها، چاشنی‌های غذایی تند چندان در فرهنگ خورد و خوراک مردم این استان رواج پیدا نکرده است. از غذاهای سنتی استان سیستان و بلوچستان می‌توان کشک زرد، اوجیزک، آبگوشت، تنورچه، چنگال، دوغ، دوغ برک، املت سوزی، تباگ و لنجو را نام برد. در شکل ۲ نقشه پراکندگی گل‌فشان‌های استان نشان داده شده است.



شکل ۲ نقشه ی پراکندگی گل فشان ها در استان سیستان و بلوچستان



گل فشانه‌های کرانه‌ی دریای عمان و خلیج فارس و سواحل مکران:

۳۰ گل فشان در جنوب شرقی ایران وجود دارند که ۱۵ تا بین جاسک و میناب، ۹ تا بین چابهار و بندر جاسک، ۶ تا بین مرز ایران و پاکستان قرار گرفته اند.

اما حدود ۶ تا از این گل فشانه‌ها بسیار معروف و قابل بررسی اند که در زیر به آنها اشاره می شود:

چشمه گل فشان پیرگل - سیستان و بلوچستان



نام انگلیسی: Pirkel Mud Volcano

نام فارسی: چشمه گل فشان پیرگل

گل افشان پیرگل در ۷۶ کیلومتری خاش با ارتفاع یک هزار و ۶۵۳ متر بین حصار کوه های تفتان در موقعیت جغرافیایی N275918 E602902 نمونه ای بی بدیل از آفرینش را در این منطقه به نمایش می گذارد. گل افشان ها پدیده جالب و مهیجی هستند که با جزر و مد دریا از دل زمین گل به بیرون پرتاب می کنند. گستره ای ۳ هکتاری پوشیده در لفافه گل های رس و مارن، بدون هیچ گیاه و سبزی در اطراف، منحصر و تک افتاده در نزدیکی ساحل دریای آزاد، منظره ای زیبا از عارضه جغرافیایی به نمایش گذاشته است. پیرگل نام گل افشان مشهور خاش است. خاک حاشیه اش که ترک برداشته و خشک و نیمه خشک، تکه تکه شده، با رنگی شبیه خاک کائولین (خاک زرد) جلایی زیبا به فضای بین کوه های سپیدپوش تفتان داده است. حسین عسگری، کارشناس اداره کل محیط زیست سیستان و بلوچستان درباره گل افشان پیرگل می گوید: «در منطقه کوهستانی تفتان گل افشانی به ارتفاع ۱۶۵۳ متر از سطح دریا قد برافراشته و هیچ گیاه جانوری در ۳ هکتاری آن به چشم نمی خورد. این جاذبه طبیعی در دنیا نظیر ندارد و برای تماشای این پدیده می توان از هر جای از دنیا گردشگر جذب کرد.» خاش که حاوی حیات وحش جذابی است، هنوز برای جذب گردشگر شناسانده و سرمایه گذاری نشده است.

گل افشان پیرگل در ۹۰-۸۰ کیلومتری جنوب خاش واقع شده و در ارتفاعات کوه های تفتان می توان حیواناتی نظیر: کل و بز، قوچ و میش و هوبره - گونه در معرض خطر انقراض - و پلنگ را دید. پرنندگان مهاجر نیز برای گذران زمستان در فصل سرد به سواحل جنوبی خاش می آیند. مرغابی ها، خوتکا و سرسبز از جمله این مهاجرانند. مهاجران سرزمینی که متوسط دمای سالانه اش به ۹/۲۹ درجه سانتی گراد می رسد و از پایتخت ۱۸۱۱ کیلومتر فاصله دارد. تعداد سوراخ های استخراج گل در پیرگل به ۱۵ عدد می رسد که بلندترین آن بیش از بقیه از خود گل تراوش می کند. گل های ساحلی که با بالا و پایین رفتن آفتاب از دهانه های پیرگل بیرون می روند.

گل فشان ها پدیده ای طبیعی وهمانند آتشفشان هستند که به صورت تپه ای مخروطی بوده و به جای گدازه، از دهانه آن گاز همراه با گل خارج می شود. این عارضه عمدتاً در دشتهای و جلگه های مشرف بر دریا دیده می شود و اغلب آنها در فاصله کمی از دریا (حداکثر ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر) استقرار یافته اند. این پدیده ها به صورت تپه های مخروطی قرینه و گاه بی قرینه هستند که حداکثر ارتفاع آنها به ۳۰ تا ۵۰ متر می رسد. مخروطهای مذکور گاه به صورت انفرادی و در برخی مناطق با یک یا چند مخروط کوچکتر و فرعی همراه هستند. در حال حاضر برخی از گل فشانه‌های ایران خاموش و یا غیرفعال هستند و برخی دیگر فعال بوده و دارای فعالیت متناوبی هستند. در فصول بارندگی، فعالیت آنها بیشتر می شود، اما گل آنها رقیق تر و سیال تر بوده و به صورت سرریز جاری می شود. در فصول خشک تر فعالیت آنها کمتر است و در عوض گل غلیظ تر و به حالت انفجاری تر بیرون می ریزد.



در قله این مخروطها و داخل کراتر آنها، دهانه های متعددی با قطر چند سانتی متر وجود دارد که به طور متناوب از آنها گل خاکستری یا کمی متمایل به سبز خارج شده و به سوی دامنه ها سرازیر می گردد. تناوب بیرون ریزی و فوران گل ها در طی زمان، یک ساختمان چند لایه ای را در مخروط ها و زمینهای مجاور پدید آورده است. این لایه ها دارای ساختمان فلسی یا پولکی هستند و با یکدیگر همپوشی دارند. به گونه ای که جدیدترین لایه در رو، و در راس مخروط قرار گرفته و قدیمی ترین لایه نیز به رنگ روشن است. همچنین گاهی جریان گل غلیظ در دامنه مخروط نقوش مینیاتوری همانند گچ بریهای قرنیز شکل را پدید می آورد. با گذشت زمان و فرا رسیدن مرحله پیری گل فشان، فاصله و تناوب فعالیت های آن کمتر می شود و غلظت گل آن افزایش می یابد. در نتیجه گسترش افقی مخروط کاهش یافته و به ارتفاع آن افزوده می شود.

از آن پس زمان خاموشی و مرگ گل فشان فرا می رسد و فرسایش بر آن غالب می گردد. عمل فرسایش در برخی موارد منجر به محو کامل گل فشان می گردد و اثری از آن بر جای نمی گذارد. اهالی محل در مورد این پدیده چندین باور را مطرح می کنند و بر اساس اعتقادات خود نامهایی را نیز برای گل فشان به کار می برند. به نظر آنها گل فشان پدیده ای طبیعی است که با دریا در ارتباط بوده و به هنگام بالا آمدن آب دریا (مد) به ویژه در فصل تابستان، فعالیت آن به حداکثر می رسد، از این رو به آن ناف زمین یا ناف دریا نیز می گویند. عده ای بر این باورند که فعالیت این پدیده به کشش و جاذبه اجرام سماوی به خصوص ماه وابسته است. بر این اساس معتقدند که فعالیت آن در ابتدای ماه و نیمه ماه قمری (ماه نو، بدر) بیشتر می شود.



نام انگلیسی Tang Mud Volcano :

نام فارسی: چشمه گل فشان تنگ

این گلفشان در موقعیت جغرافیایی N252800 E595559 در استان سیستان و بلوچستان واقع است. این گل فشان ها در ۹۵ کیلومتری غرب بندر کنارک و در دشت کهیر نرسیده به روستای تنگ در زمینی مسطح واقع شده و دارای سه تپه کوچک گل فشان است که یکی از آنها شبیه آتشفشان و در حال حاضر فعال است و بقیه آنها نیز از چند سال قبل به صورت غیرفعال درآمده اند. در بلندای این تپه ها، دهانه هایی به قطر چند سانتی متر وجود دارد و از دهانه گل فشان که در حال حاضر فعال است، به طور متناوب گل خاکستری رنگ خارج شده و به سوی دامنه ها سرازیر می شود. دوره تناوب این پدیده نادر و زیبا ده تا پانزده دقیقه است که این عمل با لرزش خاک همراه است و گاهی به هنگام خروج گل، صدایی همانند شلیک تفنگ از آن به گوش می رسد.

کوه گل افشان بندر تنگ با ارتفاع تقریبی ۱۰۰ متر و قطر قاعده کمی بیش از ۱۰۰ متر در فاصله حدود ۱۰۰ کیلومتری شهرستان چابهار قرار دارد. اطراف این کوه را بیابانی وسیع فرا گرفته که ظاهرا این بیابان نیز همچون خود کوه حاصل اتفاقاتی درون زمین است. اطراف کوه به فاصله حدود ۲۰۰ متر از کوه، چاله ای به عمق حدود ۲ متر ایجاد شده که برای رسیدن به کوه باید وارد این چاله شد.

بالا رفتن از کوه اگر فصل بارندگی نباشد؛ تقریباً راحت است. در بالاترین نقطه کوه چاله ای به قطر کمتر از یک متر و به عمق حدود نیم متر وجود دارد که با گل پوشیده شده است. در فواصل زمانی حدود یک دقیقه، مقداری گل با صدای خاصی شبیه به ترکیدن یک حبیب، از چاله خارج و به اطراف پراکنده می شود. احتمالاً تمام این کوه در طول سالیان دراز بر اثر فعالیت این چشمه ایجاد شده باشد. در کنار این کوه، دو کوه کم ارتفاع دیگر وجود دارد که به نظر می رسد زمانی آنها نیز گل افشان بوده اند.

گل فشان های ایران بیشتر در جلگه ساحلی دریای عمان بخصوص بلوچستان جنوبی تمرکز دارند و بیشتر آنها در حال حاضر فعالند، اما فعالیت آنها در فصول مختلف از سالی به سال دیگر تغییر پیدا می کند. این پدیده بطور عمده در فصول پرباران از جاذبه های نادر



و دیدنی استان به شمار می‌رود. گل‌فشان‌ها در میان بومیان ساکن استان سیستان و بلوچستان و هرمزگان به صورتهای مختلفی تلفظ می‌شود. مردم منطقه گواتر، جلگه دشتیاری و شرق بلوچستان گل‌فشان را به لهجه محلی بوتن واهالی چابهار، کهپیر و زرآباد آن را گل‌پاشان و ناپک به معنای ناف زمین یا ناف دریا می‌نامند و در بین ساکنان شرق استان هرمزگان نیز به آب باد معروف است. گل‌فشان از جمله پدیده‌های جالب توجه در منطقه ساحلی خزر و دریای عمان هستند. هر چند در نقاط دیگر دنیا نیز وجود دارد اما همبستگی این عارضه زمین‌شناسی با منابع نفت و گاز آن را به پدیده‌ای جذاب در این دو حوضه تبدیل کرده است. در کل تعداد گل‌فشان‌های زمین بیش از ۸۰۰ عدد نیست که بیش از نیمی از آنها در اطراف این دو دریا قرار گرفته، بویژه تعدادی از آن در حوزه خزر در منطقه جمهوری آذربایجان واقع شده است.

کارشناسان زمین‌شناسی و گردشگری بر این باورند که در مورد گل‌فشان‌های شمال و جنوب کشور تاکنون مطالعات سیستماتیک و ارزنده‌ای انجام نشده و از آنجایی که این پدیده از ارزش اقتصادی و گردشگری بسیار خوبی برخوردار است، پیشنهاد می‌کنند تا این طرح به عنوان یکی از جدی‌ترین طرح‌ها و برنامه‌های مطالعات زمین‌شناسی دریایی همگام با گشایش انستیتوی زمین‌شناسی دریایی در ایران مورد توجه قرار گیرد. داریوش هوشمند یکی از کارشناسان زمین‌شناسی استان سیستان و بلوچستان ایجاد زمینه‌های رفاهی و امکانات اقامتی را از مهمترین مسائل در شناساندن این پدیده می‌داند و یادآور می‌شود: هنوز بر روی جنبه‌های گردشگری منطقه از دیدگاه زمین‌شناسی کار چندانی صورت نگرفته است و بدیهی است که استفاده کاربردی از منابع گل‌فشان به عنوان سرمایه ملی به نفع ملت و کشور خواهد بود. هفت گل‌فشان در منطقه چابهار وجود دارد که بزرگترین آنها در جاده کهپیر به تنگ واقع است، فرمانداری این شهر برای شناساندن هرچه بهتر این پدیده زیبا به مردم کشورمان و جذب دوستداران طبیعت و گردشگرانی که به این منطقه سفر می‌کنند، به احداث جاده آسفالت، توقفگاه دارای سایه‌بان با سرویس‌های بهداشتی، همچنین مخازن آب آشامیدنی و فروشگاه برای ارائه مواد غذایی اقدام کرده است. منطقه آزاد چابهار نیز با برگزاری تورهای مختلف، شناساندن گل‌فشان نادر این منطقه را در دستور کار خود قرار داده است.

نکته حایز اهمیت در خصوص گل‌فشان‌های منطقه بلوچستان این است که با وجود ویژگی‌های منحصر به فرد و بکری که این پدیده خدادادی دارد و نسبت به بسیاری از نمونه‌های مشابه خود در کشورهای آمریکای مرکزی دارای ویژگی‌های بهتری است متأسفانه بهره‌برداری لازم و بهینه از آن نشده است و انتظار می‌رود با توجه به مسئولان محلی و کشوری، اتخاذ تدابیر و ایجاد تسهیلات لازم در این زمینه، بتوان به نحوی شایسته این پدیده‌های جذاب را به عنوان جاذبه‌های بکر گردشگری منطقه بلوچستان به هموطنان و جهانیان معرفی کرد.

نحوه تشکیل گل‌فشانها بیشتر به منشا و نوع آنها بستگی دارد. اصولاً دو نوع گل‌فشان در دنیا وجود دارد. یکی گل‌فشان‌های سرد که منشا تکتونیکی دارند و دیگری گل‌فشان‌های گرم که از عوارض بعدی آتش‌فشانها محسوب میشوند. به طور کلی میتوان گفت که نحوه تشکیل گل‌فشان بیشتر با نوع و منشا فشاری که به آن وارد میشود تا گل از درون زمین خارج شود، مرتبط است. عده‌ای همیشه به دنبال پیدا کردن این پاسخ بوده‌اند که چه عاملی باعث میشود که آب و گل از اعماق به سطح زمین فوران کند. نظرات و عقاید گوناگونی تاکنون در این زمینه ارائه شده است که به شرح ذیل می‌باشند. برخی از دانشمندان معتقدند که گاهی اوقات لایه‌های ضخیم رس به قدری سریع رسوبگذاری میشوند که آب موجود در آنها فرصت خروج پیدا نمی‌کند و به همین علت حالت سیال پیدا نموده و بواسطه داشتن آب فراوان، نیروهای تکتونیکی بعداً رسها را تحت فشار قرار داده و آنها را به همراه گاز به سمت بالا می‌آورند. عده‌ای دیگر از پژوهشگران معتقدند که فعالیت‌های زمین لرزه‌ای، عامل اصلی خروج آب و گل است. تعدادی هم فشار مخازن نفت و گاز درون زمین را عامل اصلی فشار و بالا راندن آب و گل میدانند. در هر حال تمام محققان بر این اعتقادند که فشار عامل اصلی تشکیل هر نوع گل‌فشان اعم از گل‌فشان سرد یا گرم میباشد.



اهالی محل در مورد این پدیده چندین باور را مطرح می‌کنند و بر اساس اعتقادات خود نامهایی را نیز برای گل فشان به کار می‌برند. به نظر آنها گل فشان پدیده‌ای طبیعی است که با دریا در ارتباط بوده و به هنگام بالا آمدن آب دریا (مد) به ویژه در فصل تابستان، فعالیت آن به حداکثر می‌رسد، از این رو به آن ناف زمین یا ناف دریا نیز می‌گویند. عده‌ای بر این باورند که فعالیت این پدیده به کشش و جاذبه اجرام سماوی به خصوص ماه وابسته است. بر این اساس معتقدند که فعالیت آن در ابتدای ماه و نیمه ماه قمری (ماه نو، بدر) بیشتر می‌شود. هر چند این نظریه کمتر به حقیقت نزدیک است اما به طور کلی هم قابل رد نیست. گروهی نیز بر این عقیده اند که فعالیت این پدیده پس از بارندگی‌های شدید زیادی می‌شود، لذا ممکن است از آب ناشی از سیلابها، فعال شود. اما باید گفت که از نظر علمی، وجود گل فشان‌ها در هر منطقه اول نشانه بارز از فعالیت‌های تکتونیک بوده و ثانیاً اغلب به لایه‌های سنگی دارای ذخایر نفت و یا دیگر انواع هیدروکربور بستگی دارد. فشار گازهای حاصل از این لایه و ذخایر آنها موجب می‌شود که سنگ‌های رسی و مارینی کف و تحتانی، که توسط آبهای زیر زمینی اشباع و نرم شده و یا به صورت گل در آمده اند به خارج پرتاب شوند و از این طریق دهانه‌هایی گاهاً بسیار بزرگ شبیه به دهانه‌های آتشفشان (شبه کرا تر یا کرا ترگون) بوجود می‌آیند.

بیشترین درصد گاز تشکیل دهنده گل فشانها به گاز متان تعلق دارد که حدود 85-89 درصد می‌باشد. حدود ۱۰ درصد گاز دی‌اکسید کربن و درصد باقیمانده به گازهای نیتروژن و مونوکسید کربن تعلق دارد.

اصولاً گل فشانها کاربرد زیادی دارند که از آن جمله میتوان به استفاده از گل آنها در سفال سازی، کوزه گری، بهره برداری از گاز، گردشگری، گل درمانی و... اشاره کرد. بسیاری از مردم از گل‌های گل فشان برای موارد درمانی استفاده میکنند. استفاده از گل‌های گل فشان برای گل درمانی فقط مختص استان نبوده و در در کشورها دیگر از جمله آذربایجان استفاده میشود. از گل‌ها برای درمان بیماری‌های پوستی، درمان درد کمر، درد‌های مفاصل و... استفاده میشود. همچنین برای درمان تنگی عضلانی و انقباض عروق موثرند. حال با عنایت به توضیحات فوق، به معرفی گل فشان تنگ و همچنین مرتفع‌ترین گل فشان کشور یعنی پیرگل خواهیم پرداخت. در شکل ۳ چشمه گل فشان تنگ، چابهار نشان داده شده است



شکل ۳ چشمه گل فشان تنگ، چابهار



گلفشان بربرک

نام انگلیسی: Borborok mud volcano

نام فارسی: گلفشان بربرک



گلفشان بربرک در موقعیت جغرافیایی E595947 N253027 در استان سیستان و بلوچستان واقع است. این گل‌فشان در دو کیلومتری شمال روستای چگردان لاس، ۷ کیلومتری سمت چپ جاده آسفالتهء کهیر-رزآباد و ۵ کیلومتری شمال شرق گل‌فشان ناپگ قرار دارد. مخروط فعلی آن از سطح جلگه ساحلی حدود ۲۵ متر ارتفاع دارد و در شرایط موجود ۱۴ دهانه خاموش و یک دهانه فعال در دامنه شرقی دارد. در حال حاضر مخروطی با قطر تقریبی ۴۰۰ تا ۴۵۰ متر در پیرامون آن تشکیل شده و آب و گل رقیق از دهانه آن خارج و به صورت جویی از گل‌های شل و آبکی به پایین دامنه سرازیر شده و تا فاصله ۳۰۰ متری از دهانه اصلی گسترش می‌یابد. در شکل ۴ گلفشان بربرک نشان داده شده است.



شکل ۴ گلفشان بربرک

گلفشان عین (تران)

نام انگلیسی: Ein (Trana) mud volcano

نام فارسی: گلفشان عین (تران)



گلفشان عین (تران) در موقعیت جغرافیایی E595514 N253403 در استان سیستان و بلوچستان واقع است. گل‌فشان عین (چشم) در فاصله ۷ کیلومتری شمال غربی روستای تران و ۱۰ کیلومتری جاده کهیر به زرآباد و همچنین شمال غربی گل‌فشان ناپگ قرار گرفته و از سطح دریا حدود ۸۰ متر ارتفاع دارد، مخروطی در حدود ۱.۵ متر دارد، قطر دهانه حدود ۴۰ متر و فوران گل در داخل حوضچه به صورت دائم و پشت سرهم صورت می‌گیرد. این گلفشان در زمین نسبتاً همواری قرار دارد و ارتفاعات تپه ماهوری از جنس مارن اطراف آن را احاطه کرده اند. آب موجود در دهانه گلفشان بسیار شور است به نحوی که دیواره مخروط اصلی و زمین‌های اطراف را به شوره زار تبدیل کرده است. به نظر می‌رسد منشأ آب این گلفشان، آب شور دریا و آب‌های محبوس شده در لایه‌های زیرین است. مورفولوژی اطراف این گلفشان چندان بلند نیست ولی توسط فرسایش آب‌های جاری مخروط اصلی بریده



بریده شده است. گل‌هایی که از دهانه اصلی خارج می‌شوند بوی لجن و گوگرد می‌دهند و بومیان منطقه اعتقاد دارند که آب و گل جمه شده در این گلفشان خاصیت درمانی دارد.



گلفشان درابول شرقی

نام انگلیسی: Eastern Drabol mud volcano

نام فارسی: گلفشان درابول شرقی

گلفشان درابول شرقی در موقعیت جغرافیایی $N252009 E613610$ در استان سیستان و بلوچستان واقع است. این گلفشان در شمال کوه درابول در ۶ کیلومتری مرز ایران و پاکستان قرار دارد. ارتفاع این گلفشان از سطح زمین در حدود ۱۰ متر است و ۴ مخروط فرعی و یک دهانه اصلی در دامنه شمالی دارد. روانه‌های گلی خارج شده از گلفشان تا زمانی که تازه اند رنگی کاملاً خاکستری تیره دارند و روانه‌های گلی قدیمی که سفیدترند کاملاً متمایز و قابل تشخیص هستند. گل خروجی از این گلفشان رقیق است و به صورت جوشان همراه با آب و گاز از آن خارج می‌شود. هر چند دقیقه یک بار دهانه گلفشان با جوش و خروش فراوان روانه‌های گلی را به صورت فوران از خود بیرون میریزد. مخروط اصلی این گلفشان دایره‌ای به قطر ۸۰ متر تشکیل داده است. مرفولوژی دامنه‌های این گلفشان کمی بلند به نظر می‌رسد و دارای فرسایش از نوع ریل است. در دامنه‌های مخروط و زمین‌های اطراف مثل گلفشان درابول غربی، رسوبهای دریایی فسیل دار به ویژه دو کفه‌ای‌ها و شکم‌پایان به خوبی دیده می‌شود. در این منطقه صدف‌های خرد شده و سالم زیادی قابل مشاهده است. در شکل ۵ گلفشان درابول شرقی نشان داده شده است.



شکل ۵ گلفشان درابول

گلفشان ناپگ

نام انگلیسی: Napag mud volcano

نام فارسی: گلفشان ناپگ



این گلفشان در موقعیت جغرافیایی $N252800 E595559$ و در ۷۵ کیلومتری شمال غربی چابهار در استان سیستان و بلوچستان واقع است. لیل نام گذاری این گلفشان به نام ناپگ آن است که در گویش محلی مردمان بلوچ منطقه چابهار از این گلفشان به نام ناف (ناپگ) زمین یاد می‌کنند و آن را به این نام می‌خوانند. این نام در برخی موارد به عنوان یک واژه کلی برای تمامی گلفشان‌های منطقه بکار می‌رود. گلفشان ناپگ گل‌فشان ناپگ به صورت مخروطی مستقل در سواحل مکران و سمت راست



جاده کهریز-تنگ قرار دارد. این گلفشان از سطح زمین حدود ۷۲ متر و از سطح دریا حدود ۱۰۲ متر ارتفاع دارد. شباهت زیادی به گل‌فشان چاندارگوپ در غرب پاکستان و شرق رودخانه هینگول دارد. گل‌فشان نایگ نمونه‌ای از یک گل‌فشان کاملاً مخروطی شکل است. هریسون که در سال ۱۹۴۱ میلادی از این گل‌فشان بازدید کرده، یادآور شده که حباب‌های سبز رنگ بزرگی از گل درست می‌شوند که در هر چند دقیقه یک بار می‌ترکند و دوباره حباب‌های دیگری جای آنها بوجود می‌آیند. مخلوط آب و گل ابتدا شروع به جوشیدن نموده و سپس به صورت فورانهای کوچک به اطراف پراکنده می‌شوند و روی دامنه گلفشان میریزند و باعث بزرگ شدن آن می‌شوند. گاهی نیز فوران‌های مذکور شدیدند و با انفجار و پرتاب زیادی مواد نرم همراهند.

در قله مخروط و در داخل دهانه اصلی، دهانه‌هایی به قطر چند سانتیمتر وجود دارند که به طور متناوب گل خاکستری یا سبز رنگ از دهانه آنها خارج و به طرف دامنه سرازیر می‌شود. دوره تناوب این عمل ۵ تا ۱۵ دقیقه است و با لرزش زمین همراه است. این گلفشان در فوران‌های گذشته خود در طول تاریخ، از بالا به پایین پنج تا هفت لایه را به صورت ضخامت‌های متفاوتی از روانه‌های اصلی گل بوجود آورده است که روی هم قرار دارند. قدیمی‌ترین و یا به عبارت دیگر زیرین‌ترین لایه تا مخروط اصلی خود ۵۰۰ تا ۷۰۰ متر فاصله دارد و منطقه‌ای دایره‌ای شکل به قطر ۱ کیلومتر را پوشانده است. این لایه به صورت روانه‌ای از گل و آب، تا آن مسافت پیش رفته بوسیله جاده کهریز-بندر تنگ قطع شده است و هنوز بخشی از روانه‌های گلی در سمت چپ جاده باقی مانده اند. ضخامت این لایه که روی هم قرار گرفته اند بین ۴۰ سانتی‌متر و حدوداً ۲ متر است و هرکدام از بالا به پایین بخش دیگری را می‌پوشاند و به ترتیب قدمت لایه‌ها زیادتر می‌شود. رنگ لایه‌های قدیمی نیز شبیه به مارن‌های موجود است در صورتی که لایه‌های جوان نزدیک به مخروط، به خاطر جوانی و داشتن رطوبت بیشتر کاملاً تیره تر از لایه‌های قدیمی به نظر میرسند. بین لایه‌های پنجم و ششم یک پرتگاه گسلی به عمق ۱٫۵ متر وجود دارد که شیب تندی نسبت به مخروط و شیب ملایمی نسبت به جاده دارد.

سطح فوقانی روانه‌های گلی ناهموار است به طوری که راه رفتن روی آنها نسبتاً دشوار است زیرا سطح آنها به بلندی‌های بسیار کوچک تبدیل شده که از یک سلسله ناهمواری کوچک ولی تیز تشکیل شده است. روانه‌های گلی ابتدا که از دهانه خارج می‌شوند نرم و خمیری هستند و با افزایش مقدار آنها به سمت پایین سرازیر می‌شوند و در گرمای سوزان منطقه خشک شده و شکافهای عمیق و طولانی به شکل چندضلعی در بین آنها ایجاد می‌شود که به مرور بر عمق و وسعت آنها افزوده میشود.

فوران گل با تشکیل حباب‌هایی با اشکال گوناگون توأم با سروصدا می‌باشد. این روانه‌های گلی سرد که از دهانه مخروط گل‌فشان خارج می‌شوند با گذشت زمان به صورت لایه‌لایه روی هم قرار گرفته و تا مسافتی دور از دهانه گسترش یافته و در مجاورت هوای گرم و آفتاب شدید منطقه خشک شده و شکاف‌هایی در آنها پدید می‌آید، دامنه گسترش این روانه‌های گلی در اطراف مخروط گل‌فشان تا ۴۰۰ الی ۵۰۰ متر رسیده است. وجود مارن‌های فراوان در گل‌های خارج شده رنگ خاکستری آن را سبب شده است. کوه گل‌افشان تنگ دارای ۱۰۰ متر ارتفاع است و اطراف این کوه را بیابانی وسیع فرا گرفته که ظاهراً این بیابان نیز همچون خود کوه ماحصل اتفاقاتی درون زمین است. اطراف کوه به فاصله حدود ۲۰۰ متر از کوه، چاله‌ای به عمق حدود ۲ متر ایجاد شده که برای رسیدن به کوه باید وارد این چاله شد.

بالا رفتن از کوه اگر فصل بارندگی نباشد؛ تقریباً راحت است. در بالاترین نقطه کوه چاله‌ای به قطر کمتر از یک متر و به عمق حدود نیم متر وجود دارد که با گل پوشیده شده است. در فواصل زمانی حدود یک دقیقه، مقداری گل با صدای خاصی شبیه به ترکیدن یک حباب، از چاله خارج و به اطراف پراکنده می‌شود. احتمالاً تمام این کوه در طول سالیان دراز بر اثر فعالیت این چشمه ایجاد شده باشد. در کنار این کوه، دو کوه کم‌ارتفاع دیگر وجود دارد که به نظر می‌رسد زمانی آن‌ها نیز گل‌افشان بوده‌اند.



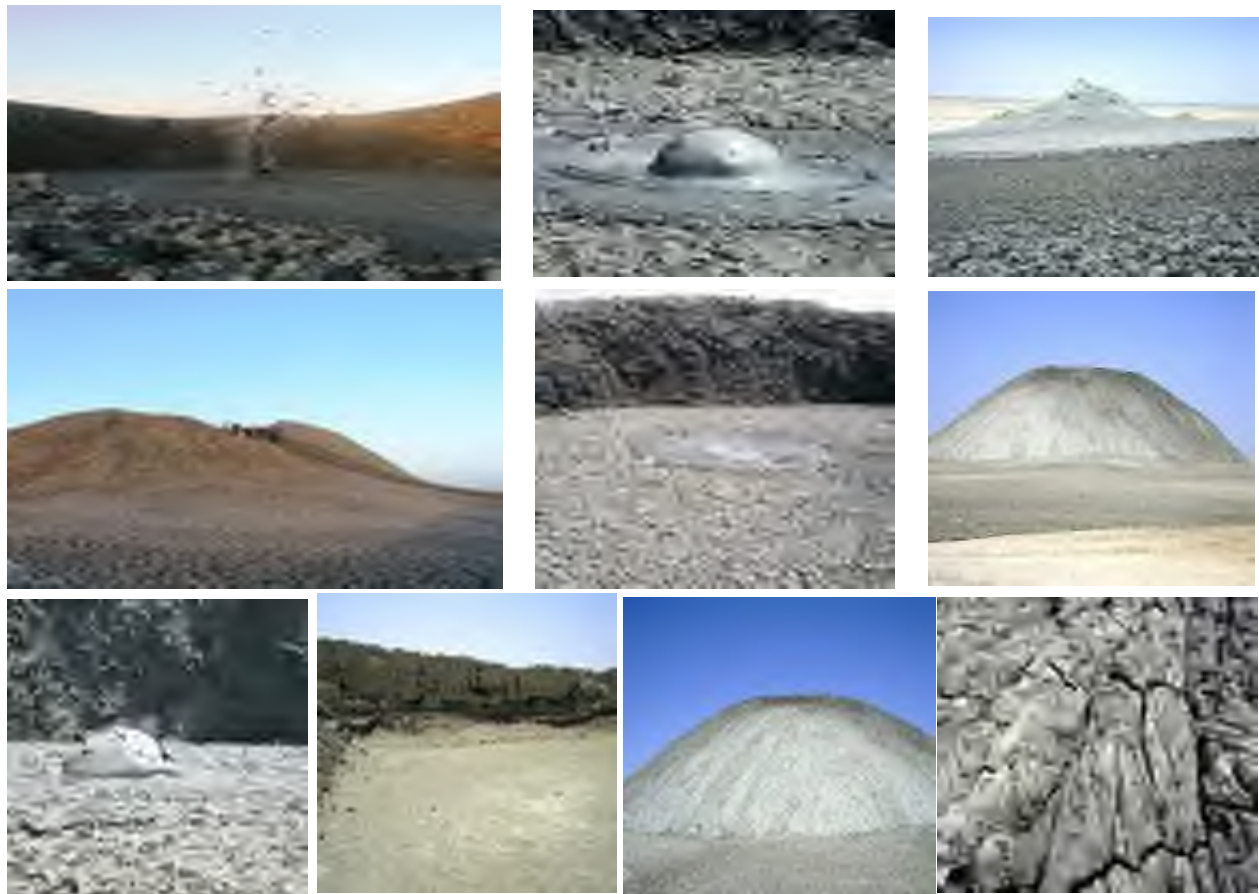
نظرات گوناگونی در مورد علت وجود این چشمه‌ها ذکر شده که آنوبانینی محتمل‌ترین آن‌ها را بیان می‌نماید. به علت نزدیکی زیاد این منطقه به اقیانوس هند و همچنین شکل خاص پوسته زمین در این ناحیه، پوسته اقیانوس با شیب بسیار تندی در زیر این منطقه به داخل زمین فرو می‌رود که باعث به وجود آمدن فشارهای زیادی به پوسته زمین می‌گردد. فشار به وجود آمده باعث خروج آب و به همراه آن گل ولای می‌شود. این عامل یکی از علت‌های به وجود آمدن گل فشان‌ها و چشمه‌های آب معدنی فراوان در این منطقه به حساب می‌آید. در شکل ۶ تعدادی از مناطق و محدوده استان نشان داده شده است.

سرد بودن گل و عدم وجود بخار به همراه آن تاییدی بر صحت ادعای ذکر شده است. زیرا در مناطقی که پدیده‌های مشابهی به علت گرمای زمین و فعالیت‌های آتشفشانی رخ می‌دهد، خروج آب گرم به همراه بخار طبیعی‌تر است. این گل فشان نسبت به گل فشان پیرگل خاش که در سال ۱۳۸۰ به عنوان یک اثر طبیعی - ملی شناخته شده است دارای مزایای ویژه‌ای است که از این رو می‌تواند به فهرست آثار طبیعی کشور افزوده شود:

۱- فاصله نزدیک آن به بندر چابهار که به علت دارا بودن منطقه آزاد تجاری، سواحل صخره‌ای کم نظیر و امواج خروشان، جنگل‌های حرا و... همواره مورد توجه مسافران و طبیعت‌دوستان بوده و هست.

۲- وضعیت توپوگرافی منطقه به نحوی است که تپه مخروطی شکل گل فشان در دشت‌های منطقه کاملاً واضح و نمایان است.

۳- راه مناسب و اهمیت منطقه.



شکل ۶ برخی مناظر دیدنی استان سیستان و بلوچستان



ویژگی گل‌فشان‌ها و انواع آنها

گل‌فشان، یکی از شگفت‌انگیزترین پدیده‌های ژئوتوریزی است که بسیار مورد توجه زمین‌شناسان و علاقه‌مندان به طبیعت است. این پدیده با نام علمی mudvolcano تنها در چند نقطه از جهان وجود دارد. گل‌فشان‌ها در دنیا به صورت رنگی و معمولی یافت می‌شوند. گل‌فشان‌های رنگی، گل‌های مترشح شده به رنگ‌های سفید، زرد و صورتی دیده می‌شود. که حاکی از ترکیبات آهن در آنهاست. گل‌فشان‌های ساده از خود گل‌های طوسی رنگ متصاعد می‌کنند.

نحوه تشکیل گل‌فشان‌ها بیشتر به منشأ و نوع آنها بستگی دارد. اصولاً دو نوع گل‌فشان در دنیا وجود دارد؛ کلی گل‌فشان‌های سرد که منشأ تکتونیکی دارند و دیگری گل‌فشان‌های گرم که از عوارض بعدی آتشفشان‌ها محسوب می‌شوند. گل‌فشان‌های ایران بیشتر در جلگه‌های ساحلی دریای عمان بخصوص بلوچستان جنوبی تمرکز دارند و بیشتر آنها در حال حاضر فعالند و همچنین در منطقه ساحلی خزر در جلگه‌ی گلستان و دریای عمان وجود دارند که در حال حاضر خاموش هستند. در کل تعداد گل‌فشان‌های زمین بیش از ۸۰۰ عدد نیست که بیش از نیمی از آنها در اطراف این دو دریا قرار گرفته‌اند. تعدادی از آنها در حوزه‌ی خزر در منطقه‌ی جمهوری آذربایجان واقع شده‌اند. نحوه‌ی فعالیت گل‌فشان‌ها بدین گونه است که تمام محققان بر این عقیده‌اند که فشار، عامل اصلی تشکیل هر نوع گل‌فشانی اعم از گل‌فشان سرد و گرم است. از نظر علمی وجود گل‌فشان‌ها در هر منطقه، اولین نشانه‌ی بارز آن فعالیت‌های تکتونیکی بوده و دومین اغلب به لایه‌های سنگی دارای ذخایر نفت و یا دیگر انواع هیدروکربور بستگی دارد. فشار گازهای حاصل از این لایه و ذخایر آنها موجب می‌شود سنگ‌های رسی و مارینی کف و تحتانی، که توسط آبهای زیر زمینی اشباع و نرم شده و یا به صورت گل در آمده‌اند به خارج پرتاب می‌شوند و از این طریق دهانه‌هایی گاه بسیار بزرگ شبه به دهانه‌های آتشفشانی بوجود می‌آیند. گل‌فشان‌ها تحت تاثیر بارش‌های جوی و جزرو مد دریا و اجرام آسمانی نیز ممکن است قرار بگیرند که این عوامل توسط دانشمندان کاملاً رد نشده است.

گردشگری سلامت و درمانی

گردشگری سلامت آن نوع از جهانگردی است که با فعالیت‌های بهداشتی و درمانی مرتبط می‌شود و مورد توجه جهانگردانی قرار دارد که به خواص درمانی منابع طبیعی توجه دارند؛ مانند: چشمه‌های آب گرم، گیاهان دارویی، سواحل لجنی، گنبد‌های نمکی یا غارهای نمکی، گل‌های درمانی (زاهدی، ۱۳۸۲). انسان برای بهبود و به دست آوردن شفا، از دوره‌های نخستین به منابع هیدرومینرال و هیدروترمال موجود در طبیعت و با داخل غارها توجه زیادی کرده است (سقایی و عبداللهی، ۱۳۸۳). در شکل ۷ انواع گردشگری سلامت نشان داده شده است.



شکل ۷ انواع گردشگری سلامت

انواع گردشگری سلامت

گردشگری سلامت: به این نوع گردشگری سلامت، گردشگری شفابخش نیز گفته می‌شود در این نوع از گردشگری از امکانات طبیعی (آب گرم ها و آبهای معدنی، دریاچه های نمک و غارهای نمکی، لجن های طبی، شن زارهای رادیواکتیو، حمان های گیاهی، گل درمانی، خورشید و آب و هوا) و مانند آن استفاده می‌شود.

گردشگری پیشگیرانه: در این نوع گردشگری سلامت تمام منابع طبیعی و هدف از سفر مشابه گردشگری سلامت می‌باشد با این تفاوت که افراد ناراحتی یا بیماری خاصی ندارند، بلکه در واقع از بروز بیماری و ناراحتی جسمی و روحی جلوگیری می‌کنند (حقیقی کفاش، ضیایی و جعفری، ۱۳۸۴).

گل درمانی

گل درمانی از جمله مباحثی است که قدمت دیرینه دارد و در چند دهه اخیر اهمیت آن کم رنگ شده بود، ولی امروزه از جایگاه ویژه ای برخوردار است. بسیاری از پزشکان پی به اثر بخشی آن برده اند، زیرا در گل و یا لجن، مواد معدنی و آلی وجود دارند که در بهبودی بیماریهای پوستی و دردهای مفصلی موثر است. امروزه در کشورهای اروپایی نظیر ایتالیا واحدهای صنعتی، بهداشتی و زیبایی با استفاده از گل، کرمهای پوست تولید می‌کنند. بر اساس تحقیقات محققان به دلیل وجود سولفور و مواد آلی در گل بسیاری از بیماریهای پوستی نظیر اگزما، آکنه و تراوش بیش از حد چربی از منافذ پوست بهبود می‌بخشد و برخی از افراد با وجود این که چنین ش کایتی ندارند، به منظور ضد عفونی کردن پوست خود از این کرمها استفاده می‌کنند. قابل توجه است که تولید کنندگان کرمها برای جلب مشتریان با ترکیبات مختلف، کرمهای متفاوت نظیر کرم شب و ماسک صورت تولید می‌کنند. در شکل ۸ صابونها و پودرهای تهیه شده از گل گلفشان نشان داده شده است.



شکل ۸ صابونها و پودرهای تهیه شده از گل گلفشان

خصوصیات فیزیکی گل و خواص درمانی آن

اصولا گل فشانها کاربرد زیادی دارند که از آن جمله می توان به استفاده از گل آنها در سفال سازی ، کوزه گری ، بهره برداری از گاز ، گردشگری ، گل درمانی و اشاره کرد . بسیاری از مردم از گل های گل فشان برای موارد درمانی خصوصا گل درمانی استفاده می کنند . گل درمانی از جمله مباحثی است که قدمتی دیرینه دارد و در چند دهه اخیر کم رنگ شده بود ، ولی امروزه از جایگاه ویژه ای برخوردار است . گفته می شود به دلیل وجود مواد معدنی و آلی در این گل و لای استفاده از آن در بهبود بیماری های پوستی و دردهای مفصلی موثر است . استفاده از گل های گل فشان برای گل درمانی نیز فقط مختص استان نبوده و در در کشورها دیگر از جمله آذربایجان استفاده می شود . از گل ها برای درمان بیماری های پوستی ، درمان درد کمر، درد های مفاصل و استفاده می شود . همچنین برای درمان تنگی عضلانی و انقباض عروق موثرند. گفته می شود ؛ استحمام کردن در گل فشانها به خاطر وجود عناصر شیمیایی خاص در ترکیبات آنها برای پوست سودمند است . از نظر مردم محلی نیز گل های گل فشان دارای خواص درمانی بوده و جهت درمان پاره ای از امراض در درون گلهای گل فشان غلطیده و معتقدند که این عمل دارای خواص درمانی می باشد . گل موجود در گل فشان ها از نظر بهداشتی استفاده های دارویی متعدد داشته و در درمان بیماری های مختلف همچون دردهای رماتیسمی، کوفتگی و خستگی عضلانی بسیار موثر است.

ضمنا گل فشان ها در درمان بیماری های پوستی و قارچی انسان و حیوان موثر بوده و حتی برخی از اهالی اطراف گل فشان معتقدند که استراحت چند دقیقه ای در گل گل فشان در رشد موهای سر و پرپشتی موی سر نیز موثر است . گل فشان باعث خنکی بدن و از بین بردن گرمی شده و باعث شادابی و نشاط استفاده کنندگان از گل در گل فشان ها می گردد. در این گل ها خواص درمانی (ید، برم، کلسیم، منیزیم، اسیدهای ارگانیک و هیدروکربن های آروماتیک) گزارش شده است. این محلول گلی ماده سمی قابل توجه ای ندارد. ید



ید، عنصر شیمیایی است که در جدول تناوبی دارای نشان کو عدد اتمی ۵۳ می باشد. عنصری است حل نشدنی که مقدار بسیار کم آن برای موجودات زنده لازم است. واکنش پذیری ید از تمامی هالوژن‌ها کمتر است و الکترون دهنده ترین هالوژن شبه فلز می باشد. از ید عمدتاً در پزشکی، عکاسی و رنگ استفاده می شود.

در مناطقی که غذای آنها حاوی مقدار کم ید می باشد - مثلاً مناطق دور افتاده از دریا که هیچ گونه غذای دریایی مصرف نمی شود - کمبود ید ابتلا به بیماری گواتر اصطلاح گواتر محلی را افزایش می دهد. در بیشتر (نه تمامی) این مناطق با افزودن مقدار کم یدید سدیم به نمک طعام از ابتلا به این بیماری جلوگیری شده است این محصول به نام نمک ید دار نیز معروف است. کاربردهای دیگر این عنصر: یکی از هالوژن‌ها است که وجود آن به مقدار کم برای موجودات زنده حیاتی است؛ هورمون‌های تیروئید (تیروکسین و تری یدو تیر وین) حاوی اتم‌های ید می باشد. تنتور ید (۳٪ ید عنصری در پایه آب / اتانول) از اجزاء مهم تمامی وسایل کم‌کمک‌های اولیه می باشد که هم برای ضد عفونی کردن زخم‌ها و هم برای پاک‌سازی آب‌های شرب سطحی مورد استفاده قرار می گیرد (۳ قطره در هر لیتر، پس از ۳۰ دقیقه تاثیر می کند).

ترکیبات ید در رشته شیمی آلی مهم و در پزشکی بسیار سودمند هستند. از پدیدها و تیروکسین که حاوی ید هستند در پزشکی داخلی و در ترکیب با الکل (بعنوان تنتور ید) برای ضد عفونی نمودن زخم‌های بیرونی استفاده می شود.

۱. یدید پتاسیم در عکاسی کاربرد دارد.

. یدید تنگستن برای تقویت افروزه لامپها مورد استفاده قرار می گیرد.

۳. تری یدید نیتروژن برای کاربردهای تجاری بسیار انفجاری و ناپایدار است اما جزو شوخیهای معمول دانشگاهی به حساب می آید. برم

برم عنصر غیر فلز هالوژن با عدد اتمی ۳۰ است که در گروه VIA و در دوره چهارم جدول تناوبی قرار دارد. جرم اتمی آن ۷۹، ۹۰۷ است. دارای ظرفیت های ۱، ۳، ۵ و ۷ می باشد دارای دو ایز توپ پایدار است.

مایع ای قهوه ای متمایل به سرخ، تیره رنگ، دود کننده با بوی زننده و خفقان آور، دود آن محرک و سوزش آور است. در حلال‌های آلی معمولی حل می شود؛ بسیار جزئی در آب حل می شود. از هالوژن‌ها ست و بر بیشتر فلزها مانند پلاتین و پالادیم اثر می گذارد؛ با آلومینیوم به شدت واکنش می دهد و واکنش آن با پتاسیم انفجاری است. برم خشک بر سرب، نیکل، منیزیم، تانتالیم، آهن، روی و سدیم در زیر ۳۰۰ درجه سانتی گراد اثر نمی کند. نقطه جوش: ۱۸۰.۸ درجه سانتی گراد؛ نقطه انجماد: ۷/۳- درجه سانتی گراد؛ چگالی: ۳/۱۱ گرم بر سانتیمتر مکعب؛ گرمای ویژه: ۱، ۱۰۷ کالری بر گرم؛ ضریب شکست: ۱، ۶۴۷؛ ثابت دی الکتریک: ۳/۲ است.

در ساختن و تهیه در برومید اتیلن سنتز مواد آلی؛ رنگ بری؛ خالص سازی آب؛ حلال؛ مایع آتش خاموش کن؛ کند کننده آتش برای پلاستیک‌ها؛ رنگها؛ مواد دارویی؛ گندزدایی؛ صنایع فیلم و عکاسی کاربرد دارد.

کلسیم

طبیعت: به لحاظ فراوانی، کلسیم موجود در پوسته زمین بین کلیه عناصر دارای مقام پنجم و در میان فلزات دارای مقام سوم است. ترکیبات کلسیم ۶۴ / ۳٪ از پوسته زمین را تشکیل می دهد. بلورهای سفید کلسیم، در دمای ۸۱۰ C ذوب می شوند و فلز کلسیم در آب و اسید محلول بوده و هیدروکسید و نمک تولید می نماید. بدن انسان: این عنصر فراوان ترین ماده کانی موجود در بدن است. بدن انسان تقریباً ۱ kg کلسیم دارد. البته در افراد مختلف با استخوان بندی متفاوت این میزان متفاوت است. بیشتر کلسیم در استخوانها و دندانها وجود دارد و کمبود آن موجب پوکی استخوان می شود. تنها ۱٪ آن در بقیه بدن موجود است که همین ۱٪ اعمال زیادی انجام می دهد مثلاً انقباض ماهیچه های ما بسته به وجود کلسیم است. جذب آن در خون به صورت یون کلسیم و از دیواره روده صورت می گیرد. عامل افزایش جذب کلسیم



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



ویتامین D است ، به همین دلیل قرصهای مکمل کلسیم معمولاً دارای ویتامین D نیز می باشد تنظیم میزان کلسیم بدن ، برعهده هورمونهای است که از غده تیروئید ترشح می شوند . کلسیم فعالیتهای زیادی را در بدن برعهده دارد از جمله :

- ضربان قلب را تنظیم می نماید.
- در تنظیم کار سیستم اعصاب بدن به خصوص در انتقال تحریکات عصبی نقش اساسی دارد.
- کلسیم عامل استحکام استخوان ها است. کلسیم کافی باید در غذای نوجوانان قبل از بلوغ وجود داشته باشد تا استخوانها تراکم مناسبی بیابند و در سالمندی به پوکی استخوان مبتلا نشوند.
- کلسیم برای انقباض عضلات ضروری است و تا کلسیم وجود نداشته باشد حرکت امکان پذیر نیست.
- بی خوابی را کاهش می دهد. در متابولیسم آهن بدن مؤثر است. • کلسیم در یکی از مراحل انعقاد خون دخیل است.

منیزیم

منیزیم معدنی برای قلب ، عضله و کلیه مهم و مفید است . این ماده قسمتی از دندان و استخوان شما را می سازد . مهم تر از همه ، این ماده آنزیم ها را فعال می کند ، به شما انرژی می دهد و به کار کردن بهتر بدن کمک می کند . این ماده همچنین استرس ، افسردگی و بیخوابی را کاهش می دهد . ویتامین ب-۶ به جذب منیزیوم مورد نیاز کمک می کند و با منیزیوم در بسیاری از کارها همکاری می کند. منیزیم در بسیاری از غذاها قابل دسترس است. اگر چه بسیاری از مردم در ایالات متحده منیزیم کافی از رژیم غذایی شان دریافت نمی کنند قرص های مغذی تنها می تواند به شما مقدار منیزیم دریافتی را نشان دهد. دانشمندان روشهای مختلفی برای مشخص کردن میزان منیزیم غذاهای متفاوت پیدا کرده اند. علاوه بر این بسیاری از غذاها به طور کامل تجزیه نشده اند. بیماریهای طبیی مشخصی تعادل منیزیم بدن را بهم می زند . برای مثال همراه با استفراغ یا اسهال می تواند منجر به کمبود منیزیم به طور موقتی شود . بیماریهای معده و روده ، دیابت ، التهاب پانکراس ، عملکرد بد کلیه و داروهای دیورتیک (ادرار آور) می تواند باعث کمبود طولانی مدت منیزیم شود . مصرف کافی منیزیم می تواند در موارد زیر به شما کمک کند :

• جلوگیری از سخت رگی (تصلب شرایین) • جلوگیری از حمله و سکته قلبی

• کاهش فشار خون

• کاهش چربی زرد(کلسترول و تری گلیسرید خون : تصحیح بی نظمی های ضربان قلب

• توقف حمله حاد آسم

• کاهش میزان نیاز به انسولین در صورت دیابتی بودن

• جلوگیری از تشکیل سنگ کلیه

• درمان بیماری کرون

• درمان سر و صدای ناشی از کاهش شنوایی

• بهبود بینایی در صورت داشتن آب سیاه



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



• کاهش گرفتگی ماهیچه ، زود پریشی، خستگی، افسردگی و احتباس مایع مرتبط با قاعدگی

• جلوگیری از عوارض جدی آبستنی مانند پره اکلامپسی و اکلامپسی

• نگهداری و تجدید سطح انرژی طبیعی بدن

• بهبود چگونگی خواب

• کاهش دل‌نگرانی و افسردگی

• کاهش آزارها و آثارهای استرس

اسیدهای ارگانیک یا آلی

اسید آلی ترکیبی آلیست که دارای خاصیت اسیدی باشد. کربوکسیلیک اسیدها مهمترین دسته از اسیدهای آلی هستند که شامل گروه کربوکسیل (-COOH) می‌باشند. همچنین ترکیبات شامل گروه عاملی OH₂SO اسیدهای آلی قوی محسوب می‌شوند و الکل ها (OH) دارای خاصیت اسیدی ضعیف هستند. برخی از شناخته شده ترین اسیدهای آلی عبارت اند از:

• اسید لاکتیک

• استیک اسید

• فرمیک اسید

• سیتریک اسید

• اکسالیک اسید

• اوریک اسید

از ترکیبات اسیدهای آلی در تهیه داروهای پوستی و ضد آفتاب ها استفاده می‌شود همچنین برای درمان موضعی اختلالات هیپرکراتوتیک پوست ، عفونت های قارچی پوست به ویژه تینه آ و آکنه ولگاریس ، شوره سر و التهابات سبورهای پوست سر و همچنین درمان پسوریازیس به کار می‌رود. هیدروکربنهای آروماتیک

بعضی از ترکیبهای آلی ، فقط شامل دو عنصر هیدروژن و کربن می‌باشند و در نتیجه آنها را هیدروکربن می‌نامند. با تکیه بر ساختار ، هیدروکربنها را به دو گروه و طبقه اصلی یعنی آلیفاتیک و آروماتیک تقسیم می‌کنند. هیدروکربنهای چند حلقه‌ای آروماتیک (PAHs) جزء فراوانترین مواد بیگانه جانبی در سراسر جهانند که به دلیل خواص سرطانزایی و جهشزایی اهمیت شایان توجهی یافته اند.

اهمیت و کاربرد گلفشان‌ها

۱- وجود این پدیده ی مورفولوژیکی در هر منطقه نشانه ی فعالیت تکتونیکی آن منطقه بوده است. بنابراین احتمال زلزله خفیف و گسل خوردگی وجود داشته که این امر باید در احداث سازه‌های ثابت و سکونتگاه‌های استانی لحاظ شود. ۲- ترکیبات بعضی از گل‌فشان‌ها تا حدی



مشخص کننده‌ی وضعیت درونی زمین از لحاظ وجود منابع آب و نفت و مشتقات هیدروکربوری می‌باشد وجود گلفشان‌ها موارد استفاده متعدد و گوناگون دارد:

۱- از دیدگاه‌ها زمین‌شناسی

وجود گل‌فشان‌ها در هر منطقه ای نشان دهنده ی فعالیت‌های تکتونیکی جوان در منطقه است یعنی احتمال زلزله و ایجاد گسل وجود دارد. وجود یک گل‌فشان در یک منطقه و فعالیت آن در طول زمان نشان دهنده ی فرو رانش و فعالیت‌های آتشفشانی فعال- نیمه - غیر فعال است.

۲- دیدگاه اقتصادی

گل افشان نشان دهنده ی وجود منابع آبهای زیرزمینی گازهای هیدروکربن و نفت هستند. گل‌فشان‌ها به عنوان جاذبه‌های گردشگری در صنعت گردشگری و زیر مجموعه ی آن ژئوتوریسم در شکوفایی اقتصاد می‌تواند مثرترم باشد. در ساخت سفال و کوزه گری هم می‌توان از گل، گل‌فشان استفاده نمود.

۳- از نظر بهداشتی و درمانی

گل موجود در گل‌فشان‌ها از نظر بهداشتی و درمانی استفاده‌های دارویی متعددی داشته و در درمان دردهای روماتیسمی، کوفتگی، خستگی عضلانی بسیاری موثری است. همچنین در درمان بیماری‌های پوستی-قارچی بسیار حایز اهمیت است. استراحت چند دقیقه ای در گل، گل‌فشان در رشد موها و پرپشتی آنها موثر است. گل‌فشان‌ها باعث خنکی بدن و از بین رفتن گرمی‌شده و موجب شادابی و نشاط بازدیدکنندگان و استفاده کنندگان از گل، گل‌فشان‌ها می‌گردد.

از محتویات گل فشان پیرگل تا خواص گل درمانی آن آب خروجی از دهانه‌های گل فشان پیرگل رقیق، شور و به رنگ خاکستری تیره است که گاز کربن دی اکسید نیز از آن خارج میشود همچنین قسمتی از این گل فشان گل زرد و کرم رنگی را خارج میکند که طبق گفته، عرب رئیس محیط زیست خاش علت آن وجود اکسید آهن در این گل است.

در این گل عناصر معدنی نظیر ید، برم، منگنز، بور، مس، وانیدیم، لیتیم، استرانسیم و همچنین بی‌کربنات‌ها و کربنات سدیم نیز وجود دارد که از آن برای گل درمانی نیز استفاده میشود. میتوان اهمیت گل درمانی پیرگل خاش را در زمینه معالجه و درمان بیماری‌های مختلف پوستی، عضلانی به ویژه درمان مفاصل استخوانی، بیماری‌های گوارشی مربوط به معده و روده، بیماری‌های مجاری ادراری، بیماری‌های عصبی و... عنوان کرد.

نتیجه گیری

توریسم در دنیا رقابتی به عنوان یکی از انتخاب‌های سودمند اقتصادی تلقی می‌شود و می‌تواند موجب اشتغال و توسعه‌ی جامعه میزبان شود. ژئوتوریسم به مانند یکی از انواع توریسم ضمن ایجاد فرصت‌های اشتغال می‌تواند مانع از تخریب محیط زیست و منابع طبیعی و بکر نیز شود. منطقه سیستان و بلوچستان دارای اشکال ژئومورفولوژیکی و زمین‌شناسی زیادی می‌باشد که می‌تواند به عنوان جاذبه‌های ژئوتوریستی معرفی شوند یکی از این، جذاب ترین اشکال گلفشان‌ها هستند. اگر گل‌فشان‌ها دارای کاربردهای زیادی هستند و مناظر زیبا و چشم‌نوازی را برای تماشاگران ایجاد می‌کنند اما هنوز بطور شایسته معرفی نشده اند در صورتی که استان سیستان و بلوچستان دارای چند گل‌فشان مهم از جمله پیرگل، تنگ، عین، بربرک، درایول، ناپگ، است که می‌تواند در زمینه ژئوتوریسم مورد توجه قرار گیرد و گردشگران زیادی را از داخل و خارج به انی خطه بکشاند. بنابراین لازم است مسئولان امر، به اطلاع رسانی دقیق و درست و تبلیغات مناسب پرداخته و امکانات رفاهی و اقامتی و زیرساخت‌های لازم را برای جذب گردشگران به خصوص ژئوتوریست‌ها فراهم آورند و از این فرصت موجود در توسعه و بهبود این منطقه استفاده ی بهینه را به عمل بیاورند.



امروزه نباید به گل‌فشان‌ها تنها به عنوان یک پدیده طبیعی طبیعی نگاه نمود زیرا می‌تواند به عنوان یک منبع اقتصادی در آمدزا نیز مطرح شوند. این پدیده بطور شایسته مورد مطالعه ی دقیق قرار نگرفته و هنوز هم ابهامات و رمز و رازهای زیادی در مورد این پدیده ی منحصر به فرد وجود دارد.

در مورد توسعه ژئوتوریسم و معرفی گل‌فشان‌ها باید:

اطلاع رسانی دقیق صورت گیرد (استفاده از تابلوها و تهیه برنامه‌هایی در این زمینه در صدا و سیما صورت گیرد). تبلیغات به صورت گسترده و مناسب باشد (استفاده از بروشورها و برگزاری همایش‌ها مرتبط با این پدیده) از افراد مجرب و صاحب نظر در این باره استفاده شود. ایجاد پژوهش‌گاه‌های تحقیقاتی و همچنین استفاده از بخش خصوصی در ایجاد مراکزی برای استفاده از خاصیت درمانی گل، گل‌فشان‌ها و جذب توریست و یا حتی بسته بندی به شکل پودر در آوردن این گلها و صادر نمودن آن به کشورهای مورد تقاضا.

همچنین فراهم آوردن این اقدامات مثل:

ایجاد جاده ی آسفالت، توقفگاه دارای سایه بان و با سرویس‌های بهداشتی و همچنین فراهم نمودن مخازن آب آشامیدنی و فروشگاه‌هایی برای ارائه مواد غذایی. استفاده از مردم بومی و مشارکت آنها در توسعه‌ی منطقه از لحاظ توریستی-اقتصادی؛

منابع

- [۱] احراری رودی، محی‌الدین و شاهرخی خرگردی، (۱۳۸۷)، «زمین‌گردشگری در چابهار»، فصلنامه علوم زمین، بهار ۸۷، سال هفدهم، شماره ی ۶۷، تهران.
- [۲] اذانی، مهری و غزاله، فرزانه و خضری، سکینه، (۱۳۹۰)، «ژئوتوریسم و ارتباط آن با توسعه ی پایدار گردشگری در ایران»، اولین همایش بین‌المللی مدیریت گردشگری و توسعه پایدار»، ششم مهرماه، شیراز.
- [۳] امری کاظمی، ع.ر. (۱۳۸۸). اطلس توانمندی‌های ژئوپارک و ژئوتوریسم ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۴] امیراحمدی، ابوالقاسم و زنگنه اسدی، محمدعلی و بلوچی، نیاز و کوهستانیان، محبوبه و الهی، سارا، (۱۳۹۲)، «ارزیابی پتانسیل‌های ژئوتوریسم دامنه‌های جنوبی مکران جنوب سیستان»، فصلنامه اندیشه جغرافیایی، سال هفتم، شماره چهاردهم، پاییز ۱۳۹۲، زنجان.
- [۵] تولایی، سیمین (۱۳۸۵). بوم‌گردی با تأکید بر جاذبه‌های گردشگری استان گلستان، فصلنامه پژوهش‌های جغرافیایی، سال سی و هشتم، شماره ۵۸، صص ۱۱۵-۱۱۳.
- [۶] تهرانی، خسرو. (۱۳۷۱). زمین‌شناسی ایران. انتشارات دانشگاه پیام نور.
- [۷] حاج علیلو، ب. نکویی صدی، ی. (۱۳۹۰). ژئوتوریسم در رشته ی زمین‌شناسی. انتشارات دانشگاه پیام نور کشور.
- [۸] حریریان، محمود، دانشگاه آزاد اسلامی (کلیات ژئومورفولوژی) ۱۳۶۹.
- [۹] زمردیان، محمد جعفر. (۱۳۸۳). پیرامون مباحث ژئومورفولوژی گل‌فشان‌ها
- [۱۰] سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی و پایگاه ملی داده‌های علوم زمین، (گل‌فشان‌ها) مریم السادات میرکاظمیان. تیرماه ۱۳۸۸.
- [۱۱] فصل بهار، جلال - فصل بهار شوکا (پدیده گل‌فشان و اثرات زیست محیطی آن)، مجله انسان و محیط زیست.
- [۱۲] مقصودی، مهران و نکویی صدی، بهرام، (۱۳۹۰)، «ژئوتوریسم دریاچه ای نو به سوی توسعه ی صنعت گردشگری ایران»، پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی (پرتال جامع علوم انسانی)، دوره شانزدهم، شماره شصت و چهارم، تهران.
- [۱۳] نژاد افزلی، کرامت و شایان، سیاوش و لک، راضیه و بمانی، مجتبی و قزقی، منوچهر، (۱۳۹۲)، «شناسایی، بررسی ژئوشیمی و تعیین منشأ رسوبات گل‌فشانهای سواحل مکران»، فصلنامه ی علوم زمین، زمستان ۹۴، سال بیست و پنجم، شماره ۹۸، تهران.
- [۱۴] نگارش، حسین و شهریار خالدی، خاد و زندی، رحمان، (۱۳۸۸)، «جاذبه‌های ژئوتوریستی گل‌فشانها در استان سیستان و بلوچستان»، فصلنامه آمایش محیط، پاییز ۱۳۸۸، دوره ی ۲، شماره ی ۶، ملایر.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



[۱۵] نگارش، حسین و پورغلامی، ف. (۱۳۸۵). بررسی برخی از جنبه‌های علمی و کاربردی گل‌فشان‌ها، فسنامه ی زمین شناسی کاربردی دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان شماره ۳.

[۱۶] نگارش، حسین. (۱۳۸۰). گل‌فشان‌ها و گسترده ی جغرافیایی آنها در ایران. مجله علوم انسانی دانشگاه سیستان و بلوچستان. شماره ۱۳. صص ۲۵۶-۲۱۳.

[۱۷] وبگاه ژئوتوریسم ایران.

[۱۸] (Iran Air InFlightmonthlymagazin) مجله هما، شماره ۱۰۴. آبان ماه ۱۳۹۳ با موضوع گل پراکنی‌های زمین، نویسنده محمد گائین.

[19] <http://geographyscience.persianblog.ir>

[20] Milne, A. (1997). "Anatomy of mud volcano" Internet Information. P3.

[21] Guliyev, I. Fezullayev, A. (2001). "All About mud volcano" Geology Institute of Azerbaijan National Academy of Sciences.



تأثیر تکتونیک صفحه ای بر اقلیم، قومیت و زبان ملل مختلف در جهان و ایران

شاهرخ پوربیرانوند*

استادیار پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

beyranvand@iiees.ac.ir

چکیده

عوامل تکتونیکی طبق نظریه تکتونیک صفحه ای از طریق کنترل شرایط آب و هوایی بر اقلیم اثر می‌گذراند. اقلیم به نوبه خود باعث تمرکز قومیت‌ها در مناطق مختلف کره زمین می‌شود. قومیت‌ها و پراکنش آنها تحت تأثیر عوامل آب و هوایی متأثر از صفحات تکتونیکی باعث پدید آمدن و تمرکز مظاهر خاص فرهنگی می‌شوند که مهمترین آنها زبان است. در نقشه‌های ارائه شده در این مطالعه به خوبی نحوه قرارگیری صفحات تکتونیکی و تأثیر گذاری آن‌ها بر اقلیم، قومیت و زبان مشخص است. سپس این موارد با در نظر گرفتن مرز تکتونیکی بین اوراسیا و عربستان بر روی ایران بررسی گردید. وجود زمین بوم عربی در قسمتهای جنوب غربی باعث چیرگی اقلیم عربی در این بخش از کشور شده است و این امر زمینه ساز حضور قومیت و زبان عربی در بخش‌های مذکور از میهن گردیده است. البته با توجه تفاوت‌های موجود در میزان قدرت تفکیک داده‌های کمی زمین‌شناسی با داده‌های فرهنگی انتظار مطابقت کامل مشاهدات با مدل پیشنهادی انتظاری واقع‌گرایانه نیست اما انجام مطالعات فراگیرتر و دقیق‌تر به صحت سنجی فرضیه مورد بررسی کمک می‌نماید.

کلمات کلیدی: صفحات تکتونیکی، قومیت، زبان، شرایط آب و هوایی، اقلیم.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



The effect of plate tectonics on climate, ethnicity and language of different nations in the world and Iran

Shahrokh Pourbeyranvand*

Assistant Professor, International Institute of Earthquake Engineering and Seismology (IIEES), Tehran, Iran

beyranvand@iiees.ac.ir

Abstract

According to the theory of plate tectonics, tectonic factors affect meteorological conditions through climate control. Climate, in turn, concentrates ethnicities in different parts of the world. Ethnicities and their distribution under the influence of climatic factors affected by tectonic faults cause the emergence and concentration of specific cultural manifestations, the most important of which is language. In the maps presented in this study, it is well known how tectonic plates are located and their impact on climate, ethnicity and language. These cases were then investigated by considering the tectonic boundary between Eurasia and Arabia on Iran. The existence of the Arab platform in the southwestern parts has led to the dominance of the Arabian climate in this part of the country, and this has paved the way for the presence of Arabic ethnicity and the Arabic language in these parts of the country. Of course, the proximity of the regions to the bordering countries intensified the ethnic concentration. Due to the differences in the resolution of quantitative geological data with cultural data, it is not realistic to expect full compatibility of the observations with the proposed model, but more comprehensive and accurate studies will help to validate the hypothesis.

Keywords: Tectonic plates, ethnicity, language, climate, meteorological conditions.



۱. مقدمه

زمین‌ساخت ورقه‌ای یا همان تکتونیک صفحه‌ای^۱ به بررسی و مطالعه حرکتها در سنگ‌گروه زمین در مقیاس وسیع می‌پردازد. این نظریه نخست بر اساس نظریه رانش قاره‌ای در دهه‌های ابتدایی قرن بیستم مطرح گردید و پس از اثبات مفهوم گسترش بستر دریا در سال‌های ۱۹۵۰ تا ۱۹۶۰ م توسط اکثر زمین‌شناسان پذیرفته شد. بر اساس این نظریه، سنگ‌گروه^۲ زمین از صفحاتی (به انگلیسی: صفحات تکتونیکی) تشکیل می‌شود که در کل شامل ۷ یا ۸ صفحه اصلی، که در مواردی خود از تعدادی صفحات کوچک تشکیل می‌شوند، ساخته شده‌است.

این صفحات به‌صورت مداوم در حال حرکت هستند و بر اثر برخورد این صفحات پدیده‌هایی همچون زلزله، گسل، شکستگی‌ها، تشکیل کوهها، تشکیل درازگودالها و چین خوردگی و دیگر پدیده‌ها حاصل می‌شوند. میزان حرکت این صفحات از کمترین حد ۰ میلی‌متر در سال تا بیشترین حد ۱۰۰ میلی‌متر در سال، بسته به نوع، جایگاه و شرایط آنها تخمین زده می‌شود. صفحات شکل‌دهنده پوسته زمین به‌طور کل از دو نوع سنگ‌گروه‌های اقیانوسی و سنگ‌گروه‌های قاره‌ای کلفت‌تر تشکیل می‌شوند که هر نوع پوسته‌های خاص خود را دارند.

صفحات پوسته زمین به این دلیل قابلیت حرکتی دارند که سنگ‌گروه‌های پوشاننده سطح زمین دارای جرم حجمی و نیروی بیشتری در مقایسه با لایه‌های زیرین خود به نام سست‌گروه هستند. از این دانش برای مطالعه نحوه رخداد زلزله، زمین‌شناسی مهندسی و مطالعه مخازن نفت و گاز استفاده می‌شود. مفهوم زمین‌ساخت همچنین برای گفتگو درباره حرکت آهسته صفحه‌ها به‌کار می‌رود، که در آن مورد به آن بیشتر زمین‌ساخت صفحه‌ای یا رانش قاره‌ای گفته می‌شود. زمین‌ساخت همچنین به مباحث زلزله، صفحات قاره‌ای و پدیده‌هایی از این دست می‌پردازد.

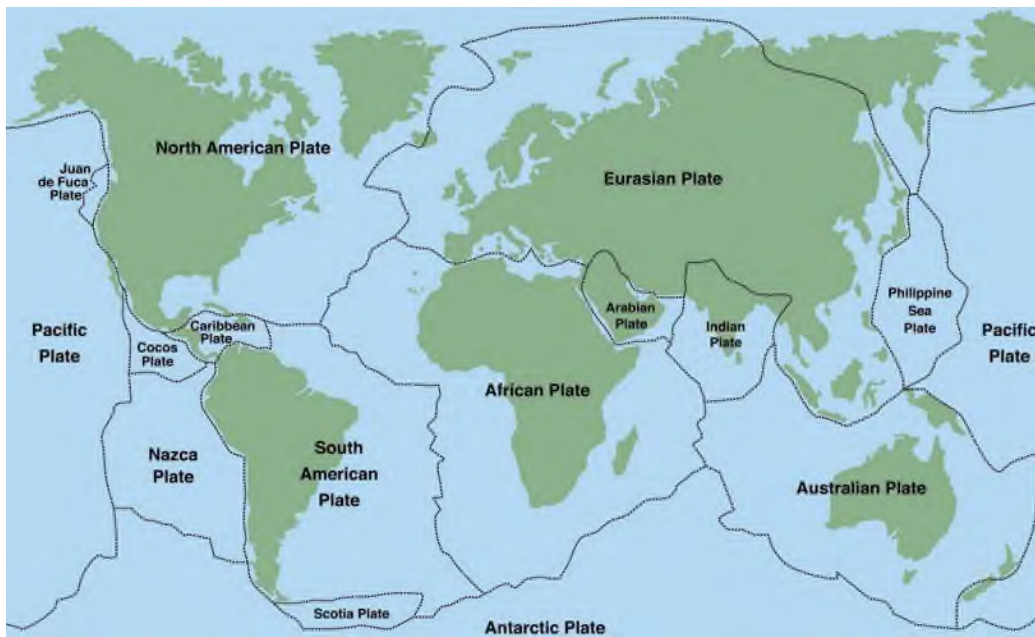
صفحه‌های اصلی تکتونیکی ۷ مورد هستند که به ترتیب وسعت شامل موارد زیر می‌گردند: صفحه اقیانوس آرام-صفحه آمریکای شمالی-صفحه استرالیا-صفحه آفریقا-صفحه جنوبگان-صفحه هند-صفحه آمریکای جنوبی. صفحه‌های کوچک‌تری هم وجود دارند که شامل این موارد می‌شوند: صفحه نازکا-صفحه دریای فلیپین-صفحه دریای عربی-صفحه کارائیب-صفحه کوکوس-صفحه کارولین-صفحه اسکاشیا-صفحه برمه-صفحه جزایر هیبرید (واقع در غرب اسکاتلند) [۱].

۲. صفحات تکتونیکی و ارتباط آنها با الگوهای آب و هوایی، اقلیم، خردایش قومیتی و زبان

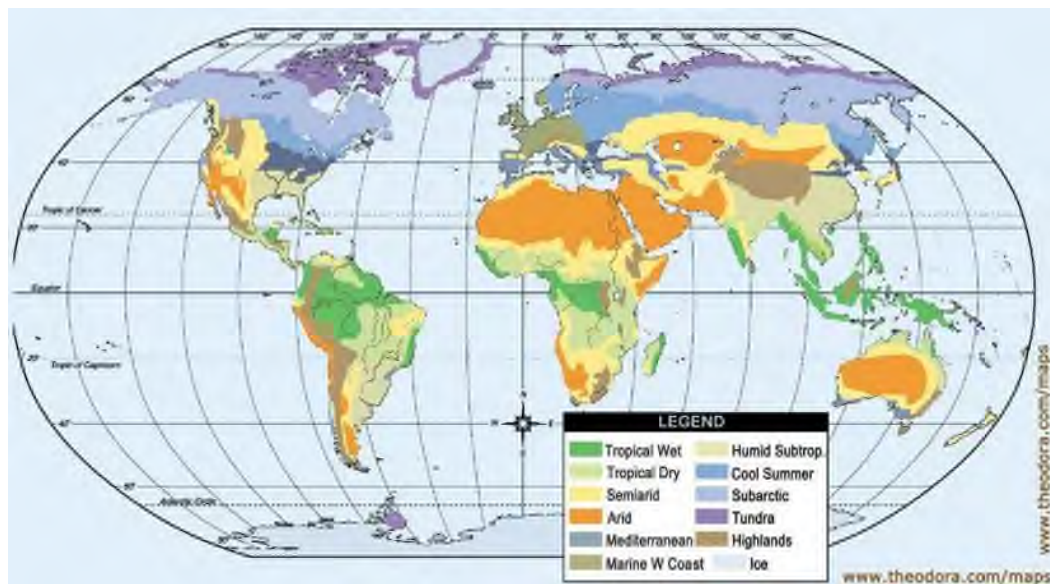
جایجایی‌های افقی و عمودی مرتبط با صفحات تکتونیکی در محدوده مقیاس‌های زمانی گسترده نقشی اساسی در تغییرات آب و هوایی دارند. سطح زمین جامد با جو و اقیانوس‌ها در تماس مستقیم است و ماهیت در حال تکامل آن بر تعادل تابش ورودی و خروجی جو چرخه اتمسفری، جریان‌های اقیانوس، و محل بالا آمدن زمینی مرتفع که برای یخچال‌های طبیعی و ورقه‌های یخ مناسب باشد تأثیر می‌گذارد [۲]. فرآیندهای تکتونیکی نیز با کنترل آنها در مورد چرخه ژئوشیمیایی و ترکیب جو و اقیانوس اثرات مهم غیر مستقیم آب و هوایی دارند [۳]. در شکل ۱ صفحات تکتونیکی اصلی زمین نمایش داده شده است.

¹ Plate tectonics

² Lithosphere



شکل ۱. صفحات تکتونیکی اصلی زمین [۱]

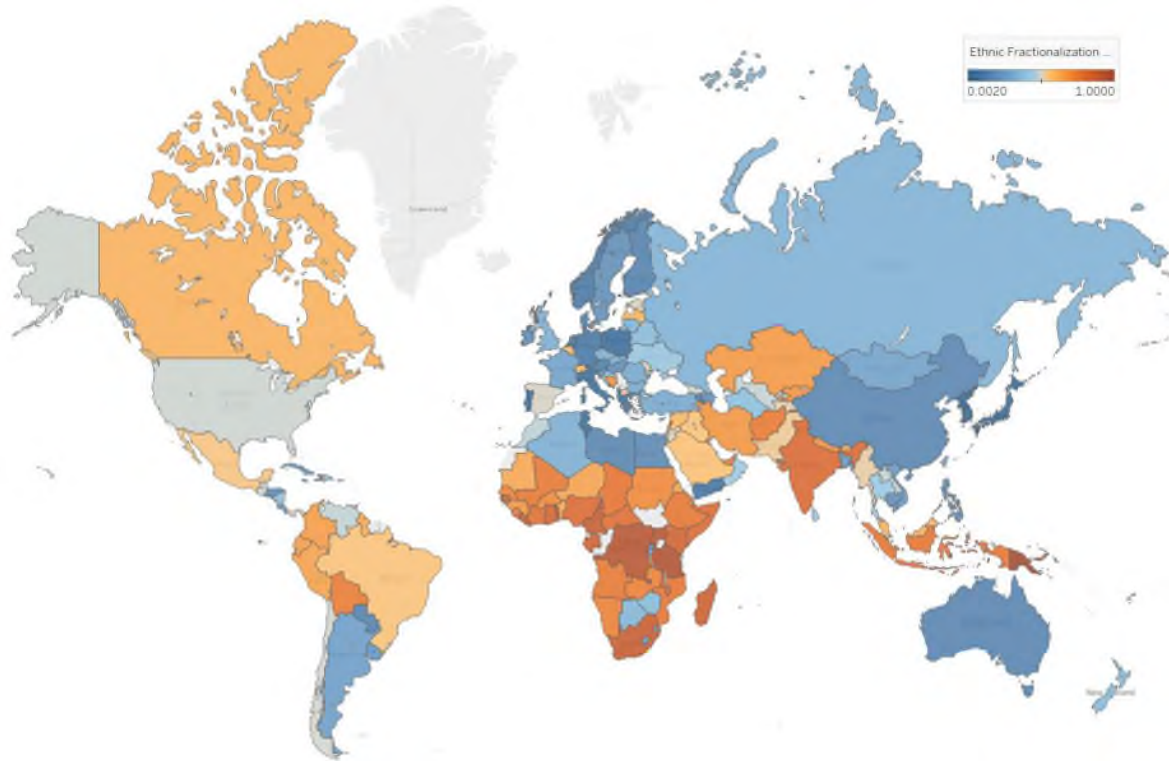


شکل ۲. الگوهای آب و هوایی زمین [۱]

در شکل ۲ الگوهای آب و هوایی کره زمین نمایش داده شده است. به طوری که ملاحظه می‌شود شکل‌های ۱ و ۲ دارای مشابهت‌هایی خصوصاً در مرز صفحات تکتونیکی هستند. در شکل ۳ چیزی که نمایش داده شده است میزان پراکنش قومیتی است. بر این اساس نوع فرهنگی در کشورها با رنگ‌های مختلف مطابق با مقیاس رنگی نشان داده شده است. این شکل یعنی شکل ۳ دارای شباهت زیادی با شکل ۲ که بیانگر الگوهای آب و هوایی بود می‌باشد.

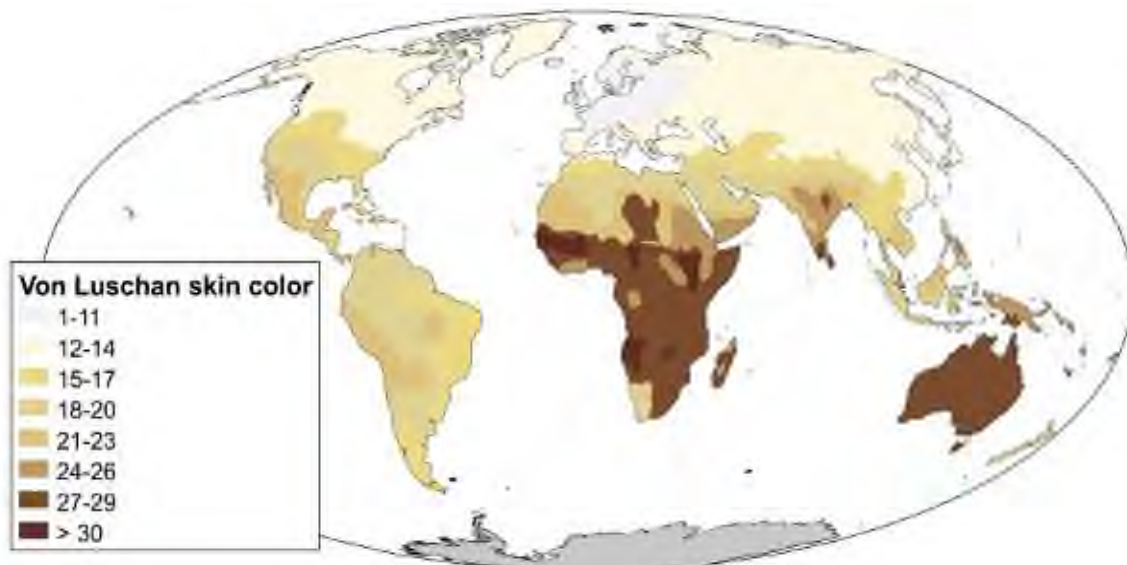


بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۳. پراکنش قومیتی [۴]

همینطور از مقایسه این شکلها با شکل های ۴ و ۵ که نمودار رنگ پوست و قومیت هستند شباهت زیادی به چشم می خورد.

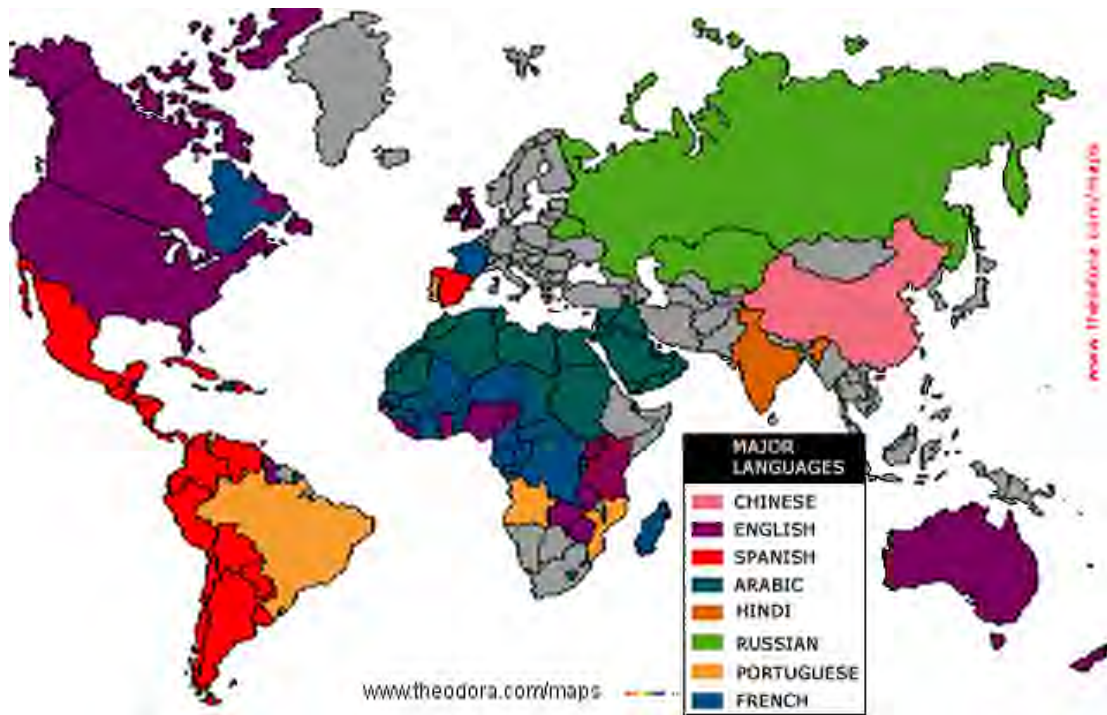


شکل ۴. رنگ پوست [۵]



شکل ۵. نژاد های انسانی بر اساس یکی از استانداردهای آمریکا [۵]

در آخر در شکل ۶ به زبان های مورد استفاده در مناطق مختلف کره زمین اشاره شده است.



شکل ۶. زبان های اصلی مورد استفاده در دنیا [۴]



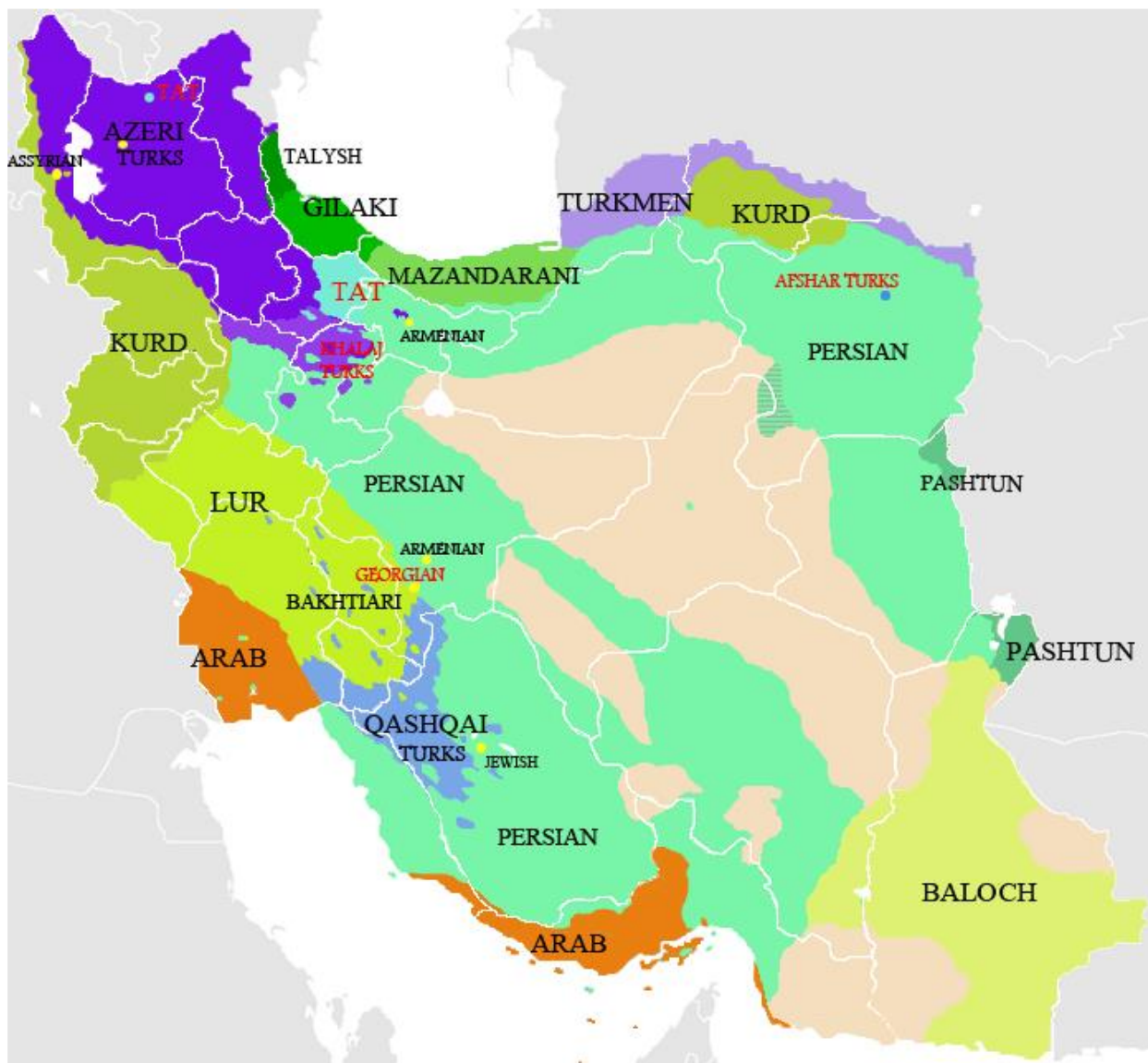
۳. بررسی میزان مطابقت مشاهدات فوق در ایران

با بهره‌گیری از مشاهدات صورت گرفته در قسمت‌های قبلی، در این قسمت به پیاده‌سازی همان الگو در مورد کشور ایران می‌پردازیم. در شکل ۷ موقعیت مرز صفحات اوراسیا و عربی که در جنوب غربی ایران و حوالی زون ارومیه دختر واقع است مشاهده می‌شود. این بدین معنی است که قسمت عمده‌ای از زاگرس در واقع متشکل از پلتفرم عربی یا همان صفحه عربی است.



شکل ۷. ایران و موقعیت مرز صفحه عربستان و اوراسیا [۶]

در شکل ۸ پراکندگی قومیت‌های مختلف مستقر در مناطق مختلف ایران مشاهده می‌شود. به خوبی پیداست که مراکز تجمع هموطنان عرب زبان در مناطقی که روی پلتفرم عربی است اتفاق افتاده است. البته عامل مجاورت با کشورهای عرب زبان همسایه نیز در تشکیل این مراکز تجمع ایفای نقش می‌نماید. اما به عنوان مثال می‌توان به مناطقی در مجاورت کشور عرب زبان عراق اشاره نمود که ساکنان آن دارای قومیت و زبانهای کردی یا ترکی با لری هستند. بنابراین حضور پررنگ قومیت عرب در مناطق مذکور را می‌توان تا حد زیادی تحت تاثیر اقلیم عربی ناشی از حضور پلتفرم یا زمین بوم عربی در این منطقه از کشور دانست.



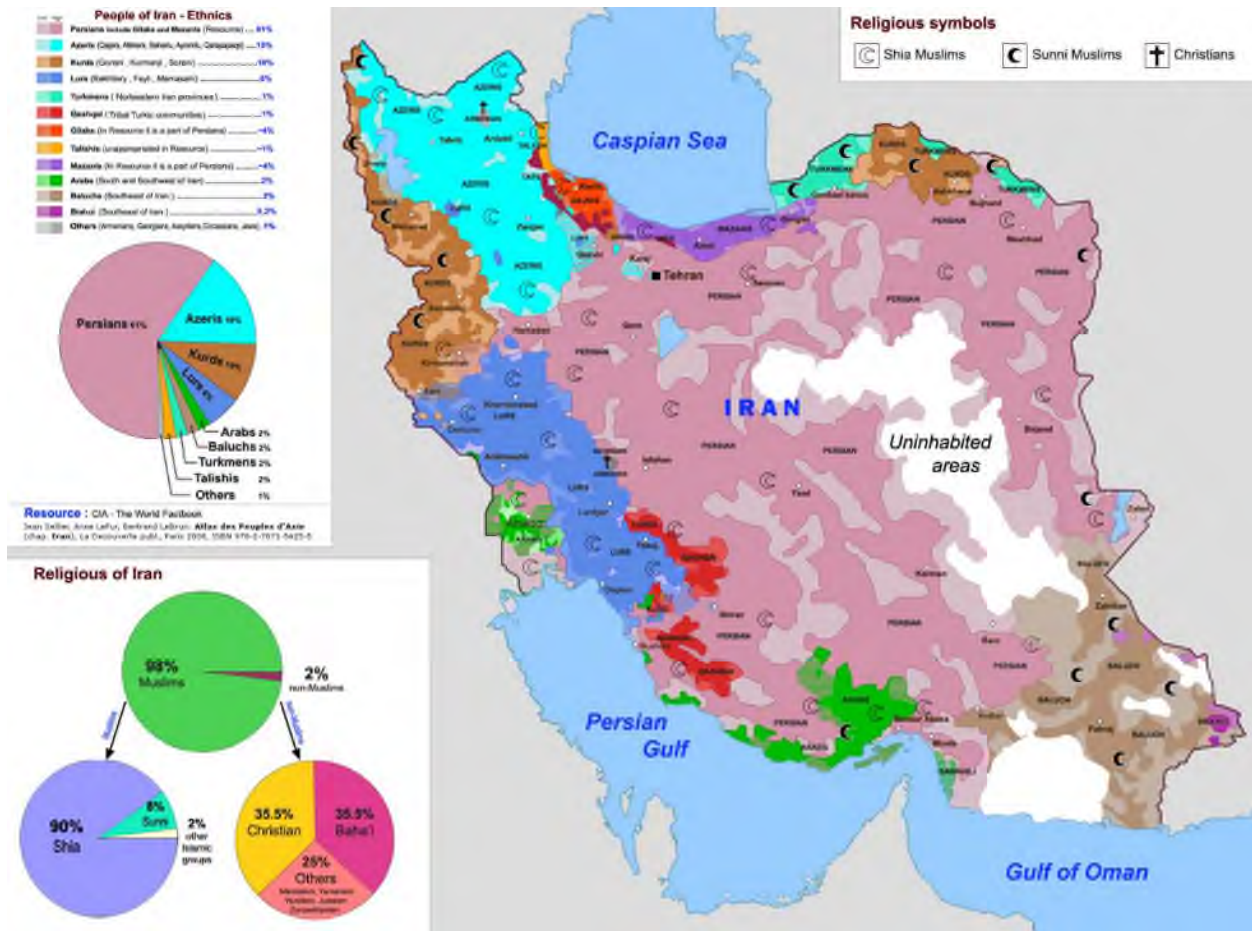
شکل ۸. قومیت‌های مختلف مستقر در مناطق مختلف ایران [۴]

در شکل ۹ پراکندگی زبان‌های مورد استفاده هموطنان در مناطق مختلف کشور مشاهده می‌شود که مطابق با انتظار تا حد زیادی از الگوی شکل ۸ تبعیت می‌نماید.



شکل ۹. زبان های مختلف مورد استفاده در ایران [۷]

در شکل ۱۰ پراکندگی قومیت ها به همراه دین و مذهب آنها نمایش داده شده است. تجربه این مطالعه و بررسی موارد مشابه نشان داده است که دین و مذهب بیشتر متاثر از شرایط تاریخی-سیاسی بوده، نسبت به زبان به میزان کمتری متاثر از اقلیم است و در نتیجه ارتباط معنی داری با صفحات تکتونیکی دارا نیست. در صورت مقایسه نقشه جهانی پراکندگی ادیان و مذاهب با نقشه صفحات تکتونیکی اصلی نیز می توان به همین جمع بندی دست یافت. لذا موارد قابل ملاحظه در شکل ۱۰ نیز همان مواردی است که نشان دهنده حضور پررنگ هموطنان با قومیت عرب در مراکز تجمعی واقع بر صفحه عربی در داخل قلمرو ایران می باشد.



شکل ۱۰. قومیت‌ها و مذاهب گوناگون در ایران [۴]

بحث و نتیجه‌گیری

به طوری که مشاهده می‌گردد عوامل تکتونیکی طبق نظریهٔ تکتونیک صفحه‌ای از طریق کنترل آب و هوا بر اقلیم اثر می‌گذراند. این اقلیم است که به نوبهٔ خود باعث تمرکز قومیت‌ها در مناطق مختلف کرهٔ زمین می‌شود. قومیت‌ها و پراکنش آنها تحت تاثیر عوامل آب و هوایی متأثر از صفحات تکتونیکی باعث پدید آمدن و تمرکز مظاهر خاص فرهنگی می‌شوند که مهمترین آنها زبان است. در شکل‌های ارائه شده به خوبی نحوهٔ قرارگیری صفحات تکتونیکی و تاثیر گذاری آن‌ها بر موارد ذکر شده مشخص است. این موارد بر روی ایران با در نظر گرفتن مرز تکتونیکی بین اوراسیا و عربستان بررسی گردید. به نظر می‌رسد که وجود زمین بوم عربی در قسمتهای جنوب غربی باعث چیرگی اقلیم عربی در این بخش از کشور شده است و این امر زمینه ساز حضور قومیت عربی و همینطور استفاده از زبان عربی توسط این دسته از هموطنان در بخش‌های مذکور از میهن گردیده است. البته با توجه به تبدلات فرهنگی و تفاوت‌های موجود در میزان قدرت تفکیک داده‌های کمی زمین‌شناسی با داده‌های فرهنگی انتظار مطابقت کامل مشاهدات با مدل پیشنهادی انتظاری واقع‌گرایانه نیست کما اینکه قومیت‌های متنوع دیگری نیز در این قسمت از کشور سکنی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



گزیده اند. اما بررسی مثالها در ایران و جهان به طور کلی از واقعیتی مستتر که همانا ارتباط بین تکتونیک صفحه ای، اقلیم و قومیت و نژاد انسانهاست پرده بر می دارد.

منابع

- [1] wikipedia.org
[2] Gornitz, V. (2008). Encyclopedia of Paleoclimatology and ancient environments. Springer Science & Business Media.
[3] Hay, W. W. (1996). Tectonics and climate. Geologische Rundschau, 85(3), 409-437.
<https://doi.org/10.1007/s005310050086>
[4] wikimedia.org
[5] <http://debitage.net/humangeography/race.html>
[6] Google Earth
[۵] میرحیدر، د، غلامی، ب، میراحمدی، ف، ۱۳۹۲، تحلیل انتقادی نقشه های قومیتی در ایران، فصلنامه ژئوپلتیک، سال نهم، شماره سوم
- [7] <http://liravi.mihanblog.com/post/868>



زمین‌گردشگری در منطقه ماهنشان، غرب استان زنجان

محمد ابراهیمی*

دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

ebrahimi@znu.ac.ir

مهران شیروانی

دانش‌آموخته کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

shirvani@gmail.com

چکیده

منطقه مورد مطالعه در غرب استان زنجان قرار دارد. بر اساس پهنه‌بندی ساختاری-رسوبی این منطقه در پهنه‌های سنندج-سیرجان و ایران مرکزی واقع شده است. واحدهای رسوبی و سنگی پرکامبرین تا عهد حاضر شامل سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل شیست سبز، گنایس، آمفیبولیت و مرمر، سنگ‌های دگرگونی منسوب به سازند کهر، سنگ‌های آذرین درونی پرکامبرین (گرانیت‌های تیپ دوران)، مجموعه رسوبات و واحدهای سنگی اینفراکامبرین و پالئوزوییک (سازندهای بایندور، سلطانیه، باروت، زاگون، لالون، میلا، درود و روته)، مزوزوییک (سازند شمشک و واحدهای کربناته معادل سازند لار) و سنوزوییک (سازند کرج، سازند قرمز زیرین، سازند قم، سازند قرمز بالایی و نهشته‌های پلیوکواترنری) در منطقه ماهنشان برونزد دارند. منطقه ماهنشان از جنبه زمین‌گردشگری بسیار غنی می‌باشد. ساختارهای ناشی از عملکرد هوازگی افتراقی (دودکش جن، قلعه بهستان و فرسایش لانه زنبوری)، ساخت‌های رسوبی (ریپل‌مارک و ...)، ناپیوستگی‌ها (ناپیوستگی زاویه‌دار، ناپیوستگی فرسایشی و ناپیوستگی آذرین‌پی)، گسل‌ها، چین‌خوردگی‌ها و دایک‌ها مناظر جذابی را ایجاد نموده‌اند که از دیدگاه زمین‌گردشگری اهمیت زیادی دارند.

واژگان کلیدی: زمین‌گردشگری، هوازگی افتراقی، گسل عادی، ریپل‌مارک، ناپیوستگی زاویه‌دار، دایک، ماهنشان.



Geotourism in Mahneshan area, west of Zanjan province

Mohammad Ebrahimi*

Associate professor at Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan

ebrahimi@znu.ac.ir

Mehran Shirvani

M.Sc. in petrology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan

shirvani@gmail.com

Abstract

Mahneshan area is located in west of Zanjan province. According to the structural geology classification of Iran the study area belongs to the Sanandaj-Sirjan and Central Iran zones. Rocks and sedimentary units of Precambrian to Recent including regional metamorphic rocks (green schist, gneiss, amphibolite and marble), Kahar metamorphic rocks, Precambrian plutonic rocks (Doran type granites), Infracambrian and Paleozoic sedimentary rocks (Bayandor Formation, Soltanieh Formation, Barut Formation, Zagun Formation, Lalun Formation, Mila Formation, Dorud Formation and Ruteh Formation), Mesozoic rocks (Shemshak Formation and Lar carbonates) and Cenozoic rocks (Karaj Formation, Lower Red Formation, Qom Formation, Upper Red Formation and Plio-Quaternary deposits) are exposed in Mahneshan area. From Geotourism point of view Mahneshan area is very attractive. Differential weathering structures, sedimentary structures (ripple marks and so on), unconformities (angular unconformity, disconformity and nonconformity), faults, folds and dikes are among the so many interesting Geotourism sceneries.

Keywords: Geotourism, differential weathering, normal fault, ripple mark, angular unconformity, dike, Mahneshan.



مقدمه

منطقه مورد مطالعه در غرب استان زنجان واقع شده است (شکل ۱). بخش‌هایی از این منطقه در تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران بر اساس [۱ و ۲] جزء ایران مرکزی و بر اساس [۳] جزء زون سنندج - سیرجان می‌باشد. منطقه ماه‌نشان از جنبه زمین‌گردشگری بسیار غنی می‌باشد. ساختارهای ناشی از عملکرد هوازدگی افتراقی (دودکش جن، قلعه بهستان و فرسایش لانه زنبوری)، ناپیوستگی‌ها، گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها [۴] و دایک‌ها مناظر جذابی را ایجاد نموده‌اند که از دیدگاه زمین‌گردشگری اهمیت زیادی دارند.



شکل ۱- نقشه جغرافیایی استان زنجان. شهرستان ماه‌نشان در غرب استان واقع شده است.

زمین‌شناسی منطقه

همانطور که اشاره گردید بخش عمده‌ای از منطقه ماه‌نشان در پهنه ساختاری سنندج- سیرجان واقع است [۳]. بر همین اساس سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل شیست سبز، گنایس، آمفیبولیت و مرمر در منطقه ماه‌نشان گسترش فراوانی دارند. اگرچه برخی منابع سن سنگ‌های دگرگونی را به دوران دوم هم نسبت داده‌اند، ولی محققین زیادی این سنگ‌های دگرگونی را به پرکامبرین منسوب نموده‌اند. این مجموعه‌های دگرگونی روند شمال غرب - جنوب شرق داشته و با یک سری توده‌های نفوذی گرانیتیویدی همراه هستند. مجموعه رسوبات و واحدهای سنگی اواخر پرکامبرین و پالئوزویک (سازندهای کهر، بایندور، سلطانیه، باروت، زاگون، لالون، میلا، درود و روته) و مزوزویک (سازند شمشک و واحدهای کربناته معادل سازند لار) و سنوزویک (سازند کرج، سازند قرمز زیرین، سازند قم، سازند قرمز بالایی و نهشته‌های پلیوکواترنری) در منطقه ماه‌نشان برونزد دارند [۵].

بحث



همانگونه که اشاره گردید واحدهای سنگی و رسوبی پرکامبرین تا عهد حاضر در منطقه ماه‌نشان رخنمون دارند. در بین واحدهای رسوبی و سنگی اشاره شده سازند قرمز بالایی دارای بیشترین رخنمون در منطقه ماه‌نشان است. این سازند شامل ترادف ضخیمی از رسوبات تخریبی و تبخیری شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، مارن، شیل، گل‌سنگ، ژئیس، انیدریت و نمک به سن میوسن است. نظر به اینکه سازند قرمز بالایی در یک محیط قاره‌ای تشکیل شده است، متشکل از رسوبات تخریبی و تبخیری رنگارنگ می‌باشد. تنوع رنگی این واحدهای رسوبی مناظر زیبایی را ایجاد نموده است. علاوه بر این، هوازگی افتراقی [۶] اشکال متنوع و زیبایی را در منطقه ایجاد نموده که منجمله می‌نوان به شکل‌های ۲ و ۳ اشاره نمود. شکل ۲ حاصل فرسایش انتخابی در راستای شکستگی‌های قائمی است که در جهات مختلف قرار دارند. تاج مقاوم رسوبات در بالا، آنها را در برابر فرسایش محافظت می‌نماید. به تدریج که فرسایش در سطوح شکستگی‌های قائم عمل می‌نماید، ستونی از رسوبات و سنگ که در زیر تاج حفظ شده‌اند به صورت ساختاری شبیه دودکش نمایان می‌شود که به آن دودکش جن می‌گویند. در شکل ۳ فرسایش بادی بخش‌های سست رسوبات ماسه‌سنگی را حفر نموده و موجب حفره‌حفره شدن سطح آنها شده است (فرسایش لانه‌زنبوری) [۷].

یکی از ساخت‌های رسوبی متداول در ماسه‌سنگ‌های سازند قرمز بالایی در منطقه ماه‌نشان، رپیل‌مارک‌های جریان‌ی است (شکل ۴). رپیل‌مارک‌های جریان‌ی توسط جریان آب در محیط‌های رودخانه‌ای و یا توسط جریان باد در مناطق کویری ایجاد می‌شوند [۸]. این رپیل‌مارک‌ها شکل نامتقارن داشته، دامنه در جهت جریان آب یا باد شیب تند و دامنه در خلاف جهت آب یا باد شیب ملایم دارد. بر همین اساس از این رپیل‌مارک‌ها برای تعیین جریان می‌توان استفاده نمود.

از دیگر پدیده‌های زمین‌شناسی موجود در منطقه ماه‌نشان می‌توان به ناپیوستگی‌ها اشاره نمود. در مسیر جاده زنجان- ماه‌نشان و در حوالی اندآباد انواع مختلف ناپیوستگی‌ها مشاهده می‌شوند [۴]. با این وجود ناپیوستگی‌ها در بخش‌های دیگر نیز به صورت متداول دیده می‌شوند برای مثال در شکل ۵ نمونه‌ای از ناپیوستگی زاویه‌دار بین رسوبات سازند قرمز بالایی و رسوبات کنگلومرای پلیوکواترنز در حوالی ماه‌نشان نمایش داده شده است.

در برش جاده در مسیر اتوبان زنجان-میانه-تبریز تعدادی گسل‌های نرمال [۹ و ۱۰] مشاهده می‌شوند که رسوبات سازند قرمز بالایی را بریده و جابجا نموده‌اند (شکل‌های ۶، ۷ و ۸). این گسل‌ها در مواردی وضعیتی شبیه به هورست و گرابن ایجاد کرده‌اند (شکل ۷). با توجه به اینکه برش جاده عمود بر امتداد لایه‌ها قرار گرفته است، شیب‌دار بودن واحدهای رسوبی سازند قرمز بالایی در این تصاویر قابل تشخیص نیست این گسل‌ها واحد کنگلومرای که با ناپیوستگی زاویه‌دار بر روی سازند قرمز بالایی قرار گرفته را قطع نموده‌اند. بنابر این این گسل‌ها احتمالاً در اواخر میوسن اتفاق افتاده‌اند.

در بخش‌های از منطقه ماه‌نشان از جمله قره‌بوته تاقدیس‌ها و ناودیس‌های پلانچ‌دار وجود دارد [۹ و ۱۰]. این چین‌خوردگی‌ها به وضوح در روی تصاویر گوگل‌ارث قابل تشخیص هستند (شکل ۹). در این تصویر تعدادی چین از یکسو مایل که محور آنها روند شمال غرب-جنوب شرق دارند، قابل رویت هستند. میل محور چین‌ها به سمت شمال غرب یا جنوب شرق است.

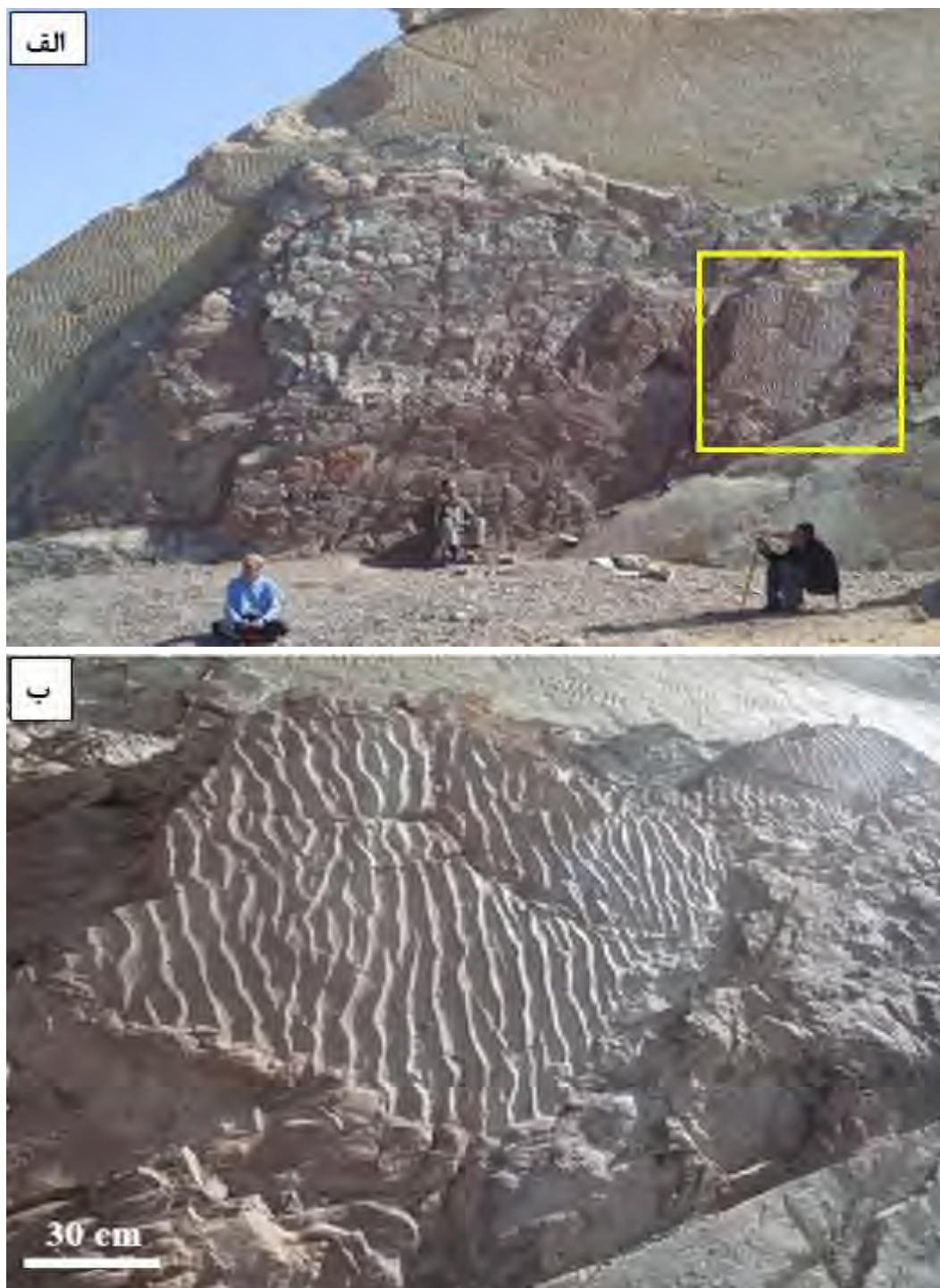
یکی دیگر از جاذبه‌های گردشگری در منطقه مورد مطالعه دایک‌های است که در برش جاده در نزدیکی ماه‌نشان برونزد دارند. این دایک‌ها ترکیب بازیک داشته و رنگ تیره دارند. عرض دایک‌ها در حد چند دسی‌متر است (شکل‌های ۱۰، ۱۱ و ۱۲). یکی از این دایک‌ها توسط چندین گسل که دارای مولفه جابجایی امتداد لغز راستگرد هستند، قطع شده‌اند (شکل ۱۰). دایک‌ها مجموعه رسوبات سازند قرمز بالایی به سن میوسن را قطع نموده و در آنها کنتاکت متامرفیسیم ایجاد نموده‌اند. دگرگونی مجاورتی ایجاد شده در صحرا و با تغییر رنگ واضحی که در رسوبات مارنی سازند قرمز بالایی حادث شده قابل تشخیص است (شکل ۱۲). ضخامت هاله دگرگونی در حد چند سانتی‌متر است. این دایک‌ها جوان بوده و احتمالاً در اواخر میوسن در رسوبات سازند قرمز بالایی تزریق شده‌اند.



شکل ۲- نمونه‌ای از ساختار حاصل از هوازدگی افتراقی (دودکش جن) به ارتفاع ده‌ها متر در مسیر جاده زنجان-ماه‌نشان (دید به سمت جنوب غرب).



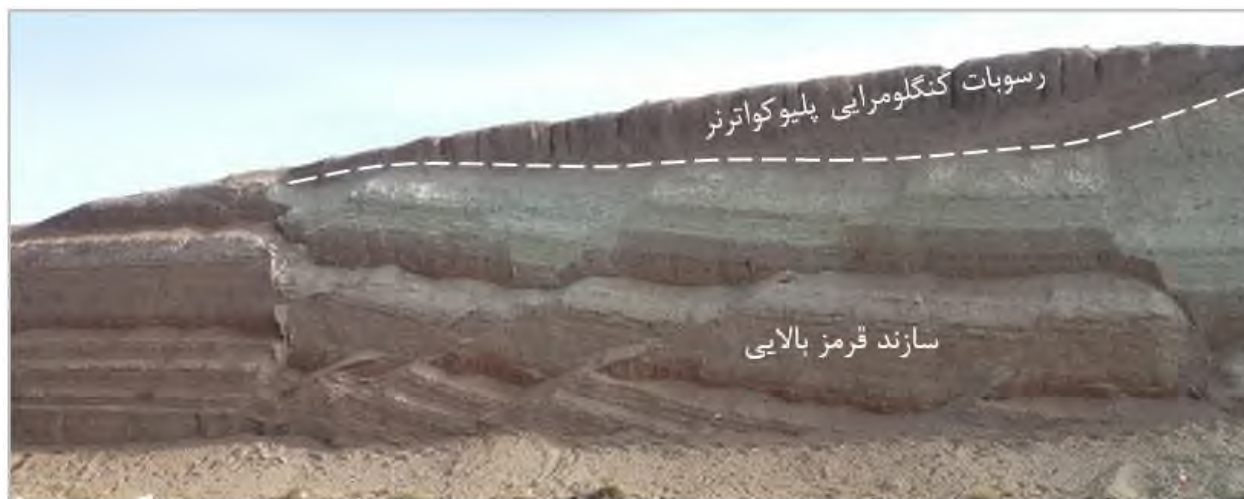
شکل ۳- فرسایش لانه‌زنبری در واحدهای ماسه‌سنگی در مسیر جاده دندی به ماه‌نشان (دید به سمت شمال).



شکل ۴: الف- رپیل‌مارک‌های جریانی در واحدهای ماسه‌سنگی سازند قرمز بالایی در مجاور روستای شکورچی در مسیر زنجان-پری (دید به سمت شمال شرق). ب- نمای نزدیک از بخشی که با کادر زرد رنگ نمایش داده شده است.



شکل ۵- ناپیوستگی زاویه‌دار بین رسوبات سازند قرمز بالایی (واقع در زیر) و رسوبات کنگلومرای پلیوکواترنر (واقع در بالا) در حوالی ماه‌نشان (دید به سمت شمال غرب).



شکل ۶- نمایی از گسل‌های نرمال در برش جاده در مسیر اتوبان زنجان-میانه-تبریز (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۷- نمایی از گسل‌های نرمال در برش جاده در مسیر اتوبان زنجان-میانه-تبریز (دید به سمت شمال شرق). در مرکز عکس ساختار گرابنی ایجاد شده است.



شکل ۸- نمایی از گسل‌های نرمال در برش جاده در مسیر اتوبان زنجان-میانه-تبریز (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۹- تصویر گوگل‌ارث از چین‌های مایل یکسویه در منطقه قره‌بوته. محور چین‌ها با پیکان‌های آبی رنگ نمایش داده شده‌اند.



شکل ۱۰- نمایی از یک دایک بازیگ که رسوبات سازند قرمز بالایی را قطع نموده است. چندین گسل نیز با مولفه جابجایی امتداد لغز راستگرد دایک را قطع نموده‌اند.



شکل ۱۱- نمایی از یک دایک بازیک که رسوبات سازند قرمز بالایی را قطع نموده است.



شکل ۱۲- نمایی نزدیک از دایک که تاثیر حرارتی دایک بر روی رسوبات مارنی را با تغییر رنگ آنها به وضوح نشان می‌دهد.



نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعه انجام شده موارد زیر نتیجه‌گیری می‌گردند:

- منطقه مورد مطالعه در پهنه‌های زمین‌شناسی ساختاری-رسوبی ایران مرکزی و سنندج- سیرجان واقع شده است.
- در منطقه مورد مطالعه مجموعه واحدهای رسوبی و سنگی پرکامبرین تا عهد حاضر برونزد دارند. با این حال بیشترین برونزد واحدهای سنگی و رسوبی در منطقه ماهنشان اختصاص به رسوبات تخریبی و تبخیری قاره‌ای سازند قرمز بالایی شامل ترادف ضخیمی از کنگلومرا، ماسه‌سنگ، مارن، شیل، گل‌سنگ، ژیلیس، انیدریت و نمک به سن میوسن است.
- هوازدگی افتراقی در رسوبات سازند قرمز بالایی در منطقه ماهنشان ایجاد مناظر جذابی مانند دودکش جن، قلعه بهستان و فرسایش لانه‌زنبوری کرده است.
- ساخت‌های رسوبی در رسوبات سازند قرمز بالایی از جمله ریپل‌مارک‌های جریان‌ی در منطقه شکورچی چشم‌انداز قابل توجهی دارند.
- چین‌های مایل چشم‌اندازهای زیبایی را در بخش‌های از منطقه ماهنشان ایجاد نموده‌اند. این چین‌خوردگی‌های در رسوبات سازند قرمز بالایی اتفاق افتاده‌اند.
- گسل‌های نرمال در برش جاده در مسیر اتوبان زنجان-میانه-تبریز با بریدن و جابجا کردن رسوبات سازند قرمز بالایی مناظر جذابی را ایجاد کرده‌اند.
- از دیگر چشم‌اندازهای زمین‌شناسی در منطقه ماهنشان می‌توان به دایک‌های بازیک و گسل‌های قطع‌کننده آنها اشاره نمود.

قدردانی

هزینه‌های بازدید و مطالعات صحرائی توسط نویسنده مسئول مقاله تامین شده‌اند. از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه زنجان بواسطه حمایت مالی جهت ارایه این مقاله در بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران قدردانی می‌گردد.

منابع

- [1] Berberian, M., and King, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18: 210-265.
- [2] Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M., 1982, Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. Journal of the Geological Society, London, 139: 605-14.
- [3] Gilg, H.A., Boni, M., Balassone, G, Allen, C.R., Banks, D. and Moore, F., 2006, Marble-hosted sulfide ores in the Anguran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: Interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. Mineralium Deposita, 41: 1-16.
- [۴] ملک‌زاده ه، ابراهیمی ا، حاج‌ابوالفتح ع. و هنرمند م، ۱۳۹۵، بهنام ص، ۱۳۹۰ پدیده‌های زمین‌شناسی در منطقه اندآباد، شمال غرب زنجان. اولین همایش ملی منابع طبیعی و توسعه پایدار در زاگرس مرکزی، صفحات ۷-۱.
- [۵] لطفی م، ۱۳۸۰ نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ ماهنشان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [6] Wicander, R. and Monroe, J.S., 1995, Essentials of geology. West Publishing Company, 428 p.
- [7] Bates R.L. and Jackson J.A., 1981, Glossary of Geology. McGraw-Hill, 751 p.
- [8] Greensmith J.T., 1989, petrology of the sedimentary rocks. Unwin Hyman, London, 262 p.
- [9] Billings, M.P., 1972, Structural geology. 3 rd edition, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 606 p.
- [10] Ramsy, J.G. and Huber, M.I., 1987, The techniques of modern structural geology, volume 2, folds and fractures. Academic Press, London, 309-700.



ارزیابی پتانسیل های شهرستان گناباد برای ایجاد یک ژئوپارک بین‌المللی

مهرداد ناقوسی*

دانش آموخته کارشناسی ارشد چینه‌نگاری و دیرینه‌شناسی، دانشگاه دامغان

Mehرداد789123@gmail.com

امین نوید طلب

استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان

a.navidtalab@du.ac.ir

مهدی صرفی

استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان

m.sarfi@du.ac.ir

چکیده

ژئوپارک، منطقه‌ای با محدوده‌های کاملاً مشخص است که دارای مساحت کافی و پهناور باشد و برای توسعه اقتصادی منطقه بکار آید. این محدوده، دارای تعداد مشخصی از سایت‌های میراث زمین‌شناختی (در هر مقیاس) با اهمیت خاص علمی، زیبایی یا یگانگی بوده و نمایان‌گر یک ناحیه و تاریخ زمین‌شناختی، رویدادها یا فرآیندهای آن است. این ناحیه ممکن است علاوه بر اهمیت زمین‌شناختی دارای ارزش فرهنگی، تاریخی و باستان‌شناسی و بوم‌شناختی نیز باشد. بنابراین وجود و ثبت یک ژئوپارک در هر منطقه می‌تواند به شکوفایی و رشد اقتصادی آن کمک کند. در این پژوهش سعی شده تا پتانسیل‌های فرهنگی-تاریخی و هم‌چنین برخی از مهم‌ترین پدیده‌های زمین‌شناختی منطقه شهرستان گناباد و اطراف آن معرفی شوند. بنابراین نتایج حاصل از جمع‌آوری داده‌ها منجر به شناسایی بیش از ۱۷ پدیده‌ی زمین‌شناختی و تاریخی در شهرستان گناباد و اطراف آن گردید که در صورت مدیریت صحیح می‌تواند به ثبت یک ژئوپارک منجر شود. از مهم‌ترین پدیده‌های موجود در این منطقه می‌توان به ساخت‌های تخت دیو، پل سنگی دشت خضری، سنگ سوراخ و دره کارستی زو اشاره کرد.

کلمات کلیدی: گناباد، ژئوپارک، پدیده‌های زمین‌شناسی، پدیده‌های فرهنگی-تاریخی.



Evaluation of Gonabad potential for an international Geopark

Mehrdad Naghousi*

M. Sc., Stratigraphy & Paleontology, Damghan University

Mehrdad789123@gmail.com

Amin Navidtalab

Assistant professor, School of Earth Sciences, Damghan University

a.navidtalab@du.ac.ir

Mehdi Sarfi

Assistant professor, School of Earth Science, Damghan University

m.sarfi@du.ac.ir

Abstract

Geopark is a region with strict limitations which has enough area that affects the economic development of that region. The region has defined number of geological heritage sites (of any scale) with special scientific importance and unique beauty that indicate geological history, processes or events in that area. In addition to the geological importance, the area may have cultural, historical, archaeological, and/or ecological important features. Therefore, introduction of a geopark in an area can lead to economic prosperity. In this study we introduce cultural-historical and some conspicuous geological phenomena of Gonabad county. Data gathering led to introduction of more than 17 geological and historical features that in case of proper management, it can be registered as international geopark. Of introduced features, hoodoo, Dasht-e khezri rock bridge, Sang-e sourakh (hole in the rock) and Zou karstic valley could be named.

Keywords: Gonabad, Geopark, Geological phenomena, Historical-cultural features.



۱. مقدمه

ژئوپارک ابتکاری ارزشمند و هوشمندانه از سوی بخش علوم زمین یونسکو است که به دنبال جلب مشارکت و همکاری جامعه محلی در امور مربوط به حفاظت و بهره برداری پایدار از سرزمین، به ویژه میراث زمین شناختی است. همکاری و هماهنگی جوامع محلی در حفظ و نگهداری میراث زمین شناختی، طبیعی و فرهنگی، راهکار و راهبردی موثر به شمار می‌رود که نتیجه آن، آشنا شدن مردم با ارزش میراث و پدیده های گوناگون محدوده ژئوپارک و نقش آنها در بهبود وضعیت زندگیشان است. در واقع ژئوپارک یکی از بهترین مدل ها برای همزیستی پایدار انسان و زمین به شمار می‌رود. ژئوپارک منطقه ای است با میراث زمین شناسی مشخص و یک راهبرد معین برای توسعه پایدار اقتصادی که ترویج آن به نفع جوامع محلی است (امری کاظمی و همکاران، ۱۳۹۶). در این پژوهش سعدی شده تا ضمن معرفی پدیده های ژئومورفولیکی و فرهنگی جنوب خراسان به ویژه شهرستان گناباد، پتانسیل این منطقه برای تبدیل شدن به یک ژئوپارک مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

۲. منطقه مورد مطالعه:

محدوده شهرستان گناباد در شرق ایران و در قسمت مرکزی استان خراسان، در حد فاصل طولهای جغرافیایی $59^{\circ}00'$ - $58^{\circ}30'$ و عرضهای جغرافیایی $34^{\circ}30'$ - $34^{\circ}00'$ جای دارد. این شهر در فاصله ۲۷۰ کیلومتری جنوب شهر مشهد واقع شده و به وسیله جاده آسفالت به شهرهای بیرجند و قائن در جنوب شرق، فردوس در جنوب غرب، کاشمر در شمال غرب و تربت حیدریه در شمال متصل می شود. در محدوده این شهرستان آبادهای بزرگ و کوچک فراوانی دیده می شود که از مهمترین آنها می توان به شهر کاخک، ۲۰ کیلومتری جنوب گناباد، و شهر بیدخت، ۵ کیلومتری غرب گناباد، اشاره نمود. این آبادیها توسط راههای آسفالت، شوسه و خاکی فراوانی به یکدیگر متصل می شوند و وجود همین راهها، دسترسی را به سراسر منطقه تا اندازه ای زیاد آسان می کند.

ارتفاعات واقع در منطقه تپه ها و کوههایی با روندهایی متفاوت هستند که توسط دشتهای گسترده و به نسبت همواری از هم جدا می شوند. بخش عمده این ارتفاعات در جنوب شهر گناباد قرار می گیرند که دارای روندی شرقی - غربی است و به طور عمده، از سنگهایی با سن مزوزوئیک و سنوزوئیک تشکیل شده اند. از مهمترین ارتفاعات می توان از کوههای سیاه، ناگهانی و شتران نام برد. بلندترین نقطه در محدوده ورقه گناباد با ۲۸۶۳ متر بلندا در کوه سیاه جای دارد. رشته کوه یاد شده از سمت جنوب به دشت فردوس و دشت قائن متصل و از شمال نیز به دشت گناباد محدود می شود. به دلیل بلندی به نسبت زیاد این رشته کوه هوا در محدوده آن به نسبت خنک تر از دشت است. آبهای حاصل از ذوب برف و باران باعث ایجاد چشمه هایی فراوان در پای این بلندیها شده است (قائمی و همکاران، ۱۳۸۶).

۳. تعریف ژئوپارک:

طبق تعریف یونسکو، ژئوپارک، قلمرویی با محدوده های کاملا مشخص است که دارای مساحت کافی و پهناور باشد و برای توسعه اقتصادی منطقه بکار آید. این قلمرو، دارای تعداد مشخصی از سایت های میراث زمین شناختی (در هر مقیاس) با اهمیت خاص علمی، زیبایی یا یگانگی بوده و نمایان گر یک ناحیه و تاریخ زمین شناختی، رویداد ها یا فرآیند های آن است. این ناحیه ممکن است علاوه بر اهمیت زمین شناختی دارای ارزش فرهنگی، تاریخی و باستان شناسی و بوم شناختی نیز باشد. یک ژئوپارک ملی، با



ایجاد زیرساخت های مناسب مدیریتی اداره می‌شود که اهداف گسترده ای را برای توسعه پایدار اجتماعی و اقتصادی منطقه بکار می‌بندد (بدری کللو و همکاران، ۱۳۹۶).

۴. اهمیت ژئوپارک:

ژئوپارک ها از طریق توسعه فعالیت های گردشگری پایدار، در افزایش تعداد بازدید کنندگان از منطقه میزبان، ایجاد فرصت های شغلی جدید، توسعه مشاغل مستقیم و غیر مستقیم، ایجاد روش های نوین و خلاقانه، توسعه برنامه های آموزشی و پژوهشی نقش اساسی دارند. ژئوپارک ها با داشتن روح جامعه محوری و مشارکت دادن فعال مردم بومی و محلی در برنامه های مختلف اجرایی ژئوپارک، هم چنین در سطوح مدیریتی، تصمیم سازی و تصمیم گیری، نقش بسزایی در ایجاد خود باوری و پایداری فرهنگی، اجتماعی و زیست محیطی دارا هستند. در ادامه مهم ترین مزایای ایجاد ژئو پارک ها به صورت فهرست وار بیان می‌شود:

- ۱- توسعه گردشگری پایدار (ژئوتوریسم)
- ۲- درآمد زایی و ایجاد اشتغال مولد برای جوامع محلی
- ۳- حفاظت از میراث زمین شناختی، طبیعی، فرهنگی و تاریخی
- ۴- ترویج آموزش و بهبود وضعیت فرهنگ و دانش عمومی جوامع محلی
- ۵- ارتقا سطح اقتصادی و توسعه فعالیت های اقتصادی بدون تخریب
- ۶- احیاء سنت ها، آداب و رسوم کهن (بدری کللو و همکاران، ۱۳۹۶).

۵. معرفی ژئوپارک های ایران:

اگرچه کشور ایران یکی از پیشگامان امر شناسایی و معرفی پتانسیل های زمین گردشگری و ژئوپارک در جهان بوده است، اما در امر معرفی و راه اندازی ژئوپارک چندان موفق عمل نکرده است. اما به طور کلی نبود درک صحیح از مفهوم ژئوپارک و اهداف آن در کشور، عدم هماهنگی های بین سازمانی در مباحث حاکمیت سرزمینی و هم چنین تمرکز تک محوری بخش دانشگاهی بر مباحث تئوری و نظری، برخی از دلایلی است که گسترش ژئوپارک ها در کشور را با چالش روبرو کرده است (امری کاظمی و همکاران، ۱۳۹۶). با اینحال به طور مختصر به معرفی تنها ژئوپارک ایرانی ثبت شده در یونسکو می‌پردازیم:

ژئوپارک جهانی قشم:

ژئوپارک جهانی قشم یکی از نخستین ژئوپارک های شبکه جهانی بود که در سال ۱۳۸۵ شمسی با مساحت حدود ۳۰۰ کیلومتر مربع در بخشی از جزیره قشم به ثبت رسید. در ژئوپارک قشم جاذبه های گوناگون زمین شناختی، طبیعی و فرهنگی در قالب ژئوسایت ها مورد بهره برداری گردشگری و علمی- آموزشی قرار می‌گیرند. ژئوسایت های ۲۵ گانه این ژئوپارک شامل جاذبه های زمین شناختی، طبیعی و فرهنگی هستند که هریک به گونه ای بیانگر تاریخچه تشکیل و تکامل جزیره به شمار می‌روند. این ژئوپارک با پوشش سراسری جزایر قشم و هنگام و مساحتی برابر با ۲۰۶۳ کیلومتر مربع، یکی از ژئو پارک های بزرگ جهان است (بدری کللو و همکاران، ۱۳۹۶).

۶. مناطق دارای اولویت برای معرفی ژئوپارک های جهانی در ایران:

با توجه به مطالب ذکر شده مناطقی توسط کارشناسان مختلف به عنوان نواحی دارای پتانسیل گردشگری انتخاب شده اند که اسامی آنها به شرح زیر هست:

منطقه لوت، منطقه دماوند، منطقه سبلان، منطقه مکران، منطقه دشتی (مند)، منطقه سهند، منطقه کلات، منطقه کوهدشت (شیرز)، منطقه زاگرس (اشتران کوه)، منطقه ماکو، منطقه هرمز، منطقه ارس، منطقه کبیرکوه (سیمره)، منطقه نخلک- انارک،



منطقه جندق- خور، منطقه گلستان، منطقه اکباتان، منطقه گنو، منطقه ارومیه، منطقه فارس (کازرون- فیروز آباد)، منطقه طبس، منطقه ماه نشان، منطقه سوادکوه- کیاسر، منطقه نفتی اهواز، منطقه الموت، منطقه کاشان، منطقه یزد، منطقه کرمان، منطقه پاهو- مریوان و در نهایت منطقه گیلان (امری کاظمی و همکاران، ۱۳۹۶). با نگاهی به اسامی بالا می‌توان فهمید که شهرستان گناباد برخلاف استعداد خود در هیچ یک از مناطق ذکر شده بالا آورده نشد. بنابراین در ادامه به بررسی ظرفیت های این شهرستان در زمینه ایجاد یک ناحیه زمین گردشگری و به دنبال آن یک ژئوپارک بین المللی خواهیم پرداخت.

۷. معرفی پتانسیل های شهرستان گناباد:

بطور کلی جذابیت ها و پدیده های دارای استعداد جهانی شدن گناباد به دو بخش تاریخی- فرهنگی و زمین شناختی تقسیم می-شوند. در این پژوهش سعی بر آن بوده تا به طور مختصر هر یک از این دو بخش معرفی و شناسانده شوند. بنابراین نخست به پیشینه تاریخی این شهرستان نگاهی می‌شود و سپس در ادامه به بررسی پدیده های زمین شناختی این منطقه می‌پردازیم. پیشینه تاریخی شهرستان گناباد:

با توجه به اثر نام‌های قدیمی و آثار باستانی، به طور قطع شهر گناباد قبل از اسلام وجود داشته است. اگر پیدایش آن توسط گیو باشد به حدود ۸ قرن قبل از میلاد مربوط می‌شود. بعضی نیز تاریخ گناباد را به قبل تر رسانده و گفته اند قبل از گیو و گودرز نیز وجود داشته است. زیرا جنگی که در آنجا واقع شده دلیلی بر آن است که قبلا آبادی در آنجا بوده است. هم چنین در کتاب فرهنگ ایران جلد نهم نوشته شده است که "از آثار معلوم می‌شود گناباد یکی از شهرهای قدیمی است که در زمان پادشاهان هخامنشی ایجاد شده و شواهدی از قبیل قبر پیران ویسه، قلعه فرود، قلعه رستم و قلعه معروف به پشنگ در آنجا وجود دارد."

گناباد در دوره سلجوقیان و خوارزمشاهیان، هم آباد و دارای اهمیت بوده است و یکی از سه مسجد دو دیوانی خراسان در آن ساخته شده است و در واقع این شهر در ردیف شهر زوزن، مقر ملک زوزن و فریومدکرسی و ولایت جوین قرار داشته است. در دوره تیموریان نیز حکام ایالت قهستان (کوهستان) در این شهر سکونت داشته اند. در دوره صفویه نیز وجود بناهایی چون امامزاده سلطان محمد عابد کاخک و مسجد جامع جدید گناباد و بعضی از آب انبارها و کاروانسراهای شاه عباسی موید این مطلب است. گناباد در قبل از اسلام معبر داخلی فلات ایران و قسمت های شرقی آن محل برخورد میدان جنگ لشکریان ایران و توران بوده است که جنگ ۱۲ رخ نیز در آنجا اتفاق افتاده است. منطقه دیگر دشت پشن است که در شاهنامه فردوسی نام برده شده و جنگ پیران ویسه و توس نوذر در آن اتفاق افتاده است و آن را جنگ لادن و همایون نیز گفته اند. با توجه به مراتب فوق یکی از معابر اصلی و جنگی از روستاهای کلات و زبید در حدود ۳۰ کیلومتری جنوب غربی گناباد می‌گذشته است و مرکز آن به دشت پشن در ۴۰ کیلومتری شمال شرقی گناباد وصل می‌شده است. در کنار این مسیر آثار تاریخی وجود دارد که اشعار شاهنامه و نقل قول مورخان را تایید می‌کند. در شرق کلات و نزدیک جاده گناباد- فردوس خرابه های ارگ فرود منسوب به فرود، شاهزاده کیانی و در دشت پشن، تپه ها و سفالهای منسوب به هزاره سوم پیش از میلاد به چشم می‌خورد (تابنده، ۱۳۷۱). بنابراین به طور کلی جذابیت های تاریخی و فرهنگی گناباد را می‌توان در موارد زیر جمع بندی کرد: ۱- یکی از با اهمیت ترین شهرهای ایالت قهستان در گذشته، ۲- بقایای ارگ فرود و درب صوفه (محل دفن احتمالی پیران ویسه سپهسالار لشکر افراسیاب)، ۳- ذکر نام گناباد (و روستاهای اطراف آن مثل کلات و زبید) به دفعات در شاهنامه فردوسی و محل جنگ لشکر ایران و توران که به جنگ ۱۲ رخ معروف است. ۴- قنات قصبه: عمیق ترین و طولانی ترین و قدیمی ترین سازه کاریز ساخته شده به کمک علوم مهندسی و زمین شناسی به دست بشر بنام قنات قصبه گناباد در سال ۲۰۱۶ میلادی توسط یونسکو به عنوان یک اثر فرهنگی- تاریخی به ثبت رسید. قدمت این قنات به زمان های بسیار قدیم باز می‌گردد به طوری که در سفرنامه ناصر خسرو به آن اشاره شده و ساخت آن را



به کیخسرو پادشاه ایران زمین نسبت داده اند. البته برخی از محققین نیز ساخت آن را به زمان هخامنشیان مربوط دانسته اند (تابنده، ۱۳۷۱). این قنات یکی از بهترین نماد های اصالت و هویتی منطقه است که می‌تواند کمک بزرگی را در ثبت منطقه گناباد به عنوان یک ژئوپارک در جهان انجام دهد.

همچنین شهرستان گناباد از دیرباز به برخی از صنایع دستی و محصولات کشاورزی نیز معروف بوده است به طور مثال از گذشته تا امروز هنر سفالگری در روستای مند گناباد در حال جریان است به طوری که حتی کاشی های مرغوب و با کیفیت گناباد به نام کاشی های فرمانفرما معروف بوده اند. در صنعت کشاورزی مردم گناباد به کشت زعفران و تولید ابریشم مرغوب مشغول بوده اند. از نکات قابل توجه در این صنعت می‌توان به کاشت گسترده تریاک در منطقه اشاره کرد که در زمان قبل از پیروزی انقلاب توسط دولت وقت ایران اینکار غیرقانونی شد و پس از آن مردم منطقه به کاشت زعفران و پسته روی آوردند (زمانی، ۱۳۷۳).

پدیده های زمین‌شناختی شهرستان گناباد و حومه آن به شرح زیر هستند:

گرز دیو (تخت دیو یا هودو): گاهی اوقات، اگر برخی از لایه ها نسبت به فرسایش مقاوم تر از سایر لایه ها باشند ممکن است ساختمان های خارق العاده ای تشکیل گردد. به این گونه ساخت ها تخت دیو یا گرز دیو (رقیمی، ۱۳۸۴) می‌گویند. در ۳۰ کیلومتری جاده گناباد به طرف فردوس شاهد منظره دیدنی این گرز دیوها بوده که با لیتولوژی کنگولومرایی، زیبایی چشم نوازی را به منطقه می‌دهند. از دیگر مثال های این ساخت در نقاط مختلف دنیا می‌توان به سه خبرچین در ایالت یوتا آمریکا و دروم هلر در آلبرتای کانادا اشاره کرد. هم چنین در کشور ایران نیز ساخت های مشابه در ماه نشان زنجان و جاسک در استان هرمزگان نیز به چشم می‌خورد. این پدیده بیشتر در مناطق بد لند ها تشکیل و قابل مشاهده است. (حاج علیلو و همکاران، ۱۳۹۰).

پل سنگی دشت خضری: در ۵۵ کیلومتری غرب گناباد به طرف قائن در ارتفاعات حاشیه کویر دشت بیاض کمان سنگی در ورودی غار فارس ایجاد شده که منظره ای بی نظیر و چشم نواز را برای گردشگران فراهم می‌آورد. این کمان طبیعی ارتفاع ۱۵ متر و طول ۲۵ متر را دارا است. تفاوت کمان سنگی و پل سنگی در نحوه تشکیل آنهاست به طوریکه در تشکیل پل های سنگی رودخانه های ماندری و جریان آهسته آب نقش داشته (زمردیان، ۱۳۸۵) اما کمان های سنگی به وسیله نیروهای طبیعی مثل فرسایش فیزیکی، زلزله و سایر موارد تشکیل شده اند. از نمونه های مشابه این طاق می‌توان به مناظر این چنین در پارک ملی یوتا آمریکا اشاره کرد. علاوه بر وجود این کمان، مجموعه غار فارس نیز در همین منطقه قرار دارد که بر جذابیت های آن اضافه می‌کند.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۱: الف) درب صوفه (محل دفن احتمالی پیران ویسه سپهسالار لشکر افراسیاب). ب) محل ورودی اصلی قنات قصبه گناباد. ج) ساخت رسوبی گرز دیو (تخت دیو) در جاده گناباد به فردوس. (منبع: نگارنده). د) پل سنگی طبیعی در دهانه غار فارس در دشت خضری (تصویر اهدایی از احسان آبیاری).



سنگ-سوراخ: پدیده ای به همین نام در ۳۵ کیلومتری غرب شهرستان فردوس در بالای کوه های منطقه ابراهیم آباد مشاهده می‌شود. قطر این سوراخ طبیعی که بر اثر فرسایش سنگ های آهکی کوه به وجود آمده به بیش از ۲۰ متر می‌رسد. از نمونه های مشابه آن می‌توان به چاله ای در سنگ (Hole in the Rock) که در پارک ملی پاپاگو ایالت آریزونا وجود دارد اشاره کرد. این پدیده می‌تواند میزبان بسیار ارزشمندی برای علاقه مندان به گردشگری و کوهنوردی در منطقه باشد.

مجموعه آب گرم طبیعی فردوس: چشمه آب گرم معدنی فردوس به یکی دیگر از نقاط جذاب برای گردشگران تبدیل شده است. از گذشته تا به زمان حال این مجموعه همه ساله میزبان تعداد قابل توجهی از گردشگران داخلی بوده و تبدیل به یک مرکز توریست درمانی شده است. بنابراین با مدیریت درست و کارشناسی، می‌توان این مجموعه را در سطح بین‌المللی به سایر مردم جهان معرفی کرد.

دره کارستی زو: کانیونها و دره های کارستی از پدیده های مهم کارست در ایران به شمار می‌روند. این دره ها عمدتاً به علت اثر خوردگی و هوازدگی شیمیایی در محل خطوط اصلی شکستگیهای سنگ آهک پدید آمده و سپس عوامل فرسایشی دیگر مانند آبهای جاری آنها را توسعه داده اند. نفوذ آب در درز و شکاف ها و عمل انحلال توسط آن، نخست موجب گسترش راهروهای زیرزمینی شده و با گذشت زمان سقف مجرای زیرزمینی ریزش نموده و دره نمایان می‌گردد (زمردان، ۱۳۸۵). در ۳۰ کیلومتری جنوب گناباد به طرف شهرستان فردوس با رسیدن به روستای صالح آباد زو می‌توان با عبور از مسیر رودخانه به این دره شگفت انگیز رسید. علاوه بر وجود آب فراوان و چشمه های متعدد وجود چند آسیاب آبی در مسیر این دره نشان از پربابی این منطقه در گذشته داشته است. ساخت های زمین شناسی مختلف در این منطقه به زیبایی های آن افزوده است.

کویر نمک: در مسیر جاده گناباد به طرف بردسکن پس از عبور از منطقه بجستان مناظر سپید رنگ کویر نمکی بجستان نمایان میشود. منطقه ای فاقد وجود گونه های جانداران و گیاهان که خبر از شرایط محیطی گرم و خشک آن می‌دهد. بلورهای انحلالی نمکی و ساخت های شش ضلعی این منطقه از ویژگی های جذاب آن به شمار می‌روند.

کال شور: رودخانه شور و یا اصطلاحاً کال شور یکی دیگر از جذابیت های توریستی منطقه گناباد است. با عبور از جاده گناباد به مشهد و در حدود ۳۰ کیلومتری شهر گناباد به منطقه کال شور برخورد می‌کنیم. رودخانه ای فصلی که در صورت جریان داشتن آب در آن چشم انداز زیبایی در دل کویر ایجاد می‌کند. مردمان محلی نیز برای برداشت نمک برای مصارف خانگی به این منطقه مراجعه می‌کنند. در این رودخانه آبی بسیار شفاف که به دلیل وجود شوری بسیار بالا هیچ جاندارانی را در خود جای نمی‌دهد جریان دارد.

رمل های ماسه ای منطقه جنگل: در سمت راست جاده گناباد به مشهد حد فاصل ۲۵ کیلومتری گناباد و نزدیک به شهر جنگل به تپه های ماسه ای منطقه برمخوریم. وجود تلماسه های برخانی در این منطقه بیابانی زیبایی منحصر به فردی را به آن بخشیده است. در صورت مدیریت صحیح و سرمایه گذاری در این مکان می‌توان این تپه ها را به محلی برای مسابقات اتومبیل رانی و یا ورزش های بیابانی تبدیل کرد. مانند پروژه هایی که در کشور های همسایه عربی در حال انجام است.

منطقه کرغند: روستایی در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق گناباد به طرف شهرستان قائن بنام کرغند وجود دارد که در بسیاری از مناطق بالادست و پایین دست این روستا، سنگ ها و کانی های قیمتی و نیمه قیمتی به وفور یافت می‌شود که از جمله آن ها می‌توان به انواع آگات های آبی، آمیتیس و جاسپر اشاره کرد. علاوه بر موارد فوق وجود دره های کانیونی زیبا و ساخت های کنگلومرایی نظیر تخت دیو به زیبایی های این منطقه افزوده است. بنابراین می‌توان با ایجاد تورهای گردشگری اکتشافی لحظات جذابی را برای گردشگران در این منطقه فراهم کرد.



رخنمون های رسوبی مسیر گناباد به بردسکن: مناظری بسیار زیبا و جذاب برای علاقه مندان به شاخه زمین‌گردشگری در این مسیر به چشم می‌خورد. دگرشیبی های زاویه دار و ساخت های رسوبی با رنگ و لیتولوژی های متفاوتی از آهک تا ماسه سنگ در این مسیر به چشم می‌خورد که مناظری به مانند آن در ژئوپارک Harz Braunschweiger land در کشور آلمان قابل مشاهده است.

سد، دریاچه و آبشار کاخک: منطقه توریستی آبشار کاخک واقع در جنوب شهر کاخک یکی دیگر از مناطق دیدنی منطقه است و خوشبختانه با سرمایه گذاری مناسب در این منطقه مانند ساخت کافی شاپ، رستوران و شهربازی به یکی از مناطق گردشگری برای مردم منطقه تبدیل شده است.

منطقه حفاظت شده هلالی: منطقه ای به وسعت ۱۲۰ هزار هکتار در محدوده جنوب شرق بجستان و غرب گناباد که شامل مناطق بیابانی با پوشش گیاهی متنوع نظیر زرشک، زیره سیاه و سایر موارد می‌شود. از جمله گونه های جانوران موجود در منطقه گربه وحشی، میش و کل است. با توجه به کوهستانی بودن منطقه در کنار مناظر بیابانی می‌تواند یک نقطه جذب گردشگر در منطقه گناباد باشد.

بیلاق های کوهستانی: به دلیل آب و هوای گرم و خشک و فصول گرم طولانی مردم شهرستان گناباد برای فرار از گرمای تابستان به مناطق بیلاقی مانند روستاهای دیسفان، کلات و خانیک و... سفر کرده و از مناظر دیدنی، چشمه های فراوان، و قنوت گسترده استفاده می‌برند.



شکل ۲: الف) دره کارستی زو و باقیمانده آسیاب های آبی موجود در آن (بافلش قرمز مشخص شده اند). ب و ج) رسوبات کلسیتی رودخانه (flowstone). د) کویر نمک در مسیر گناباد به بجستان. ه) دگرشیبی نهشته های رسوبی موجود در جاده گناباد به بردسکن. و) چشمه های آبی موجود در روستای بیلاقی دیسفان. (منبع: نگارنده).



پتانسیل آموزشی: علاوه بر موارد فوق شهرستان گناباد و مناطق اطراف آن از گذشته در معرض زلزله های بزرگ قرار داشته است به طوریکه در ۵۰ سال گذشته دو زلزله بالای ۷٫۲ ریشتری در منطقه به ثبت رسیده که مهم ترین آن زلزله سال ۱۳۴۷ شمسی بود که متاسفانه افراد زیادی را به کام مرگ فرستاد. از همین جهت این منطقه پتانسیل جذب گردشگر علمی برای بازدید از گسل های موجود و مناطق زلزله خیز را دارد و می‌تواند در بحث علمی و آموزشی ژئوپارک ها نقش بسزایی را ایفا کند.

۸. نتیجه گیری:

امروزه گردشگری در کشور های مختلف به سمت تبدیل شدن به یک صنعت پر درآمد پیش می‌رود به طوریکه در برخی از کشور های اروپایی درآمد حاصل از صنعت گردشگری بسیار بالاتر از صنایع دیگر است. بنابراین می‌توان در کشوری مثل ایران که از نظر زمین شناختی (گردشگری مناطق خشک) و پدیده های مختلف آن دارای استعداد فراوانی است با شناسایی پتانسیل نقاط مختلف به قدرت گرفتن این صنعت خصوصا در بخش زمین گردشگری کمک شایانی کرد. از همین جهت در این پژوهش سعی شد تا به طور خلاصه به معرفی برخی از قابلیت های شهرستان گناباد در بخش زمین گردشگری پرداخته شود. بنابر چهار اصل اساسی در هر ژئوپارک که به ترتیب، میراث زمین شناختی در اندازه ارزش بین المللی، مدیریت، پدیدار و آشکار بودن و در نهایت فعالیت شبکه ای، می‌توان گفت که شهرستان گناباد دارای پتانسیل بالایی از نظر غنای تاریخی و پدیده ها برای ایجاد یک ژئوپارک در سطح بین المللی است. در نتیجه می‌توان با مدیریت صحیح، تحقیقات کارشناسی، و ارزیابی پتانسیل های موجود، این صنعت نوپا در جهان را در کشور ایران پرورش داد.

منابع

- [۱] امری کاظمی، ع-ر، بدری کَللو، ن، جدیدی، ر، (۱۳۹۶)، ژئوپارک های جهانی یونسکو و چشم انداز آن در ایران، تهران، نشر جوان امروز.
- [۲] بدری کَللو، ن، جدیدی، ر، امری کاظمی، ع-ر (۱۳۹۶)، ژئوپارک ها، رهیافتی نوین در آمایش سرزمین ها، تهران، نشر جوان امروز.
- [۳] تابنده، س-ح، (۱۳۷۹)، تاریخ و جغرافیای گناباد، تهران، انتشارات حقیقت.
- [۴] حاج علیلو، ب، نکویی صدر، ب، (۱۳۹۰)، ژئوتوریسم، تهران، دانشگاه پیام نور.
- [۵] رقیمی، م، (۱۳۸۴)، ژئومورفولوژی سیستماتیک، گلستان، دانشگاه علوم کشاورزی و منابع طبیعی گرگان.
- [۶] زمانی، ع، (۱۳۷۳)، گناباد، پیر تاریخ، مشهد، نشر مردنیز.
- [۷] زمریدیان م، ج، (۱۳۸۵)، ژئومورفولوژی ایران (جلد دوم)، فرآیندهای اقلیمی و دینامیک های درونی، مشهد، انتشارات دانشگاه فردوسی.
- [۸] قائمی، ح، شهریبور، ح، قائمی، ف (۱۳۸۶)، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گناباد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران.



قابلیت های شهرستان دامغان به عنوان یک هدف زمین گردشگری

مهرداد ناقوسی*

دانش آموخته کارشناسی ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی، دانشگاه دامغان

Mehرداد789123@gmail.com

مهدی صرفی

استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان

m.sarfi@du.ac.ir

امین نوید طلب

استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان

a.navidtalab@du.ac.ir

چکیده

در مفهوم ژئوتوریسم چنین آمده که این واژه اصطلاحی میان رشته محسوب میشود که از ترکیب ژئو و توریسم تشکیل شده است. کلمه توریسم به تنهایی علمی با چند شاخه نظیر اقتصاد، سیاست و فرهنگ است. اما کلمه ژئوتوریسم دامنه مشخصی دارد که بر زمین گردشگری تمرکز دارد. کشور ایران از نظر مناظر و پدیده های زمین شناختی یکی از کامل ترین و غنی ترین مناطق در کل دنیا بشمار می رود. بنابراین با شناساندن و معرفی این پدیده ها می توان گوی سبقت را در صنعت ژئوتوریسم منطقه ربود. شهرستان دامغان با توجه به موقعیت جغرافیایی خود دارای تنوع اقلیمی فراوانی است و پدیده های مختلفی را در خود جای داده است. از پدیده های زمین شناختی کوچک تا بزرگ مقیاس. در این پژوهش سعی شده تا ضمن معرفی اجمالی از ویژگی های تاریخی و فرهنگی شهرستان دامغان، بخشی از پدیده های زمین شناختی جذاب و منحصر بفرد این منطقه معرفی گردد. علاوه بر معرفی هفت اثر تاریخی ارزشمند ۱۶ پدیده بی نظیر زمین شناختی منطقه ارائه شده است. با توجه به پتانسیل های موجود و ایجاد زیرساخت های لازم می توان شهرستان دامغان را به عنوان یک ژئوسایت و منطقه هدف زمین گردشگری معرفی نمود.

کلمات کلیدی: دامغان، ژئوتوریسم، ژئوسایت، زمین شناختی



Capabilities of Damghan city as a Geotourist target

Mehrdad Naghousi*

M. Sc., Stratigraphy & Paleontology, Damghan University

Mehrdad789123@gmail.com

Mehdi Sarfi

Assistant professor, School of Earth Science, Damghan University

m.sarfi@du.ac.ir

Amin Navidtalab

Assistant professor, School of Earth Sciences, Damghan University

a.navidtalab@du.ac.ir

Abstract

The concept of geotourism is an interdisciplinary term that is composed of a combination of geo and tourism. The word tourism alone is a science with several branches such as economics, politics and culture. But the word geotourism has a definite scope that focuses on geological tourism. Iran is one of the most complete and rich regions in the world in terms of landscapes and geological phenomena. Therefore, by introducing these phenomena, we can steal the lead in the region's geotourism industry. Damghan city, due to its geographical location, has a lot of climatic diversity and has accommodated various phenomena. From small to large scale geological phenomena. In this research, while briefly introducing the historical and cultural features of Damghan city, a part of attractive and unique phenomena of this region is introduced. In addition to introducing seven valuable historical monuments, 16 unique geologically phenomena of the region have been presented. According to the existing potentials and create of the necessary infrastructure, Damghan city can be introduced as a geosite and a target area for geotourism.

Keywords: Damghan, Geotourism, Geosite, Geological



۱. مقدمه

زمین‌گردشگری یا ژئوتوریسم به معنای عرضه امکانات خدماتی و تفسیری به منظور توانا ساختن گردشگران برای کسب دانش و درک زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی که با مشارکت آنها در توسعه علوم زمین همراه است، می‌باشد. یکی از مهم‌ترین هدف‌های ژئوتوریسم رمزگشایی طبیعت برای پرکردن اوقات فراغت و افزایش آگاهی‌های زمین‌شناسی و مسائل فرهنگی مرتبط با مسائل زمین‌شناسی برای عموم مردم است. به طور کلی ژئوتوریسم به معنای گردشگری در چشم‌اندازها و پدیده‌های زمین‌شناسی است (حاج‌علیلو و همکاران، ۱۳۹۰). شهرستان دامغان به دلیل قرارگیری در یکی از شاهراه‌های اصلی کشور (مسیر اصلی شرق به غرب کشور و بالعکس) همواره از گذشته تا به حال مورد توجه مسافران و گردشگران قرار داشته است. از آنجایی که این منطقه در بسیاری از منابع تاریخی، مورد توجه مورخان و پژوهشگران قرار گرفته است بنابراین می‌تواند نقش مهمی را در صنعت گردشگری کشور ایجاد کند. در این پژوهش سعی شده تا مهم‌ترین و جذاب‌ترین پدیده‌های زمین‌شناسی و هم‌چنین تاریخی این شهرستان مورد معرفی قرار گیرد تا بتوان این منطقه را به عنوان یک هدف گردشگری برای مسافران داخلی و خارجی در آینده‌ای نزدیک تبدیل کرد.

۲. منطقه مورد مطالعه:

شهرستان دامغان در نیمه شمالی کشور و حد فاصل طول‌های جغرافیایی $54^{\circ}00'$ و $54^{\circ}30'$ و عرض‌های جغرافیایی $36^{\circ}00'$ و $36^{\circ}30'$ قرار دارد. به طور کلی شهر دامغان در جنوب رشته کوه البرز واقع شده است و بلندترین کوه این منطقه کوه کرکسی با ارتفاع ۳۶۲۳ متر در شمال شرقی شهرستان و پایین‌ترین نقطه نیز با ارتفاع ۱۰۶۸ متر در جنوب شرقی دامغان واقع است. آب و هوای مناطق شمالی و کوهستانی زمستان‌های سرد و پر بارش و تابستان‌های معتدل را به همراه دارد در صورتی که در بخش‌های جنوبی شهرستان آب و هوای گرم و خشک و تغییرات دمایی شدید روزانه و سالانه حاکم است. رودخانه‌های اصلی این شهر رود چشمه علی و دامغان رود است که در بخش‌های پایین دست به هم می‌پیوندند. این رودخانه‌ها دبی ۱۲۰۰ لیتر در ثانیه را در برخی از فصول سال به ثبت رسانده‌اند (علوی و همکاران، ۱۳۵۴).

قدیمی‌ترین واحد‌های سنگی منطقه مربوط به پرکامبرین است که شامل سنگ‌های دگرگونی می‌باشد. سازند‌های میلا و لالون رسوبات دوره کامبرین را نشان می‌دهند، هم‌چنین رخنمون‌های سازند شمشک در شمال دامغان مشاهده شده است که اغلب آنها زغال سنگ و فسیل‌های گیاهی هستند. منطقه دامغان به دلیل فعالیت‌های تکتونیکی همواره تحت تاثیر مخاطرات محیطی نظیر زلزله قرار داشته است و گسل‌های فعال منطقه مانند گسل دامغان، گسل طزره و گسل آستانه موید این نکته هستند. یکی دیگر از مهم‌ترین ویژگی‌های اقلیمی دامغان وجود بادهای شدید در منطقه است که علل پیدایش آنها اختلاف فشار زیاد هوا در بخش شمالی و کوهستانی دامغان با بخش‌های کویری و جنوبی آن است. این وزش بادها به قدری شدید هستند که به ندرت می‌توان درخت‌های کهنسال را در منطقه مشاهده نمود (غلامی مایانی، ۱۳۹۷).

۳. تعریف ژئوسایت و انواع آن:

به مکان‌هایی که دارای شکل‌ها و فرآیندهای جالب زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی هستند و امکان ایجاد زیرساخت‌های گردشگری مانند هتل‌ها، اقامتگاه‌های بومگردی، رستوران‌ها و... در آن منطقه باشد، ژئوسایت می‌گویند. به طور کلی جاذبه‌های زمین‌گردشگری (ژئوتوریستی) از نظر اندازه به سه دسته بزرگ مانند کویر مرکزی ایران در سمنان، متوسط مثل چشمه‌های پلکانی باداب سورت و یا کوچک مانند سایت فسیلی سیمه کوه دامغان تقسیم می‌شوند. در شکل ایجاد، ژئوسایت‌ها به دو گروه اولیه و ثانویه تقسیم می‌شوند که به شرح زیر هستند:



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



ژئوسایت‌های اولیه: پدیده‌های ویژه زمین‌شناختی و ژئومورفولوژیکی (هم به صورت طبیعی و هم به صورت مصنوعی) که در محدوده‌هایی مشخص در مناطق روباز رخنمون دارند و دارای اهمیت آموزشی و علمی هستند.
ژئوسایت‌های ثانویه:

به دیگر مناطق ژئوتوریستی مانند موزه‌های علوم زمین یا کتابخانه‌ها و یا محل‌ها و مکان‌های مخصوص وقایع مهم اتفاق افتاده در زمین، تابلوها و تمثال‌های مخصوص که یادآور وقایع گذشته زمین هستند، ژئوسایت ثانویه می‌گویند.

۴. تقسیم بندی ژئوتوریسم

ژئوتوریسم بخشی از صنعت گردشگری است که ژئوسایت‌ها را برای گردشگران مورد توجه قرار می‌دهد. ژئوسایت می‌تواند یک رخنمون سنگی، لایه‌های فسیل‌دار، معادن زیرزمین و روباز و یا یک غار باشد. بنابراین در جدول ۱ به طور مختصر انواع ژئوسایت‌ها برای رونق بخش ژئوتوریسم در کشور ایران آورده شده است (حاج‌علیلو و همکاران، ۱۳۹۰).

جدول ۱: زیرشاخه‌های ژئوتوریسم (ژئوسایت‌های بالقوه)

ماجراجویانه با رویکرد‌های ورزشی	در کوه‌ها، غارها، رودخانه‌ها، دریاچه‌ها، کویر و بیابان	ژئوتوریسم (ژئوسایت‌های بالقوه)
رخنمون‌های جاده‌ای	-	
زمین‌شناسی و شکل‌شناسی زمین	فرآیندهای زمین مثل آتشفشان‌ها شکل‌های زمین مثل پیچ‌های رودخانه	
بناهای صخره‌ای، سنگی و دست‌کند	مصالح به کار رفته یا نوع سازند‌های سنگی	
معادن کاری	معادن در حال استخراج امروزی معادن متروکه معاصر	
فسیل‌های انسان (انسان‌شناسی)	میراث معادن کاری و فلزکاری کهن -	
ژئوتوریسم اکتشافی	ژئوآرکئولوژی (زمین‌باستان‌شناسی) اکتشاف کانی جواهری و فلزات قیمتی	

۵. اهمیت حفاظت از پدیده‌های زمین‌شناسی و منافع حفظ آنها:

دلیل اصلی حفاظت از میراث زمین‌شناختی، مقاصد علمی، آموزشی و بحث تفریح آن برای آیندگان است. عموماً این پدیده‌ها تاریخ چند میلیارد ساله‌ای را همراه خود دارند و در نتیجه یک منبع جذاب برای مقاصد یادگاری هستند. در کشور ایران به دلیل تنوع اقلیمی و جغرافیایی به طور پیوسته از گذشته تا به کنون پدیده‌های مختلف زمین‌شناختی مورد استفاده و بهره‌برداری مردم قرار گرفته است. معادن کاری‌های قدیمی، دست‌یابی به صنعت فلزکاری از جمله این شواهد است. با پیشرفت علم زمین‌شناسی و در کنار آن، گسترده شدن صنعت گردشگری به ویژه بخش ژئوتوریسم، تمامی این پدیده‌ها نیاز به حفاظت دارند. اما به طور کلی منافع حفاظت از این پدیده‌ها در نکات زیر خلاصه شده‌اند:

* نیاز عموم مردم به تفریح و سپری کردن اوقات فراغت در کنار این مکان‌ها.



- * سود بردن جوامع محلی بخصوص جمعیت روستایی از چشم انداز های محلی.
- * استفاده انجمن های زمین شناسی آماتور و گروه های آموزشی از پدیده های مختلف.
- * پژوهشگران و محققان برای شناخت زمین و تغییرات محیطی، نیاز به بازدید مستمر از این پدیده ها دارند.
- * اردوهای زمین شناسی دانشگاه ها و مدارس باید در محدوده این مناطق باشند.

۶. مکان های دارای پتانسیل تبدیل به ژئوسایت در ایران:

همانطور که پیش تر گفته شد، ایران به دلیل تنوع اقلیمی و زمین شناختی خود، پدیده های بسیاری را در دل خود جای داده است. بنابراین می توان از این پدیده ها برای تبدیل به نقاط گردشگری و ایجاد یک ژئوسایت بهره برد. البته باید توجه داشت که ژئوسایت بالقوه وقتی ژئوسایت واقعی قلمداد می شود که در کنار جاذبه ها، عوامل توریستی- زیرساختی نیز در آن مکان ها ایجاد گردد. ژئوسایت های بالقوه ایران از منظر طبیعی و فرهنگی مختصرا به شرح زیر هستند:

از منظر زمین شناسی و ژئومورفولوژی:

بیابان ها و کویر ها، دریاچه ها، تالاب ها، دودکش های جن، کوهستان ها، دره ها، دشت ها، فسیل ها، رودخانه ها، دولین ها، غارها، گنبد های نمکی، تراورتن ها، چشمه های آبگرم، کراتر ها، پیلولاوا ها و منشورهای بازالتی، جزیره ها، جریان های گدازه ای، کانیون ها، گل فشان ها، آبشارها، زمین لغزش ها، سنگ و کانی های مختلف، مخروط افکنه ها، آتشفشان ها و اشکال آتشفشانی، کارست ها و اشکال کارستی و در نهایت سواحل و پدیده های ساحلی.

از منظر معدنی و فرهنگی:

روستاهای آتشفشانی، معادن متروکه، معادن در حال استخراج، معادن شدادی و کهن ایران و بناهای ویژه و تمام سنگ در برخی نواحی طبیعی و در نواحی بشر ساخت.

۷. پتانسیل های شهرستان دامغان برای تبدیل به یک ژئوسایت:

خوشبختانه شهرستان دامغان از منظر زیبایی ها و پدیده های زمین شناختی به طور کامل پتانسیل تبدیل شدن به قطب گردشگری منطقه در کشور را دارا است. هم چنین در بحث زمین گردشگری موضوعات تاریخی نیز دارای اهمیت می باشند. شهرستان دامغان از نظر جنبه های فرهنگی- تاریخی نیز کاملا غنی بوده و حتی مجال بحث در این مقاله را نمی گنجد. بنابراین در ابتدا به طور کاملا مختصر به ویژگی های تاریخی شهرستان پرداخته میشود و پس از آن به معرفی برخی از پدیده های زمین شناختی منطقه می پردازیم. از مهم ترین شاخصه های فرهنگی تاریخی شهرستان دامغان می توان به موارد زیر اشاره کرد:

هکاتوم پیلوس یا شهر صد دروازه: به عقیده ی بسیاری از پژوهشگران دامغان همان شهر معروف هکاتوم پیلوس (پایتخت پارت ها) است که یونانیان باستان به دلیل تعداد زیاد دروازه های شهر نام آن را هکاتوم پیلوس یا صد دروازه نهاده بودند. البته مرکز دقیق این شهر هنوز مشخص نشده و تلاش باستان شناسان و تاریخ پژوهان را برای یافتن این حقیقت به یاری می طلبد.

مرکز ایالت قومس: شهرستان دامغان چه در زمان قبل از اسلام و چه در زمان اسلام شهری بزرگ و آباد بوده است و حتی در زمان اشکانیان نیز پایتخت زمستانی این حکومت بوده است. ایالت قومس تا قبل از تسلط افغان ها یکی از بزرگ ترین و آباد ترین ایالات ایران بوده که پس از آن رو به ویرانی برده است.



مجموعه تاریخی تپه حصار: وجود نشانه های تمدن مربوط به دو تا سه هزار سال پیش از میلاد مهم ترین شاخصه این منطقه است. محدوده تپه حصار در ۲ کیلومتری جنوب دامغان واقع شده و به سه دوره تاریخی منسوب می‌شود. آثار فلز کاری، آثار سفالی همگی از یافته های این منطقه هستند. در سال های اخیر متاسفانه به علت عبور دو ران ریل آهن مسیر تهران به مشهد و بالعکس، این منطقه در معرض آسیب جدی قرار گرفته است. حفظ این بنای ارزشمند، اهمیت بسیار بالایی برای علاقه مندان به باستان شناسی دارد.

منطقه مهماندوست: منطقه ای در شرق دامغان به طرف شاهرود در نزدیکی روستایی به همین نام محل شکست لشکر افغان از نادر شاه افشار در جنگ مهماندوست است. این رخداد تاریخی یکی از پتانسیل های جذب گردشگر در منطقه بشمار می‌آید.

قلعه های معروف دامغان:

- **قلعه گرد کوه:** دژ گنبدان یا گرد کوه قلعه ای از جنس سنگ و گچ می‌باشد که در غرب دامغان و نزدیک روستای قدرت آباد واقع است. معروفیت این قلعه بیشتر به خاطر فرقه اسماعیلیه بوده است. هم چنین در شاهنامه نیز چندین مرتبه از این قلعه نام برده شده است و محل زندانی شدن اسفندیار فرزند گرشاسب بوده است. این قلعه ۲۰۰ سال تحت مالکیت اسماعیلیان بود که سرانجام پس از ۲۰ سال محاصره شدن و مقاومت جانانه به عنوان آخرین قلعه اسماعیلیان در برابر لشکر مغول شکست خورده و دژ سقوط می‌کند.

- **قلعه منصور کوه:** در ۲۵ کیلومتری شمال غرب دامغان و بر فراز کوه های مشرف بر روستای منصور کوه این قلعه قرار گرفته است. به عقیده مردمان محلی این قلعه به عنوان زندان مخالفان اسماعیلیه مورد استفاده قرار گرفته است. وجود این قلعه کهن با سنی بیش از ۱۰۰۰ سال در منطقه و طبیعت چشم نواز کوه های اطراف می‌تواند یک منطقه بسیار زیبا برای علاقه مندان به کوهنوردی و گردشگری باشد.

- **قلعه مهر نگار:** در مسیر جاده دامغان به چشمه علی در ۸ کیلومتری روستای آستانه کوه نسبتاً بلندی قرار دارد که این قلعه بر فراز آن ساخته شده. مسیر رسیدن به قلعه تقریباً صعب العبور است اما حفاری های غیر مجاز در اطراف آن دیده می‌شود. افسانه های زیادی برای این قلعه گفته شده که معروف ترین آن خیانت مهرنگار دختر پادشاه قلعه به پدرش می‌باشد. نحوه قرار گیری قلعه به شکلی است که منطقه بسیار وسیعی در میدان دید آن قرار دارد که این نشان از با اهمیت بودن مکان این قلعه دارد.

پس از معرفی مختصر و کمی از ویژگی های تاریخی-فرهنگی شهرستان دامغان، به معرفی جاذبه های زمین گردشگری این شهرستان و محدوده های اطراف آن می‌پردازیم:

کویر حاج علی قلی: به فاصله ۴۳ کیلومتری جنوب دامغان با عبور از روستای خورزان به کویر حاج علی قلی می‌رسیم. وسعت این منطقه ۶۵۴۱ کیلومتر مربع می‌باشد. چند ضلعی های هندسی و منظره بلورین و سفید رنگ نمک چشم انداز بسیار زیبایی را برای گردشگران ایجاد می‌کند. باید در نظر داشت سفر به این منطقه در فصل گرم سال مناسب نبوده و بهترین زمان سفر بین ماه های فروردین تا خرداد است.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020

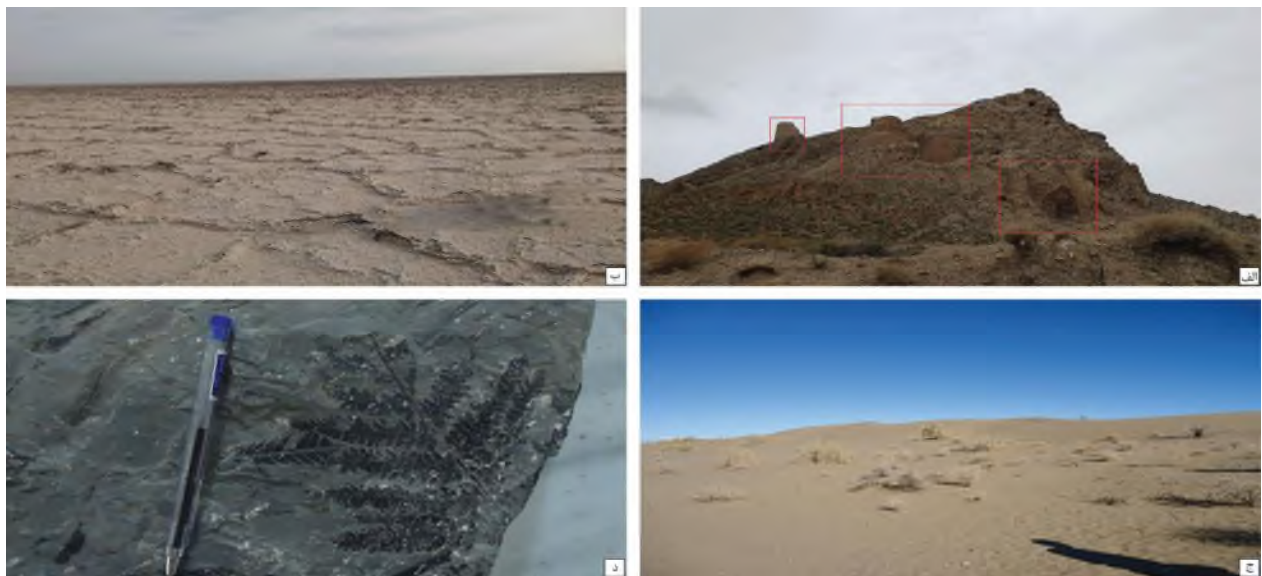


رمل های ماسه منطقه جنوب دامغان: مناظر دیدنی از شن های روان، تپه های ماسه ای و برخان ها در محدوده روستاهای حسن آباد تا یزدان آباد در ۷۵ کیلومتری جنوب دامغان، ویژگی ارزشمند و منحصر به فردی برای منطقه است. با ایجاد زیر ساخت های مناسب می‌توان در برخی از ورزش های بیابانی نظیر کویر نوردی و مسیر های آفرود از این منطقه به نحو احسن استفاده نمود.

سایت فسیلی سیمه کوه: از مسیر دامغان به چشمه علی در فاصله ۱۰ کیلومتری دامغان در ضلع شرقی معدن بالاست، سایت فسیلی سیمه کوه قرار دارد. مهم ترین خانواده‌ی فسیلی این منطقه تریلوبیت ها هستند که مورد توجه و علاقه بسیاری از دیرینه شناسان قرار دارند. همه ساله پژوهشگران زیادی برای مطالعات خود به این منطقه مراجعه می‌کنند. قابل ذکر است که جنس Damghanampyx در سال ۲۰۰۷ در این منطقه معرفی شده است (Ghobadi pour et al., 2007) بنابراین این محدوده یکی از بهترین نقاط برای مبحث علمی- آموزشی ژئوتوریسم است.

برش الگوی سازند میلا: برش الگوی این سازند توسط محققان در میلا کوه دامغان به ضخامت ۵۸۵ متر معرفی شده است. که به ۵ عضو تقسیم شده است. این سازند شامل فسیل های فراوانی مانند بازوپایان و تریلوبیت ها است و یکی از بهترین مناطق برای پتانسیل های آموزشی و علمی بوده که روایت گر بخشی از وقایع رخ داده بر زمین در کشور است (آقنباتی، ۱۳۸۳).

روستای طزره: معروفیت این روستا بیشتر به خاطر معادن غنی از زغال سنگ آن است. موقعیت این روستا در شمال شرقی شهرستان دامغان قرار دارد. معادن غنی از زغال سنگ، فسیل های گیاهی و تنه های درختی فسیل شده از مهم ترین جاذبه های دیدنی این منطقه هستند.



شکل ۱: الف) بقایای قلعه تاریخی منصور کوه در روستای منصور کوه (با کادر قرمز مشخص شده اند). ب) کویر نمک حاج علی قلی و چند ضلعی های تشکیل شده بر سطح آن. ج) رمل های ماسه ای کویر حسن آباد. د) نوعی از فسیل های گیاهی یافت شده در ناحیه طزره. (منبع: نگارنده)



چشمه پیر خوشدر (خوشر): منطقه توریستی پیر خوشدر در ۴۰ کیلومتری شمالی دامغان در مسیر دامغان به دیباج قرار دارد. وجود آبشار و چشمه پیر خوشدر زیبایی خاصی را به منطقه هدیه داده است. هم چنین مناظر دیدنی و چشم نواز کوه های اطراف به زیبایی های آن افزوده است. با توجه به وجود برخی از زیرساخت ها می‌توان در بسیاری از ایام سال از این منطقه بازدید نمود.

رخنمون های جاده ای: در مسیر دامغان به طرف چشمه علی در نزدیکی جاده منتهی به دریاچه سد دامغان رخنمون های بسیار زیبا و چشم نوازی از سازند توفی کرج نمایان می‌شوند که با رنگ سبز مایل به نیلی خود جلوه خاصی را به این منطقه داده اند. هم چنین در ادامه مسیر در ابتدای جاده روستای منصور کوه پادگانه های آبرفتی با رخنمون های بسیار زیبا یکی دیگر از شگفتی های این منطقه به حساب می‌آیند.

معادن زرکوه: در محدوده کوه های جنوب دامغان معادن طلا و فیروزه قابل استخراج وجود دارد که از گذشته مورد بهره برداری قرار گرفته اند. این منطقه می‌تواند یک مکان بسیار خوب برای گردشگران در زمینه گردشگری ماجراجویانه باشد. علاوه بر معادن فوق بسیاری از معدن های دیگر نیز نظیر معدن ذغال سنگ طزره و معادن سرب و بنتونیت نیز در دامغان مورد استفاده قرار دارند.

علم نجوم و ستاره شناسی: مناطق کویری به دلیل برخوردار بودن از آسمانی صاف و فاقد آلودگی های نوری یکی از مناطق مورد علاقه برای علاقه مندان به علم نجوم و ستاره شناسی است. محدوده شهرستان دامغان یکی از بهترین این مناطق برای این امر است. خوشبختانه وجود یک رصدخانه در دانشگاه دامغان، بخشی از زیر ساخت های لازم برای رسیدگی به این امر را مهیا نموده است. با مدیریت صحیح و کارآمد می‌توان از این ویژگی به بهترین شکل استفاده نمود.

چشمه غلغل: در ۳۰ کیلومتری جاده دامغان به طرف سمنان در سمت راست جاده به روستاهای تویه و دروار می‌رسیم. چشمه غلغل و منطقه گردشگری چشمه انگورستانی از جاذبه های توریستی این روستاهای ییلاقی هستند. همه ساله بسیاری از مردم شهرستان دامغان در فصول گرم سال برای گذراندن اوقات فراغت به این منطقه مراجعه می‌کنند.

تپه های مریخی: دیدن مناظری شبیه به سیاره مریخ در سطح زمین یکی دیگر از شگفتی های شهرستان دامغان است. در ۱۳۰ کیلومتری جنوب دامغان در محدوده روستای رشم با این مناظر دیدنی و شگفت انگیز روبرو می‌شویم. مناظری بسیار جذاب که چشم هر گردشگری را به خود خیره می‌کند. از دیگر رخنمون های این پدیده شگفت انگیز می‌توان به کوه های شرقی منطقه تویه رودبار در مسیر روستای نمکه اشاره کرد.

مجموعه چشمه علی: در ۳۰ کیلومتری شمال شهر دامغان مجموعه تاریخی چشمه علی قرار دارد. خوشبختانه به دلیل رسیدگی به این مجموعه، این چشمه و محیط پیرامون آن یکی از توریستی ترین مناطق شهر دامغان به حساب می‌آید. علاوه بر وجود چشمه علی و رودخانه آن، وجود دو عمارت مربوط به قاجاریان به زیبایی های این منطقه افزوده است.

غار شیربند: برای دسترسی به غار شیربند باید به سمت روستای جزن حرکت کرد. غار شیربند یکی از مناطق دیدنی و بکر بشمار می‌رود. طول تقریبی آن ۲۵۰ متر است و ساخت های رسوبی بسیار زیبایی در درون غار قابل مشاهده است. بهترین زمان بازدید از غار فصل بهار و نیمه اول پاییز است.



تنگه زندان: این تنگه در ۱۷ کیلومتری شرق شهرستان دیباج قرار دارد و یکی از جاذبه های بی بدیل کوهستانی منطقه بشمار می‌رود. دیواره های صخره ای و مرتفع و جریان داشتن آبی زلال و گوارا زیبایی های این تنگه را دو چندان کرده است.

گسل های مهم اطراف دامغان: از زمان های بسیار قدیم یکی از مهم ترین مخاطرات محیطی منطقه زلزله بوده است. وجود گسل های فراوان در منطقه موید این رخداد است. مهم ترین گسل های این منطقه گسل عطاری که خود به نوعی جداکننده بلوک های ایران مرکزی و البرز است به همراه گسل آستانه در شمال دامغان و گسل دامغان، همگی می‌توانند یک محیط آموزشی و علمی را برای بازدید هایی با محوریت پژوهشی برای گردشگران، فراهم آورند.

چشمه های پلکانی باداب سورت: چشمه های تراورتنی باداب سورت با چینش پلکانی خود به یکی از زیباترین و منحصر بفرد ترین پدیده های زمین شناختی ایران و حتی دنیا تبدیل شده است. چشمه های پلکانی به رنگ های زرد تا نارنجی در قله کوه های روستای ارست واقع در ۶۵ کیلومتری شمال دامغان قرار دارد. البته این نکته باید مورد توجه قرار گیرد که این پدیده شگفت انگیز در محدوده استان مازندران و شهرستان ساری در بخش چهاردانگه قرار دارد اما به علت راه های دسترسی راحت تر و نزدیکی به شهرستان دامغان به عنوان یکی از آثار شگفت انگیز این منطقه نام برده شد.



شکل ۲: الف) منطقه توریستی - گردشگری پیرخوشدر. ب) کوه های مریخی واقع در مسیر پیرخوشدر به نمکه. ج) رخنمون های جاده ای توف کرج در مسیر دامغان به چشمه علی. د) چشمه های پلکانی تراورتن باداب سورت. (منبع: نگارنده).

نتیجه گیری:

در تعریف ژئوتوریسم پایدار چنین آمده که: توریسمی است که با استفاده از امکانات محلی و با کمک مردم بومی توسعه می‌یابد (حاج علیلو و همکاران، ۱۳۹۰). ابتکار ژئوتوریسم که مورد پذیرش مردم نیز قرار دارد فرصت کسب علم زمین شناسی را همراه با



کمک به حفظ طبیعت فرآهم ساخته است. در واقع حیات بشری به آگاهی مردم از زمین و مدیریت و اداره درست آن توسط دولتمردان وابسته است. با توجه به تمامی نکات بالا می‌توان با مدیریت صحیح و کارآمد و هم چنین معرفی پدیده های مختلف زمین شناسی در هرمنطقه از کشور به اقتصاد بومیان آن منطقه کمک کرد تا شاهد رونق گرفتن اقتصادی پویا در میان مردم بود. در این پژوهش سعی بر آن بود تا بخشی از پتانسیل های زمین گردشگری شهرستان دامغان برای علاقه مندان به صنعت ژئوتوریسم، معرفی گردد تا بتوان با تلاش در جهت ساخت زیرساخت های مورد نیاز این صنعت را در شهرستان دامغان توسعه داد. در نهایت می‌توان به این نکته اشاره کرد که بر اساس داده های موجود درآمد حاصل از این صنعت در نقاط محروم و کم درآمد بسیار امید بخش بوده است. به طوریکه در کشور چین که بیش از ۱۸ ژئوپارک ثبت شده در یونسکو را دارا است درآمد روستاییان مجاور ژئوپارک ها ۱۶ برابر شده است.

منابع

- [۱] آقانباتی، ع، (۱۳۸۳)، زمین شناسی ایران. تهران: سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [۲] حاج علیلو، ب، نکویی صدر، ب، (۱۳۹۰)، ژئوتوریسم، تهران، دانشگاه پیام نور.
- [۳] علوی، م، صالحی راد، ر، (۱۳۵۴)، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، تهران.
- [۴] غلامی مایانی، الف، (۱۳۹۷)، دامغان قطب گردشگری، تهران، اندیشه معاصر.
- [5] Ghobadi pour M, Vidal, M, Hosseini-Nezhad, M, (2007), An Early Ordovician Trilobite assemblage from the Lashkarak Formation, Damghan area, northern Iran, France, Geobios 40 (2007) 489–500.

ژئوفیزیک



مغناطیس‌سنجی هوابرد با استفاده از پهپاد، مطالعه موردی

هاشم شاهسونی*

استادیار دانشگاه کردستان گروه مهندسی معدن

h.shahsavani@uok.ac.ir

چکیده

مغناطیس‌سنجی کاربردهای بسیار زیادی در اکتشاف مواد معدنی، اکتشاف نفت، زمین‌شناسی، باستان‌شناسی، اکتشاف مهمات منفجر نشده یا مین‌های مدفون، اکتشاف مصنوعات فلزی و غیره دارد. این روش که به بررسی تغییرات شدت میدان مغناطیسی زمین می‌پردازد، یکی از شاخه‌های علم ژئوفیزیک می‌باشد. یکی از ویژگی‌های این روش ژئوفیزیکی برداشت داده به صورت هوابرد و با استفاده از هواپیما یا بالگرد می‌باشد. به این ترتیب می‌توان منطقه وسیعی را پوشش داد. مزایای بسیار زیاد پهپادها نظیر کاهش خطرات جانی، قیمت مناسب، هزینه تعمیر و نگهداری اندک، هزینه عملیاتی پایین، مکان‌یابی بسیار دقیق و انعطاف‌پذیری مناسب آن‌ها باعث شده است تا پهپادها به ابزار مورد علاقه ژئوفیزیک‌دانان در برداشت‌های مغناطیس‌سنجی هوابرد تبدیل شود. یکی از مشکلات اصلی در برداشت‌های مغناطیس‌سنجی هوابرد با استفاده از پهپادها ساختار حسگرهای مغناطیس‌سنج می‌باشد. آن‌ها معمولاً سنگین هستند و نیز اندازه بزرگ و مصرف انرژی بالایی دارند. این معایب باعث شده است تا این حسگرها برای نصب و استفاده روی پهپاد مناسب نباشند. حسگرهایی از نوع سیستم میکرو الکترو مکانیکی معروف به ممز، که بیشتر به منظور استفاده در سیستم‌های ناوبری توسعه و معرفی شده‌اند ویژگی‌های منحصر به فردی مانند سبکی، کوچکی، دقت و قیمت مناسب دارند. در این مطالعه یکی از حسگرهای ممز که دقت مناسبی دارد انتخاب و راه‌اندازی شده است. سپس حسگر مربوطه روی یک پهپاد چند موتوره نصب شده و برداشت‌هایی بروی یک خودرو به عنوان یک بی‌هنجاری فلزی انجام گرفته است. نتایج این برداشت‌ها محل بی‌هنجاری فلزی را به خوبی آشکار ساخته است. نتایج امیدوارکننده این تحقیق امکان استفاده از پهپاد در مغناطیس‌سنجی هوابرد را در مرحله اکتشاف مقدماتی آشکار ساخته است.

کلمات کلیدی: مغناطیس‌سنجی، پهپاد، حسگر، ممز



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



Aeromagnetic with Unmanned Aerial Vehicle (UAV), a case study

Hashem Shahsavani*

Assistant Professor, Department of Mining Engineering, University of Kurdistan

h.shahsavani@uok.ac.ir

Abstract

Magnetometry has a variety of application in the field of mineral and oil exploration, geology, archeology, ordnance exploration, or artificial metallic burier exploration. This method, which measures the variations of Earth's magnetic intensity, is one of the geophysical science branches. It is possible to perform a magnetometry survey with an airplane or helicopter. In this way, a wide area can be covered by this method. Thanks to the many advantages of UAVs like, reduce the life risk, cost-effective, low cost of maintenance, low operating costs, precise positioning system, and flexibility, the geophysicists have been interested in using them for magnetometry surveys. The main drawback of aeromagnetic with UAVs is the structure of traditional magnetometers. They are heavy, big in size, and consume high energy. Hence, using a conventional magnetometer on a UAV is not adequate. The Micro Electro Mechanical System (MEMS) sensors that have been introduced and developed mainly for navigation of the vehicles have unique features. For instance, they have a small size and low weight, and they are cost-effective, and they have an acceptable sensitivity. In this study, we select an adequate MEMS sensor that has been chosen and installed on a multirotor. Then we performed a survey on a car as an iron anomaly. The results show the position of the iron anomaly precisely. Our promising results have revealed the possibility of using UAV for the prospecting.

Keywords: Magnetometry, UAV, Sensor, MEMS



۱. مقدمه

مغناطیس سنجی یکی از روش‌های ژئوفیزیکی است که به صورت گسترده‌ای به منظور پی‌جویی مواد معدنی مورد استفاده قرار دارد [1]. ویژگی‌های حسگرهای مورد استفاده در این روش ژئوفیزیکی به گونه‌ای است که می‌توان برداشت‌های مغناطیس سنجی را به صورت هوایی نیز انجام داد. در این صورت روش مربوطه را مغناطیس سنجی هوایرد می‌نامند. مغناطیس سنجی هوایرد با استفاده از بالگرد یا هواپیما به عنوان یک روش مرسوم و سنتی انجام می‌شود. در روش سنتی از آن جایی که هواپیما یا بالگرد با ارتفاع ۱۰۰ متر و بیشتر از سطح زمین پرواز کند [2] می‌تواند منطقه وسیعی را پوشش دهد. اما این امر موجب کاهش قدرت تفکیک بی‌هنجاری‌های شدت میدان مغناطیسی زمین از یکدیگر می‌شود [3,4].

با معرفی پهپاد در حدود ۹۵ سال پیش با کاربردهای نظامی، به تدریج دانشمندان در علوم مختلف علاقه مند به استفاده از آن‌ها شدند [5]. علمی مانند زمین‌شناسی، اکولوژی، کشاورزی، جنگلداری و غیره از جمله آن‌ها می‌باشند [9-6]. دلیل افزایش کاربرد پهپادها در علوم مختلف مزایای آن‌ها نسبت به پرنده‌های سنتی یعنی بالگرد و هواپیما می‌باشد. این مزایا شامل عدم خطر جانی، سرعت برداشت بالا، مکان‌یابی بسیار دقیق، قیمت پایین، هزینه نگهداری اندک، کارآمدی مناسب و سهولت به‌کارگیری آن‌ها می‌باشد [10-13]. با همه‌گیر شدن پهپادها ژئوفیزیک دانان نیز علاقه مند به استفاده از آن‌ها در مغناطیس سنجی هوایرد شده‌اند [13-25]. داده‌های مغناطیس سنجی هوایرد با پهپاد، می‌تواند جای خالی بین داده‌های برداشت شده هوایی [4,26]، به روش سنتی با پوشش وسیع و قدرت تفکیک پایین، با داده‌های برداشت شده زمینی [27,28]، با پوشش اندک و قدرت تفکیک بالا، را پر نماید.

یکی از مشکلات سر راه استفاده از پهپاد در مغناطیس هوایرد ساختار حسگرهای مغناطیس سنجی می‌باشد. آن‌ها معمولاً سنگین و بزرگ هستند و مصرف انرژی بالایی دارند. اخیراً حسگرهای سیستم میکرو الکترومکانیکی^۱ معروف به ممز معرفی شده‌اند. این حسگرها که بسیار سبک و کوچک می‌باشند دارای دقت قابل قبولی می‌باشند. آن‌ها بیشتر به منظور ناوبری وسایل نقلیه توسعه داده شده‌اند. در این مطالعه یکی از حسگرهای ممز که دارای دقت مناسبی است راه‌اندازی شده و روی یک پهپاد نصب شده است. سپس برداشت‌هایی به صورت پروفیل‌های رفت و برگشت روی یک خودرو به عنوان یک بی‌هنجاری فلزی انجام شده است. نتایج بدست آمده بسیار امیدوارکننده می‌باشد.

۲. نحوه نصب حسگر روی پهپاد

یکی از چالش‌های برداشت مغناطیس سنجی با استفاده از پهپاد اثرات نوفه مغناطیسی آن بر روی مغناطیس سنج می‌باشد. قسمت اعظم این نوفه توسط موتورهای بی‌جاروبک^۲ پهپاد تولید می‌شود. روش‌های زیادی برای از بین بردن این نوفه‌ها پیشنهاد شده است. به عنوان مثال پیشنهاد شده است از روش جبرانی استفاده شود. این شیوه بر اساس همان روش جبرانی است که در مغناطیس سنجی هوایرد به روش‌های سنتی استفاده می‌شده است [29]. ایراد روش جبرانی نصب یک مغناطیس سنج اضافه بر روی پهپاد و پردازش‌های پیچیده می‌باشد. روش دیگر حذف نوفه پهپاد، دور نگه داشتن حسگر مغناطیس سنج از پهپاد حین برداشت است. به این ترتیب حسگر مغناطیس سنج را با استفاده از یک طناب در زیر مغناطیس سنج آویزان می‌کنند [23] و یا با استفاده از یک میله از پهپاد دور نگه می‌دارند [17]. پیشنهاد شده است فاصله حسگر تا پهپاد در صورتی که به وسیله طناب در زیر آن آویزان شده است حدود سه متر باشد [17,23]. در این تحقیق حسگر با استفاده از طناب در زیر آن آویزان شده است، شکل ۱ را ببینید.

¹- Micro Electro Mechanical System (MEMS)

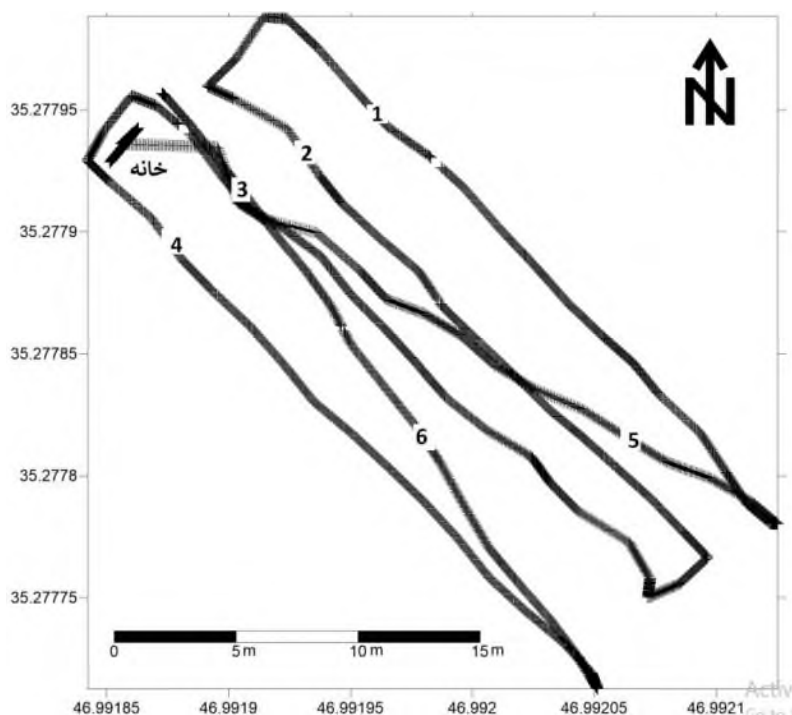
²- Brushless



شکل ۱. نحوه آویزان کردن حسگر از پهپاد (مکان: زمین چمن دانشگاه کردستان)

۳. برداشت داده

به منظور برداشت داده تعداد چهار پروفیل به طول ۳۰ متر به گونه ای طراحی شده است تا به طور کامل خودرو را پوشش دهد. پروفیل پنج مسیر پرواز پهپاد از خانه (نقطه ای که پرنده در ابتدا شروع به پرواز کرده است و در انتها فرود آمده است) به ابتدای پروفیل یک و پروفیل شش مربوط به مسیر پرواز پهپاد از انتهای پروفیل ۴ به محل خانه می باشد. این پروفیل ها در شکل ۲ نشان داده شده اند. همچنین در شکل ۳ عبور پهپاد از روی خودرو نشان داده شده است.



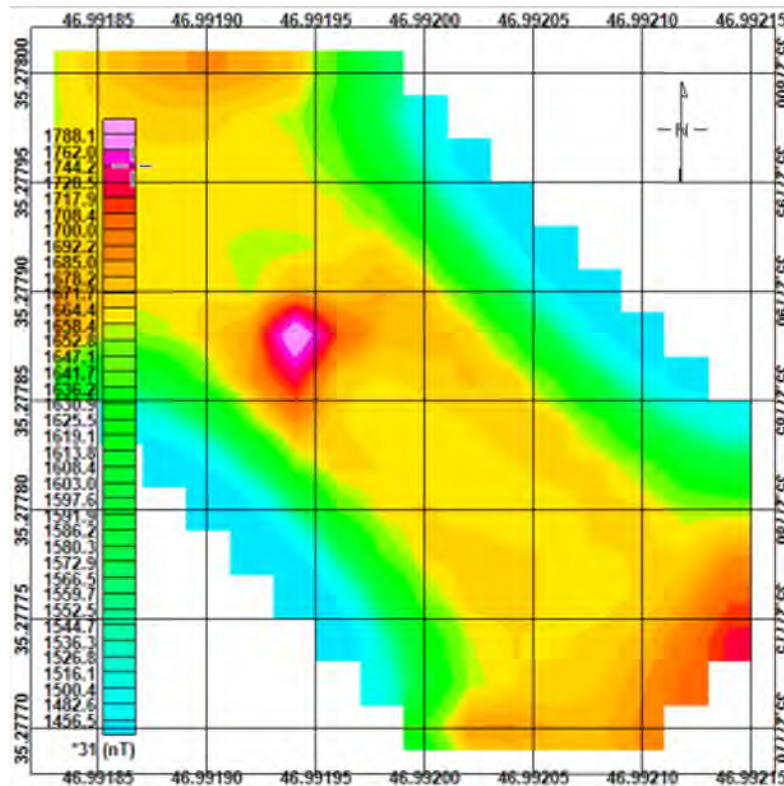
شکل ۲. مسیرهای پرواز پهپاد (مکان: محوطه دانشگاه کردستان)



شکل ۳. عبور پهپاد از روی خودرو به عنوان یک بی‌هنجاری فلزی (مکان: محوطه دانشگاه کردستان)



سرعت افقی حرکت پهنپاد دو متر بر ثانیه انتخاب شده است و از آنجایی که نرخ نمونه برداری حسگر ۴۰ هرتز می باشد فاصله دو نمونه برداشت شده از هم برابر پنج سانتیمتر می باشد. داده های برداشت شده با نرم افزار اوسیسی مونتاژ پردازش شده است. نتایج این پردازش ها در شکل ۴ نشان داده شده است. همان طور که در این شکل مشاهده می شود محل خودرو به خوبی آشکار سازی شده است.



شکل ۴. نقشه شدت میدان مغناطیسی (مکان: محوطه دانشگاه کردستان)

۳. نتایج و بحث روی نتایج

استفاده از پهنپاد در علوم مختلف روز به روز در حال گسترش می باشد. به دلیل مزایای بسیار زیاد پهنپادها ژئوفیزیک دانان نیز علاقه مند به استفاده از آن ها در زمینه مغناطیس سنجی هوابرد شده اند. با پیشرفت تکنولوژی حسگرهای مغناطیس سنج سبک تر و کم مصرف تر به بازار عرضه شده است که برای نصب بر روی پهنپادها مناسب تر می باشند. در این مطالعه یک حسگر مغناطیس سنج ممز راه اندازی شده و روی پهنپاد نصب شد. سپس برداشت هایی بر روی یک خودرو به عنوان یک بی هنجاری فلزی انجام شد. نتایج برداشت ها در نرم افزار اوسیسی مونتاژ پردازش شده و حضور بی هنجاری فلزی حاصل از خودرو به خوبی آشکار شد. این نتایج نشان می دهد استفاده از پهنپاد به منظور مغناطیس سنجی هوابرد با استفاده از حسگرهای ممز موثر و امکان پذیر است. پیشنهاد می شود از این سیستم بر روی یک ذخیره فلزی واقعی پیاده سازی شود و داده های مربوطه به منظور اعتبار سنجی با داده های مغناطیس سنجی زمینی مقایسه شود.



منابع

- [1] Dentith M, Mudge ST. Geophysics for the mineral exploration geoscientist. Cambridge (UK): University Press; 2014.
- [2] Camara E, Guimarães S. Magnetic airborne survey - Geophysical flight. *Geosci Instrumentation, Methods Data Syst* 2016;5:181–92. doi:10.5194/gi-5-181-2016.
- [3] Hood P, Ward SH. Airborne Geophysical Methods. *Adv. Geophys.*, vol. 13, Elsevier; 1969, p. 1–112. doi:10.1016/S0065-2687(08)60508-7.
- [4] Luyendyk APJ. Processing of airborne magnetic data. *AGSO J Aust Geol Geophys* 1997;17:31–8.
- [5] Singhal G, Bansod B, Mathew L. Unmanned Aerial Vehicle classification , Applications and challenges : A Review. Preprint 2018.
- [6] Anderson K, Gaston KJ. Lightweight unmanned aerial vehicles will revolutionize spatial ecology. *Front Ecol Environ* 2013. doi:10.1890/120150.
- [7] Bemis SP, Micklethwaite S, Turner D, James MR, Akciz S, T. Thiele S, et al. Ground-based and UAV-Based photogrammetry: A multi-scale, high-resolution mapping tool for structural geology and paleoseismology. *J Struct Geol* 2014;69:163–78. doi:10.1016/j.jsg.2014.10.007.
- [8] Candiago S, Remondino F, De Giglio M, Dubbini M, Gattelli M. Evaluating multispectral images and vegetation indices for precision farming applications from UAV images. *Remote Sens* 2015. doi:10.3390/rs70404026.
- [9] Wallace L, Lucieer A, Watson C, Turner D. Development of a UAV-LiDAR system with application to forest inventory. *Remote Sens* 2012. doi:10.3390/rs4061519.
- [10] Bendig J, Bolten A, Bennertz S, Broscheit J, Eichfuss S, Bareth G. Estimating biomass of barley using crop surface models (CSMs) derived from UAV-based RGB imaging. *Remote Sens* 2014. doi:10.3390/rs61110395.
- [11] Dash JP, Watt MS, Pearse GD, Heaphy M, Dungey HS. Assessing very high resolution UAV imagery for monitoring forest health during a simulated disease outbreak. *ISPRS J Photogramm Remote Sens* 2017. doi:10.1016/j.isprs.2017.07.007.
- [12] Tian J, Wang L, Li X, Gong H, Shi C, Zhong R, et al. Comparison of UAV and WorldView-2 imagery for mapping leaf area index of mangrove forest. *Int J Appl Earth Obs Geoinf* 2017. doi:10.1016/j.jag.2017.05.002.
- [13] Barnard JA. The use of unmanned aircraft in oil, gas and mineral e+P activities. 78th Soc Explor Geophys Int Expo Annu Meet SEG 2008 2008:1132–6.
- [14] Parvar K, Braun A, Layton-Matthews D, Burns M. UAV magnetometry for chromite exploration in the Samail ophiolite sequence, Oman. *J Unmanned Veh Syst* 2018;6:57–69.
- [15] Kaneko T, Koyama T, Yasuda A, Takeo M, Yanagisawa T, Kajiwaru K, et al. Low-altitude remote sensing of volcanoes using an unmanned autonomous helicopter: An example of aeromagnetic observation at Izu-Oshima volcano, Japan. *Int J Remote Sens* 2011;32:1491–504. doi:10.1080/01431160903559770.
- [16] Samson C, Straznický P, Laliberté J, Caron R, Ferguson S, Archer R, et al. Designing and building an unmanned aircraft system for aeromagnetic surveying. *SEG Ext Abstr* 2010;29:1167–71.
- [17] Cherkasov S, Kapshtan D. Unmanned Aerial Systems for Magnetic Survey. *Drones - Appl., InTech*; 2018, p. 135–48. doi:10.5772/intechopen.73003.
- [18] Hammack R, Veloski G, Sams J. Using drone magnetic and LidAR surveys to locate unmarked, abandoned wells prior to unconventional oil and gas development. *SPE/AAPG/SEG Unconv. Resour. Technol. Conf. 2018, URTC 2018, 2018*. doi:10.15530/urtec-2018-2891559.
- [19] Hashimoto T, Koyama T, Kaneko T, Ohminato T, Yanagisawa T, Yoshimoto M, et al. Aeromagnetic survey using an unmanned autonomous helicopter over Tarumae volcano, northern Japan. *Explor Geophys* 2014;45:37–42. doi:10.1071/EG12087.
- [20] Pei Y, Liu B, Hua Q, Liu C, Ji Y. An aeromagnetic survey system based on an unmanned autonomous helicopter: Development, experiment, and analysis. *Int J Remote Sens* 2017;38:3068–83. doi:10.1080/01431161.2016.1274448.
- [21] Schultz G, Mhaskar R, Prouty M, Miller J. Integration of micro-fabricated atomic magnetometers on military systems. *Detect Sens Mines, Explos Objects, Obs Targets XXI* 2016;9823:982318. doi:10.1117/12.2224192.
- [22] Eck C, Imbach B. Aerial Magnetic Sensing With an Uav Helicopter. *ISPRS - Int Arch Photogramm Remote*



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



Sens Spat Inf Sci 2011;XXXVIII-1/:81–5. doi:10.5194/isprsarchives-xxxviii-1-c22-81-2011.

[23] Malehmir A, Dynesius L, Paulusson K, Paulusson A, Johansson H, Bastani M, et al. The potential of rotary-wing UAV-based magnetic surveys for mineral exploration: A case study from central Sweden. *Lead Edge* 2017;36:552–7. doi:10.1190/tle36070552.1.

[24] Macharet DG, Perez-Imaz HIA, Rezeck PAF, Potje GA, Benyosef LCC, Wiermann A, et al. Autonomous aeromagnetic surveys using a fluxgate magnetometer. *Sensors (Switzerland)* 2016;16:1–19. doi:10.3390/s16122169.

[25] Stoll J, Moritz D. Unmanned aircraft systems for rapid near surface geophysical measurements. 75th EAGE Conf. Exhib. Inc. SPE Eur. 2013, 2013. doi:10.5194/isprsarchives-xl-1-w2-391-2013.

[26] Hood P, Ward SH. Airborne Geophysical Methods. *Adv Geophys* 1969;13:1–112. doi:10.1016/S0065-2687(08)60508-7.

[27] Hinze PWJ, von Frese RRB, Saad AH. Gravity and Magnetic Exploration: Principles, Practices, and Applications. Cambridge University Press; 2013.

[28] Everett M. Near-Surface Applied Geophysics. Cambridge University Press; 2013.

[29] Noriega G. Aeromagnetic Compensation in Model Stability , and Robustness 2015;12:117–21. doi:10.1109/LGRS.2014.2328436.



تأثیر تراوایی بر کاهش سرعت موج استونلی: راستی آزمایی یک انگاره در مخازن کربناته خلیج فارس

وحید توکلی*

دانشیار دانشگاه تهران

vtavakoli@ut.ac.ir

چکیده

سرعت موج استونلی در مخازن هیدروکربنی اغلب به عنوان شاخص تراوایی مورد استفاده قرار می‌گیرد. با وجود اهمیت تراوایی در مخازن و قابلیت کاربرد این نوع موج جهت محاسبه آن، مطالعات اندکی در خصوص شاخص‌های تأثیرگذار بر این موج در مخازن کربناته انجام شده است. این مطالعه به بررسی شاخص‌های زمین‌شناسی و پتروفیزیکی مؤثر بر سرعت موج استونلی در مخازن کربناته پرمین-تریاس در بخش مرکزی خلیج فارس می‌پردازد. همچنین باور تأثیر قابل ملاحظه تراوایی بر روی این موج، راستی‌آزمایی می‌شود. داده‌های زمین‌شناسی و آزمایشات معمول از ۴۱۸ متر مغزه یک چاه مورد استفاده قرار گرفته است. به طور متوسط هر ۲۵ سانتی‌متر یک پلاگ جهت اندازه‌گیری تخلخل، تراوایی و چگالی دانه برداشت گردید. همچنین از هر پلاگ، یک مقطه نازک تهیه گردید. مطالعات پتروگرافی درصد کانی‌های مختلف و نوع تخلخل‌های نمونه‌ها را نشان داد. مقایسه این شاخص‌ها با یکدیگر اثبات نمود که کانی‌هایی با چگالی بالاتر دارای سرعت موج استونلی بیشتری هستند. افزایش تخلخل و تراوایی سبب کاهش سرعت این موج می‌گردد. بررسی اثر توأم تخلخل و لیتولوژی نشان داد که حجم سیال موجود در فضاهای خالی تأثیر بیشتری نسبت به نوع کانی‌ها دارد. در مقایسه میزان تخلخل و تراوایی، مشخص گردید که برخلاف تصور کنونی که تراوایی تعیین کننده سرعت موج استونلی در سنگ‌ها است، میزان تخلخل مؤثرترین شاخص در تعیین سرعت موج استونلی در مخازن مورد مطالعه است. نمونه‌هایی با تخلخل‌های مرتبط بین‌دانه‌ای و بین‌بلوری و در نتیجه تراوایی بالاتر دارای سرعت بالاتری نسبت به نمونه‌هایی با تخلخل‌های حفره‌ای و واگی و مقدار کمتر تخلخل هستند. نتایج این مطالعه می‌تواند در محاسبات پتروفیزیکی و بخصوص تعیین تراوایی مخزن بر اساس این موج مورد استفاده قرار گیرد.

کلمات کلیدی: موج استونلی، تخلخل، تراوایی، سرعت موج، خلیج فارس



The effect of permeability on Stoneley slowness: a theory validation in Persian Gulf carbonate reservoirs

Vahid Tavakoli*

Associate Professor, School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

vtavakoli@ut.ac.ir

Abstract

The Stoneley wave speed is routinely used as the permeability index in hydrocarbon reservoirs. Despite the importance of permeability in reservoirs and the application of this wave for its determination, few studies have been conducted on effective parameters on this wave in carbonate reservoirs. This study, considers the effective geological and petrophysical parameters on Stoneley wave velocity in Permian-Triassic carbonate reservoirs of the central Persian Gulf and the effect of permeability was particularly studied. The geological data and routine core analysis results from 418 m of cores from one well have been used. One plug has been prepared every 25 cm to measure porosity, permeability and grain density of the samples. One thin section also prepared from each plug. Petrographical studies revealed the mineral percentages and pore types of the samples. Comparison of these parameters showed that minerals with higher densities have higher Stoneley wave velocity. Increasing porosity and permeability decrease the wave speed. Considering the combined effect of porosity and lithology showed that the fluid volume has more effect than minerals' frequency. Comparing porosity and permeability effects on Stoneley wave speed, despite the routine theory which states that permeability has more effect on the wave speed, porosity of the samples is the most effective parameter in studied formations. Samples with connected intercrystalline and interparticle porosities and so higher permeabilities, have higher wave speed compared with vuggy and moldic pores with higher porosity amount. Results of this study could be used in petrophysical calculations, especially for permeability determination in carbonate reservoirs.

Keywords: Stoneley wave, porosity, permeability, wave speed, Persian Gulf



۱. مقدمه

تراوایی در مخازن هیدروکربنی یکی از مهم‌ترین شاخص‌ها در تعیین کیفیت مخزنی است. به همین منظور ابزارهای گوناگونی جهت اندازه‌گیری تراوایی یا مرتبط ساختن آن به سایر خصوصیات در مخزن به کار گرفته شده است. تخلخل اصلی‌ترین پارامتری است که تراوایی به آن نسبت داده می‌شود. در مخازن کربناته، ارتباط بین تخلخل و تراوایی بسیار پیچیده بوده تا جایی که اغلب، محاسبه تراوایی بر مبنای میزان تخلخل ممکن نیست. در نتیجه دقیق‌ترین مقدار تراوایی مخزن اغلب بر اساس داده‌های مغزه به دست می‌آید. اما متأسفانه مغزه از اغلب سازندها و چاه‌ها در دسترس نیست و در نتیجه روش‌های جایگزین برای اندازه‌گیری تراوایی سنگ‌ها ابداع شده است. یکی از این روش‌ها، چاه‌پیمایی است. داده‌های چاه‌پیمایی از اغلب مخازن و چاه‌ها در دسترس هستند. در نتیجه تلاش‌های بسیاری برای مرتبط ساختن تراوایی با داده‌های چاه‌پیمایی انجام شده است. همچنین سازندگان این ابزارها تلاش زیادی نموده‌اند که بتوانند روشی را برای اندازه‌گیری مستقیم تراوایی ابداع نمایند. داده‌های تشدید مغناطیسی هسته‌ای و لاگ دوقطبی صوتی از این ابزارها هستند [۱، ۲، ۳]. باور محققان بر آن است که سرعت موج استونلی (Stoneley) که از لاگ دوقطبی صوتی به دست می‌آید نشان دهنده توانایی جابجایی سیال در سنگ‌ها است [۳]. به عبارت دیگر این موج در هنگام حرکت سیالات را جابجا می‌نماید و در نتیجه کندشدگی (Slowness) آن در سنگ‌های مخزنی ارتباط مستقیم با میزان تراوایی در این سنگ‌ها دارد. با وجود اهمیت فراوان، تاکنون این انگاره راستی‌آزمایی چندانی نشده است. این مطالعه به بررسی و راستی‌آزمایی این انگاره در مخازن کربناته پرمین-تریاس در خلیج فارس می‌پردازد. جهت درک رفتار موج استونلی و واکنش آن به تغییر شاخص‌های پتروفیزیکی و زمین‌شناسی، این متغیرها مورد بررسی و بحث قرار می‌گیرد. نتایج، درستی یا نادرستی این انگاره را در این مخازن نشان خواهد داد.

۲. زمین‌شناسی منطقه

میدان مورد مطالعه در بخش مرکزی خلیج فارس قرار دارد. طی زمان پرکامبرین و پالئوزوئیک، ایران و عربستان بخشی از گندوانا بوده‌اند و توسط اقیانوس پالئوتتیس از صفحه توران جدا می‌شده‌اند [۴]. در اواخر پالئوزوئیک یا اوائل تریاس با بازشدن اقیانوس نئوتتیس، ایران از عربستان جدا شده و در پایان تریاس میانی با صفحه توران برخورد نموده است [۵]. با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس فرورانش صفحه اقیانوسی عربستان به زیر صفحه ایران در اواخر کرتاسه آغاز گردیده و برخورد بین این دو صفحه در نئوژن به پایان رسیده است [۴]. این برخورد بیشترین تأثیر را بر روی زمین ساخت ایران داشته است. در اواخر تریاس، فرآیندهای تکتونیکی و حوادث ساختاری متفاوتی گسترش می‌یابد و در منطقه مرکزی خلیج فارس منجر به بالا آمدگی می‌شود که این بالا آمدگی با جنبش‌های گنبدی نمکی همراه است [۶]. در نهایت حوضه رسوبی متفاوتی از رسوبات مزوزوئیک و ترشیاری در خلیج فارس به وجود می‌آید که امروزه به عنوان کمان فارس - قطر شناخته می‌شود. در نتیجه این کمان حاصل سه رخداد تکتونیکی مهم است. ۱- فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه لیتوسفری ایران در زمان کرتاسه پیشین تا پسین ۲- فرارانش قطعاتی از اقیانوس نئوتتیس (افیولیت‌ها) بر روی حاشیه غیرفعال قاره‌ای آفریقا - عربی در انتهای کرتاسه (تورتونین تا کامپانین) و برخورد صفحه عربی - آفریقایی به ایران در زمان کرتاسه پسین و دوره‌های بعدی. به‌طور خلاصه می‌توان گفت تاریخچه زمین‌ساختی این کمربند شامل فاز پلتفرمی در پالئوزوئیک، ریفت خوردگی در تریاس، کنار قاره‌ای غیر فعال در ژوراسیک - کرتاسه میانی، فرورانش به سمت شمال (به زیر ایران مرکزی) و جایگیری افیولیت‌ها در انتها کرتاسه (فاز لارامید) و در نهایت برخورد و کوتاه‌شدگی در طی فازهای پایانی آلپی (والانژین تا پاسادنین) می‌باشد. فاز پلتفرمی در پالئوزوئیک رخ داده و بی‌آیند این رخداد، حوضه رسوبی با امتداد شمال غرب - جنوب شرق شروع به باز شدن نموده است.



واحدهای اصلی مخزنی میدان مورد مطالعه را سکانس‌های کربناته دریایی کم عمق سازندهای کنگان و دالان با سن پرمین میانی تا تریاس زیرین تشکیل می‌دهند [۵]. حضور این سکانس‌های کربناته که از زمان پیشروی دریا در پرمین بر روی سنگ‌های پالئوزوئیک زیرین نهشته شده‌اند، همراه با وضعیت مناسب ساختمانی منطقه و حضور گسترده از سنگ‌های منشا غنی، با سن سیلورین همچنین نهشته‌شدن سازند دشتک به عنوان پوش‌سنگ، زمینه‌سازهای اصلی تشکیل این مخزن بزرگ هیدروکربنی در منطقه می‌باشند [۶]. مطالعات انجام گرفته شده حاکی از آن است که تغییرات ضخامت و لیتولوژی این واحدهای مخزنی در جهت افقی ناچیز بوده است و پارامترهای مخزنی تحت کنترل دیانز به ویژه انحلال و دولومیتی‌شدن قرار دارند [۷]. بر مبنای ویژگی‌های مخزنی سازندهای مورد مطالعه به چهار واحد K1، K2، K3، K4 به ترتیب از پایین به بالا تقسیم می‌شوند.

۳. مواد و روش‌ها

تعداد ۱۳۸۸ نمونه پلاگ و ۴۱۸ متر مغزه و همچنین ۱۳۸۸ داده تخلخل و تراوایی موجود بود که در آزمایشات بعدی مورد استفاده قرار گرفت. علاوه بر این نمونه‌های پلاگ و مغزه، همین تعداد مقاطع نازک تهیه گردید که برای شناسایی نوع تخلخل و میزان تخلخل موجود در سنگ و همچنین تعیین لیتولوژی سازندها استفاده شد. نمونه‌های پلاگ تهیه شده از مغزه به روش ساکسلت شسته شده بود و آماده برای اندازه‌گیری‌های تخلخل و تراوایی به روش قانون بویل و قانون داریسی گردید. مقاطع نازک میکروسکوپی شامل برش‌های نازک تهیه شده از نمونه‌های مغزه چاه مورد مطالعه است. برش‌های نازک توسط محلول آلپزارین قرمز به جهت تفکیک لیتولوژی آهک از دولومیت رنگ آمیزی شده است. داده‌های آنالیز مغزه صورت گرفته شده شامل اطلاعات تخلخل، تراوایی و چگالی دانه (grain density) بوده است. نمودارهای چاه‌پیمایی و لاگ‌های پتروفیزیکی استفاده شده شامل لاگ گاما، لاگ صوتی، لاگ‌های مقاومت، لاگ نوترون و لاگ چگالی می‌باشد. تطابق عمقی توسط لاگ گاما مغزه انجام شد.

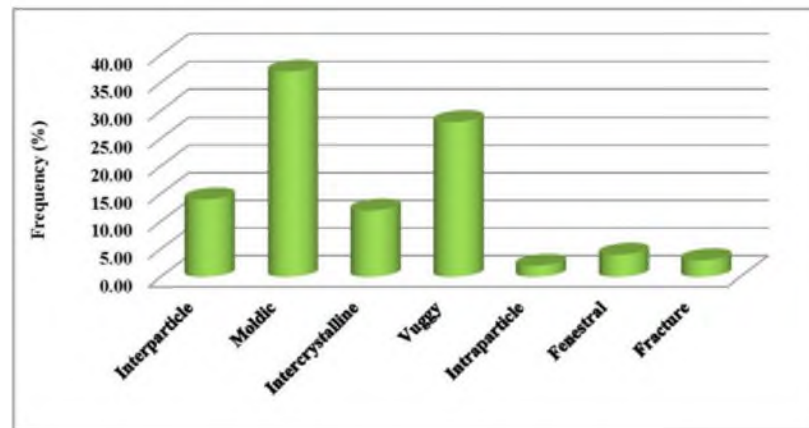
۴. نتایج

۴-۱. لیتولوژی

لیتولوژی غالب و مهم در این مطالعه به پنج گروه اصلی تقسیم می‌شود. این پنج لیتولوژی شامل انیدریت (نمونه‌هایی که بیش از ۹۰ درصد از انیدریت تشکیل شده‌اند و در کل ۲ درصد از نمونه‌ها را به خود اختصاص داده‌اند)، دولومیت (نمونه‌هایی که بیش از ۹۰ درصد دولومیت دارند و ۵۵,۷۳ درصد نمونه‌ها را شامل می‌شوند)، آهک (بیشتر از ۹۰ درصد نمونه‌ها از آهک تشکیل شده است و در مجموع ۲۰,۶۷ درصد نمونه‌ها را شامل می‌شود)، آهک دولومیتی (نمونه‌هایی که بیش از ۵۰ درصد آهک و کمتر از ۱۰ درصد دولومیت دارند که ۱۱,۵۶ درصد نمونه‌ها را تشکیل می‌دهند) و دولومیت آهکی (نمونه‌هایی که بیش از ۵۰ درصد دولومیت و کمتر از ۱۰ درصد آهک دارند و همین‌طور ۱۰,۰۴ درصد نمونه‌ها را به خود اختصاص داده است).

۴-۲. نوع تخلخل

با مطالعات مقاطع نازک انواع تخلخل برای مخزن مورد مطالعه تعیین شده است که تخلخل‌های غالب آن عبارتند از تخلخل بین‌دانه‌ای، درون‌دانه‌ای، بین‌بلوری، قالبی، فنسترال و شکستگی. با توجه به درصد فراوانی این تخلخل‌ها (شکل ۱)، تخلخل قالبی بیشترین تخلخل رایج در مخزن و تخلخل‌های درون‌دانه‌ای، فنسترال و شکستگی کم‌ترین تخلخل‌های رایج در مخزن هستند.



شکل ۱- فراوانی انواع تخلخل‌ها در سازندهای کنگان و دالان در چاه مورد مطالعه

۴-۳. تحلیل شکستگی‌ها

شکستگی‌های باز تأثیر عمده‌ای بر سرعت موج استونلی دارند و لذا لازم است تا در این نوع مطالعات مورد بررسی قرار گیرند. مطالعات پیشین بر روی سازندهای کنگان و دالان در خلیج فارس نشان داده است که شکستگی تأثیر چندانی بر خصوصیات مخزنی آنان ندارد. جهت درک تأثیر شکستگی‌ها بر سرعت موج استونلی، شکستگی‌ها بر اساس مشاهدات مغزه ثبت گردید. در مجموع تعداد ۱۰۶ شکستگی باز تشخیص داده شد که اغلب آنان در دالان بالایی قابل مشاهده هستند. متوسط فاصله شکستگی‌های باز در سازند کنگان ۴,۹ متر و در سازند دالان ۳,۲۵ متر است. این فاصله قابل ملاحظه نشان می‌دهد که این شاخص تأثیر چندانی بر سرعت موج استونلی در این مخازن نخواهد داشت. تطابق توزیع موج استونلی و شکستگی‌های باز در سازندهای مورد مطالعه این امر را اثبات می‌نماید.

۵. بحث

نتایج مطالعات قبلی نشان می‌دهد که سرعت موج استونلی تابع جابجایی سیال در سنگ‌ها است [۸]. زمانی که موج به مجرای مانند یک شکستگی باز برخورد می‌کند، سیال را به درون سازند می‌فشارد و بنابراین انرژی و در نتیجه سرعت آن کم می‌شود [۹]. مخازن کربناته پرمین-تریاس سازندهای شکسته‌ای نیستند و بنابراین مورد مناسبی برای بررسی تأثیر سایر شاخص‌ها بر سرعت موج استونلی هستند. مقایسه سرعت موج استونلی با تراوایی در سازندهای مورد بررسی نشان می‌دهد که با افزایش تراوایی، سرعت موج کاهش می‌یابد اما در تراوایی‌های بیش از ۱۰ میلی‌داری سرعت تقریباً ثابت است و یا حتی افزایش می‌یابد. این امر به سبب حجم سیال موجود در این فضاهای خالی است. از آنجا که به طور کلی با افزایش تراوایی، تخلخل نیز افزایش پیدا می‌کند، حجم سیال موجود نیز بیشتر شده و توانایی موج برای جابجایی این سیال کمتر می‌شود.

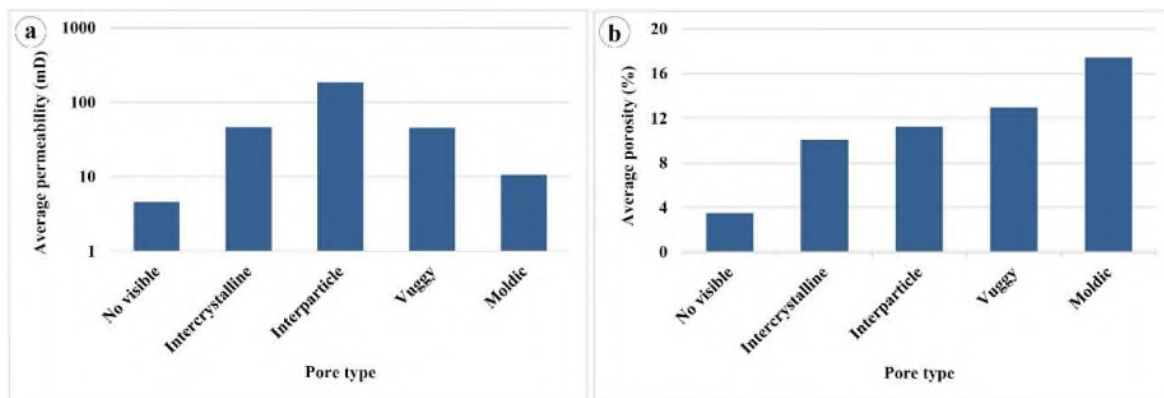
مقایسه سرعت موج استونلی در لیتولوژی‌های مختلف نشان می‌دهد که این سرعت تابع نوع کانی‌های موجود در سنگ است. سرعت موج استونلی به ترتیب از انیدریت به دولومیت، دولومیت آهکی، آهک دولومیتی و آهک کاهش می‌یابد. این رابطه نشان می‌دهد که سرعت موج استونلی و چگالی کانی‌ها ارتباط مستقیم دارد. جهت تأیید این روند، سرعت موج استونلی با چگالی دانه که از آزمایش معمول مغزه نیز به دست آمد، مقایسه گردید. نتایج روند مشابهی را نشان می‌دهد. در نتیجه در کنار سایر عوامل،



کانی‌شناسی سنگ‌ها نیز سرعت موج استونلی را کنترل می‌نماید. این امر به دلیل ساختار متراکم‌تر در کانی‌هایی با چگالی بالاتر است که سرعت موج را افزایش می‌دهد.

جهت درک تأثیر تخلخل بر سرعت موج استونلی، متوسط این سرعت در محدوده‌های مختلف تخلخل بررسی گردید و رابطه مستقیمی بین این دو مشاهده شد. همانند تراوایی، در تخلخل‌های بالا (بیش از ۲۵ درصد)، سرعت موج با افزایش تخلخل ثابت است. سپس تأثیر همزمان هردو متغیر یعنی تخلخل و میزان دولومیت بر سرعت بررسی گردید. نتایج نشان داد درحالتی که این دو شاخص در سنگ تغییر کنند، یعنی به جای چگالی دانه‌ها، چگالی کل سنگ منظور گردد، سرعت تابع میزان دولومیت موجود در سنگ نیست. مقایسه سرعت با مقدار تخلخل در همین نمونه‌ها نشان داد که سرعت همچنان تابع تخلخل است و در نتیجه حجم سیالات موجود در سنگ تأثیر بیشتری نسبت به لیتولوژی بر سرعت موج استونلی دارد. بررسی همین رابطه با جایگزینی آهک به جای دولومیت در نمودارها، نتایج مشابهی را نشان می‌دهد.

جابجایی سیالات در سنگ‌ها و بخصوص سنگ‌های کربناته به میزان پیچاپیچی فضاهای خالی نیز بستگی دارد. این پیچاپیچی تابعی از نوع فضاهای خالی موجود در سنگ است. نمونه‌هایی با تخلخل‌های متصل بین بلوری و بین‌دانه‌ای دارای سرعت بالاتری در مقایسه با نمونه‌هایی با تخلخل واگی و قالبی هستند. این امر برخلاف انگاره پذیرفته شده در مورد سرعت این موج است. به این معنی که نمونه‌هایی با تخلخل‌های متصل و در نتیجه تراوایی بالاتر، باید دارای سرعت کمتری باشند. بررسی مقدار تخلخل در نمونه‌هایی با انواع متفاوت فضاهای خالی نشان می‌دهد که مقدار تخلخل در نمونه‌های با تخلخل‌های متصل کمتر است (شکل ۲). این امر اثبات می‌نماید که حجم تخلخل تأثیر بیشتری نسبت به تراوایی و نوع کانی بر سرعت موج استونلی دارد، هرچند هر سه سرعت این نوع موج را کنترل می‌نمایند. در سازندهای کنگان و دالان تخلخل‌های حفره‌ای در مواردی به یکدیگر متصل بوده و در نتیجه سرعت در آنان بیشتر از نمونه‌هایی با تخلخل قالبی است.



شکل ۲- متوسط تراوایی (a) و تخلخل (b) در نمونه‌هایی با انواع مختلف تخلخل در سازندهای مورد مطالعه

۳. نتیجه‌گیری

تلفیق داده‌های زمین‌شناسی و پتروفیزیکی در سازندهای کنگان و دالان در بخش مرکزی خلیج فارس تأثیر آنان بر سرعت موج استونلی در این مخازن را آشکار نمود. بررسی‌ها نشان داد که لیتولوژی، نوع و مقدار تخلخل و تراوایی سرعت موج استونلی را در این مخازن کربناته کنترل می‌نمایند. تأثیر شکستگی‌ها با توجه به فراوانی کم آنان قابل ملاحظه نبود. سرعت موج در کانی‌هایی با



چگالی بالاتر، بیشتر است اما چنانچه تخلخل سنگ‌ها نیز در نظر گرفته شود، تأثیر تخلخل بر سرعت موج استونولی بیش از تأثیر نوع کانی‌ها است. افزایش تخلخل سبب می‌گردد تا حجم سیال بیشتری در سنگ حضور داشته باشد و در نتیجه موج نتواند آن را جابجا نماید. همین رابطه بین تراوایی و میزان سرعت موج استونولی نیز مشاهده می‌گردد. با افزایش تراوایی، سرعت کاهش می‌یابد اما همچنان تأثیر تخلخل بیشتر از تراوایی است. نمونه‌هایی با تخلخل‌های مرتبط و تراوایی بالا، دارای سرعت موج بالایی نیز هستند و در مقابل نمونه‌هایی با تخلخل‌های جداازهم دارای سرعت کمتری می‌باشند. این برخلاف تصور رایج در بین محققین است که اغلب تراوایی را اصلی‌ترین عامل تأثیرگذار بر سرعت موج استونولی در سنگ‌های کربناته می‌دانند. در نمونه‌هایی با تخلخل کمتر، چگالی دانه کنترل‌کننده سرعت است و در نتیجه ارتباط بین سرعت موج و تخلخل پراش بیشتری نشان می‌دهد.

منابع

- [۱] Benjumea, B., López, A.I., Mari, J.L., García-Lobón, J.L. Petrophysical characterization of carbonates (SE of Spain) through full wave sonic data (2019) *Journal of Applied Geophysics*, 160, pp. 1-14.
- [۲] Carrasquilla, A., Lima, R. Basic and specialized geophysical well logs to characterize an offshore carbonate reservoir in the Campos Basin, southeast Brazil (2020) *Journal of South American Earth Sciences*, 98, art. no. 102436.
- [۳] Chang, S.K., Liu, H.L., Johnson, D.L. Low-frequency tube waves in permeable rocks. (1988) *Geophysics*, 53 (4), pp. 519-527.
- [۴] Konert, G., Afifi, A.M., Al-Hajri, S.A., Droste, H.J. Paleozoic stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Arabian plate (2001) *GeoArabia*, 6 (3), pp. 407-442.
- [۵] Sadooni, F.N., Alsharhan, A.S. Stratigraphy, lithofacies distribution, and petroleum potential of the Triassic strata of the northern Arabian plate (2004) *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 88 (4), pp. 515-538.
- [۶] Al-Husseini, M.I., Matthews, R.K. Calibrating mid-Permian to early Triassic Khuff sequences with orbital clocks (2010) *GeoArabia*, 15 (3), pp. 171-206.
- [۷] Abdolmaleki, J., Tavakoli, V., Asadi-Eskandar, A. Sedimentological and diagenetic controls on reservoir properties in the Permian-Triassic successions of Western Persian Gulf, Southern Iran (2016) *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 141, pp. 90-113.
- [۸] Yan, S.-G., Xie, F.-L., Gong, D., Zhang, C.-G., Zhang, B.-X. Borehole acoustic fields in porous formation with tilted thin fracture (2015) *Acta Geophysica Sinica*, 58 (1), pp. 307-317.
- [۹] Singer, J., Saunders, J., Holloway, L., Stoll, J.B., Pain, C., Stuart-Bruges, W., Mason, G. Electrokinetic logging has the potential to measure permeability (2006) *Petrophysics*, 47 (5), pp. 427-441.

گوهر سنگ



انواع گوهرسنگ اوپال و چگونگی شناسایی آن

بهار جوادزاده*

کارشناس ارشد زمین‌شناسی گرایش پترولوژی و گوهرشناس

bahar.javadzadeh@gmail.com

چکیده

اوپال یک آمورف آبدار متشکل از سیلیس می‌باشد. محتوای آب آن از ۳ تا ۲۱ درصد وزن می‌باشد، اما معمولاً بین ۶ تا ۱۰ درصد است. برخلاف اشکال بلوری سیلیس، به دلیل ویژگی آمورف، در رده مواد معدنی طبقه بندی می‌شوند. اوپال در دمای نسبتاً کم رسوب می‌کند و ممکن است در شکاف تقریباً هر نوع سنگ وجود داشته باشد که بیشتر در لیمونیت، ماسه سنگ، ریولیت، مارن و بازالت یافت می‌شود. اوپال‌ها به طور گسترده به دو نوع تقسیم می‌شوند، اوپال گرانبها و معمولی، اوپال گرانبها "بازی با رنگ" را نشان می‌دهد که آن را بسیار مشهور می‌کند در حالی که معمولی اینطور نیست. تنوع اوپال طبیعی توسط دو ویژگی رنگ بدنه و شفافیت تعیین می‌شود. انواع متفاوتی از اوپال طبیعی وجود دارند که شامل اوپال سیاه، اوپال سفید، اوپال قلوه سنگی، اوپال آتشین، اوپال ماتریکس، اوپال عسلی، اوپال کریستالی و غیره می‌باشند. اوپال‌های مصنوعی توسط بشر ساخته می‌شوند که دارای ترکیبات شیمیایی، ساختار داخلی، خصوصیات فیزیکی و شکل ظاهری مشابه اوپال‌های طبیعی هستند. ویژگی‌هایی وجود دارند که یک اوپال مصنوعی ممکن است منشأ رشد آزمایشگاهی خود را در آن نشان دهد. با استفاده از این ویژگی‌ها که در این مقاله بررسی می‌شوند، بسیاری از اوپال‌های مصنوعی را می‌توان با اطمینان از اوپال طبیعی جدا کرد، اما شناسایی برخی از اوپال‌های مصنوعی حتی توسط گوهر شناسان آموزش دیده نیز، می‌تواند چالش برانگیز باشد.

کلمات کلیدی: اوپال، گوهرسنگ، طبیعی، مصنوعی



Types of Opal gemstone and how to identify it

Bahar Javadzadeh*

Master of science in Petrology and gemologist

bahar.javadzadeh@gmail.com

Abstract:

Opal is a hydrated amorphous form of silica ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$); its water content may range from 3 to 21% by weight, but is usually between 6 and 10%. Because of its amorphous character, it is classed as a mineraloid, unlike crystalline forms of silica, which are classed as minerals. It is deposited at a relatively low temperature and may occur in the fissures of almost any kind of rock, being most commonly found with limonite, sandstone, rhyolite, marl, and basalt. Opals are divided (broadly) into two types, precious and common, precious opal displays the 'play-of-color' which makes the opal so famous and desired while common do not. The variety of natural opal is determined by the two characteristics of body tone and transparency. There are many different types of natural opals. There is black opal, white opal, boulder opal, fire opal, matrix opal, hyalite opal, honey opal, crystal opal and jelly opal. Synthetic opals are man-made opals that have the same chemical composition, internal structure, physical properties, and appearance as natural opals. There are features that a synthetic opal might exhibit to reveal a laboratory-grown origin. Using the features that inspect in this article, much synthetic opal can be confidently separated from natural opal, but some synthetic opals can be challenging to identify even by trained gemologists.

Keywords: Opal, gemstone, natural, synthetic



مقدمه

اوپال سنگی جذاب از ترکیبات سیلیس و مقادیر مختلفی آب است که کره‌های نانو سیلیکونی کوچک آن با بازی رنگ‌های درخشان خود ویژگی منحصر به فردی به آن داده‌اند. امروزه بیش از ۹۰٪ اوپال‌های گرانبه‌ای جهان از استرالیا تولید می‌شوند. این گوهر دارای سختی ۵٫۵ تا ۶٫۵ در مقیاس موس و شفاف تا نیمه شفاف، وزن مخصوص ۱٫۹۸ تا ۲٫۲۰، رنگ خط سائیدگی سفید و جلای شیشه‌ای می‌باشد (جدول ۱). اپال مانند هر گوهرسنگی، برای تشکیل به مواد خاص و شرایط زمین‌شناسی احتیاج دارد. در این حالت، باید سیلیس حل شده تا از محلول خارج شود و اپال را تشکیل دهد. برخی سنگ اوپال را یک سنگ رسوبی و جایگزین کانی‌های قابل حل و فسیل در نظر می‌گیرند زیرا در آب‌های گرم حرارت پایین غنی از سیلیسیوم در شکاف‌ها، آتشفشانی، دگرگونی و حفره‌های سنگ‌های اطراف رسوب‌گذاری تشکیل می‌شوند. چندین تئوری در مورد اتفاقات بعدی وجود دارد: نظریه‌ای که بیشتر پذیرفته شده شامل دگرگونی‌های فصلی در لایه‌های آب‌های زیرزمینی است [۱]. براساس این تئوری، آب‌های زیرزمینی در نزدیکی سطح به صورت فصلی تبخیر می‌شوند و به این ترتیب اجازه می‌دهند یک لایه نازک از اپال در منافذ و درزهای سنگ تشکیل شود. با گذشت زمان، اپال در این فضاها در سطح نزدیک رشد می‌کند. برخلاف بیشتر سنگ‌های قیمتی، اپال کریستالین نیست، این بدان معنی است که سیلیس در ساختار بلوری، زیبا و مرتب شکل نمی‌گیرد. در عوض، به صورت کره‌های میکروسکوپی و آمورف تشکیل می‌شود. دو کلاس گسترده اپال وجود دارد: گرانبه‌ها و معمولی. اپال قیمتی بازی رنگی (رنگین کمانی) را نشان می‌دهد، در صورتیکه اپال معمولی فاقد آن است. بازی رنگی به عنوان «یک اثر نوری شبه کروماتیک تعریف شده است که سبب چشمک زدن نور رنگی از مواد معدنی خاص است، زیرا آن‌ها به نور سفید تبدیل می‌شوند.» ساختار داخلی اپال گرانبه‌ها باعث پراکندگی آن در نور و در نتیجه بازی رنگ می‌شود. بسته به شرایطی که در آن شکل گرفته است، اپال ممکن است شفاف، نیمه شفاف یا مات باشد و رنگ پس زمینه ممکن است سفید، سیاه و یا تاحدودی در هر رنگ طیف تصویری باشد. اپال سیاه کمیاب‌ترین در نظر گرفته می‌شود، درحالی که اپال سفید، خاکستری و سبز رایج‌ترین هستند. انواع اپال در درجه اول بر اساس رنگ بدنه گوهر است. این رنگی است که در زیر رنگ اپال گرانبه‌ها، چشمک زن یا متحرک در سطح آن نشان داده می‌شود. با این حال، گاهی فرم، ماتریس یا ناخالصی، نوع آن را تعریف می‌کنند. اپال‌هایی که نمایش رنگ را نشان می‌دهند «اپال‌های گرانبه‌ها» خوانده می‌شوند. سه نوع اپال بیشتر برای جواهر استفاده می‌شود که دارای رنگ بدنه مات است و از سفید تا سیاه متغیر می‌باشد. اتحادیه فروشندگان اپال استرالیا رنگ بدنه اپال را از N1 (سیاه) تا N9 (سفیدترین) ارزیابی می‌کنند. انواع متفاوتی از اوپال طبیعی وجود دارند که شامل اوپال سیاه، اوپال سفید، اوپال قله‌ه سنگی، اوپال آتشین، اوپال ماتریکس، اوپال عسلی، اوپال کریستالی و غیره می‌باشند. اوپال‌های مصنوعی توسط بشر ساخته می‌شوند که دارای ترکیبات شیمیایی، ساختار داخلی، خصوصیات فیزیکی و شکل ظاهری مشابه اوپال‌های طبیعی هستند. اولین نوع پایدار مصنوعی در سال ۱۹۷۴ توسط پی‌یرگیلسون (Gilson) تولید اقتصادی خود را آغاز کرد [۲]. انواع دیگری از اوپال مانند دابلت و تریپلت هم وجود دارد که در این مقاله در مورد انواع اوپال و تفاوت و چگونگی شناسایی آن‌ها از هم بحث می‌شود.

متن اصلی

اگرچه اوپال را می‌توان در سراسر جهان یافت، اما تنها چند منبع اصلی از این سنگ قیمتی وجود دارد. اوپال‌های استرالیا ۹۵٪ از عرضه جهان را تشکیل می‌دهند. سازندهای زمین‌شناسی بی‌نظیر در استرالیا طرفدار شکل‌گیری این سنگ رسوبی هستند. امروزه



بیشتر اوپال‌های سیاه (سنگ‌هایی با زمینه خاکستری تیره تا آبی-سیاه) از Lightning Ridge ، New South Wales و Mintabie استرالیا جنوبی به دست می‌آید. مقداری از اوپال سیاه نیز در مزارع اطراف Coober Pedy، استرالیا جنوبی یافت می‌شود [۳].

جدول ۱. مشخصات سنگ اوپال

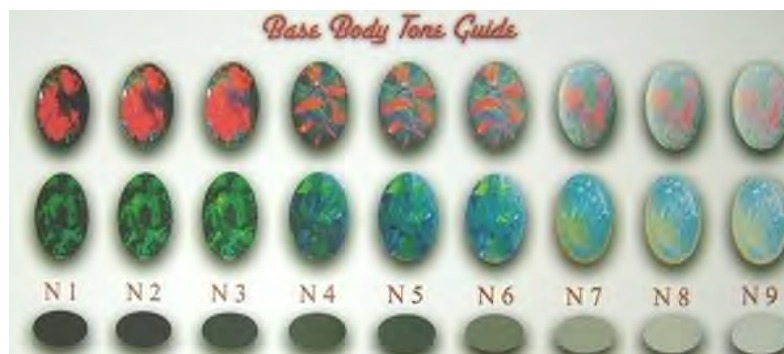
خصوصیات گوهرسنگ اوپال	
SiO ₂ .nH ₂ O	ساختار شیمیایی
۱,۳۷-۱,۵۲	ضریب شکست
ندارد	اختلاف ضریب شکست (Biref)
SR (ADR)	مشخصات نوری
Amorphous بی شکل	ساختمان کریستالی
شیشه‌ای تا وکسی	جلا
شفاف تا مات	شفافیت
۵ - ۶,۵	سختی
ندارد	یک یا دو محور نوری
ندارد	چندرنگی
۱,۹۸-۲,۵	وزن مخصوص
بازی رنگ (اوپالسنسی)	پدیده
در اوپال سفید به رنگ سفید متمایل به آبی-قهوه ای تا سبز	فلورسنسی

در سال ۱۹۹۷، انجمن Gemmological استرالیا (GAA) نام‌گذاری جدیدی را برای اوپال‌ها پیشنهاد کرد که توسط آزمایشگاه‌های سنگ‌های قیمتی در سراسر جهان پذیرفته شده است.

الف) تن بدنه

توضیحات مربوط به تن بدنه در مرکز نام‌گذاری GAA اصلی است. تن بدنه رنگ پایه سنگ بدون در نظر گرفتن بازی رنگ است. به تمام رنگ‌های سیاه و سفید از N1 تا N9 اختصاص داده می‌شود (شکل ۱).

تن بدنه، از N1 (سیاه) تا N9 (سفید)، رنگ پایه یک سنگ را بدون بازی رنگ توصیف می‌کند. این سیستم برای تشخیص اوپال‌های سیاه، تیره، سبک و سفید استفاده می‌شود. سنگ‌های N1 تا N4 اپال‌های سیاه، N5 تا N6 اپال‌های تیره و N7 تا N8 اپال‌های سبک در نظر گرفته می‌شوند. N9 یک اوپال سفید محسوب می‌شود.



شکل ۱. درجه بندی اوپال از N1 تا N9



فاکتورهای کیفیت اوپال

سه جنبه اصلی از کیفیت اوپال وجود دارد:

color: رنگ، پس زمینه و بازی رنگی

Pattern: الگو، ترتیب بازی رنگ

Clarity: شفافیت و مقدار ناخالصی‌ها

ب) شفافیت

اوپال تمام انواع دیافراگمی یا خاصیت نوری را نشان می‌دهد و از شفاف تا مات متغیر است. یعنی توانایی یک ماده معدنی در انتقال نور را نشان می‌دهد. مقایسه با: شفاف، نیمه شفاف، کدر، مات.

اوپال قیمتی طبیعی که شفاف و نیمه شفاف است به عنوان اوپال کریستالی شناخته می‌شود. اوپال کریستالی می‌تواند رنگ بدنه سیاه، تیره یا سبک داشته باشد. اصطلاح «کریستال» در این زمینه به ظاهر و نه ساختار کریستالین اشاره دارد.

اوپال‌ها اغلب بر اساس رنگ پس‌زمینه به انواع مختلف تقسیم می‌شوند، با اینکه دسته‌های مختلف زیادی برای اوپال وجود دارد. در اینجا پنج نوع اصلی را شرح می‌دهیم:

اوپال سیاه

بسیاری از فاکتورهای کیفیت دیگر برابر هستند، بیشتر خریداران طرفدار رنگ پس‌زمینه تیره اوپال سیاه هستند. این امر تا حدی به این دلیل است که بازی رنگی در برابر پس‌زمینه تاریک به زیبایی ظاهر می‌شود (شکل ۲). تضاد رنگ، بازی رنگی، اوپال‌های سیاه را بسیار محبوب می‌کند. افزون بر این، اوپال‌های سیاه کمیاب‌ترین در نظر گرفته می‌شوند (اوپال‌های سفید رایج‌تر هستند).

اوپال سفید

اوپال شفاف به رنگ سفید مات و دیگر رنگ‌های روشن (رنگ پوست) رنگدانه مات، با بازی رنگی، اوپال سفید نامیده می‌شود (شکل ۳).

اوپال آتشین

اوپال آتشین شفاف تا نیمه‌شفاف، با رنگدانه مات که به طور معمول زرد، نارنجی یا قرمز است. این ماده، که ممکن است بازی رنگی را نشان دهد، در تجارت با عنوان «اوپال مکزیک» یا «اوپال آتشین مکزیک» نیز شناخته می‌شود (شکل ۴). این نوع همان اوپال آبدار است با زمینه قرمز و معمولاً پدیده بازی نور ندارد و چنانچه این پدیده مشاهده شود آن را بصورت کابوشن می‌تراشند.

اوپال قلوه سنگ (بولدر)



اپال بولدر یک اپال مات با رنگ و لعاب درون یک سنگ میزبان شفاف است. لایه‌های نازک اپال در داخل سنگ میزبان (به نام ماتریس) وجود دارد. اپال با ماتریس متصل برش داده می‌شود و بخشی از گوهر تمام شده است (شکل ۵).

اپال کریستال و اپال آب

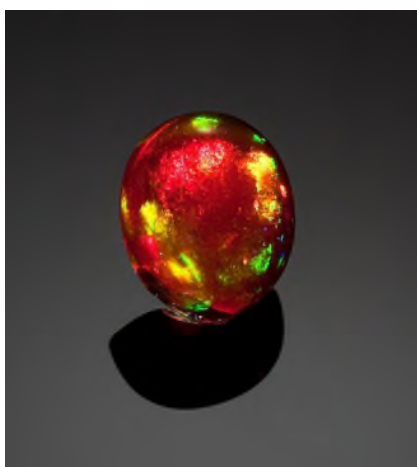
اپال کریستالی نسبتاً نیمه شفاف و دارای زمینه روشن است. این نوع اپال می‌تواند رنگی عالی را نشان دهد (شکل ۶). اپال آب ممکن است بازی رنگی را نشان دهد، یا ندهد. اگر بازی رنگ را نشان دهد، تنها بخش‌های کمی از گوهر را دربرمی‌گیرد. بازی رنگ ممکن است جذاب‌ترین وجه ظاهری اپال باشد. مهم نیست که رنگ یا ترکیبی از رنگ‌ها باشد، بلکه باید بازی رنگ شفاف با درجه بالایی داشته باشد. به عبارت دیگر، دوستداران اپال برای بازی رنگی قوی (vivid) نسبت به بازی رنگی ضعیف (faint)، ارزش بیشتری قائل هستند.

در درجه دوم اهمیت بازی رنگی، محدوده رنگی یا range آن است. اگر بازی رنگ در اپال تنها روشن نباشد، بلکه در کل طیف وسیع باشد، بسیار نادر و با ارزش است. با این حال، هر اپال گرانبها با هر رنگ از رنگین‌کمان، درخشش و تلاءلو ندارد. در برخی بازی رنگ تنها از یک رنگ اصلی و دو یا چند رنگ ثانویه تشکیل شده است.

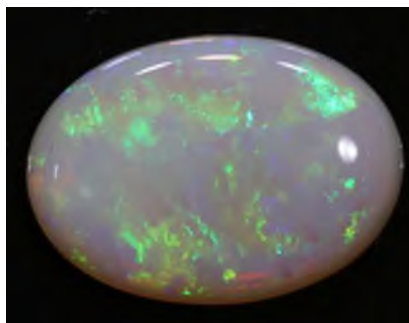
بازی رنگ مطلوب بیشتر توسط خود رنگ‌ها شکسته می‌شود. به‌طور سنتی، رنگ قرمز بهترین رنگ برجسته در نظر گرفته می‌شود، نارنجی رنگ مورد نظر بعدی و پس از آن سبز است. با این حال، رنگ‌های مورد علاقه می‌توانند با توجه به مد و یا ترجیح شخصی متفاوت باشند.

اپال‌های Boulder می‌توانند با رنگ و بازی رنگی شدید ظاهر شوند.

افزون بر این، بازی رنگ اپال می‌تواند همراه با زاویه دید یا نوع نور تغییر کند. به عنوان نمونه، رنگ قرمز ممکن است در همان قسمتی از دامله اپال دیده شود و زمانی که از زاویه‌ای دیگر آن را مشاهده کنید، رنگ آبی بر آن حاکم باشد. با ارزش‌ترین اپال‌ها از همه زوایا نمایش رنگی را نشان می‌دهند [۴].



شکل ۴. نمونه‌ای از اپال آتشین



شکل ۳. نمونه‌ای از اپال سفید



شکل ۲. نمونه‌ای از اپال سیاه



شکل ۶. نمونه‌ای از اوپال کریستال



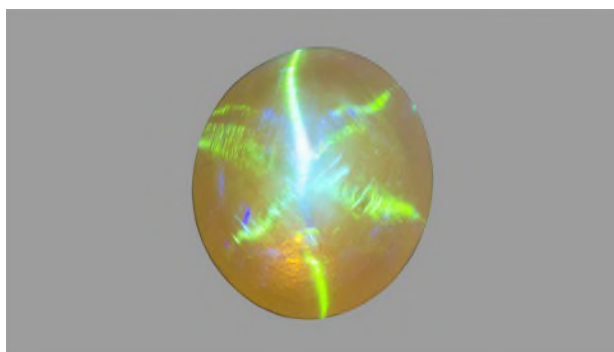
شکل ۵. نمونه‌ای از اوپال بولدر

اوپال ستاره‌ای

Wasura Soonthorntantikul در ۲۷ ژوئن ۲۰۱۴ در مرکز GIA پدیده ستاره‌ای را در اوپال ستاره‌ای مورد بررسی قرار داد که نتایج آن بدین شرح است:

آزمایش گوه‌شناسی استاندارد RI نقطه‌ای از ۱,۴۳ و SG هیدرواستاتیک محاسبه شده ۲,۱۰ را نشان داد. در معرض اشعه ماوراء بنفش سنگ سفید و سفید مایل به آبی سنگ فلورسنس سفید مایل به آبی قوی در زیر موج بلند، و سفید مایل به آبی ضعیف در اشعه ماوراء بنفش موج کوتاه قرار دارد. پس از قرار گرفتن در معرض اشعه ماوراء بنفش موج بلند، سبز فسفوره شده است. آزمایش گوه‌شناسی پیشرفته توسط فلورسانس پرتونگاری پراکندگی انرژی (EDXRF) یک ماده غنی از سیلیس با برخی از عناصر کمی اضافی، از جمله آلومینیوم و آهن را تأیید کرد. همه این خصوصیات با اوپال سازگار بود.

این اوپال شفاف ۲,۳۹ قیراط با رنگ زرد مایل به قهوه‌ای روشن دارای یک ستاره شش پر است (شکل ۷). اوپال بیشتر برای نمایش بازی رنگ شناخته شده است. همچنین ممکن است asterism را نشان دهد، اگرچه اوپال ستاره تنها در آیداهو گزارش شده و یک ستاره شش پر عالی شگفت‌انگیز است. [۵]



شکل ۷. اوپال ستاره‌ای



اوپال‌های مونتاژ شده

اوپال‌های دابلت یا دوتکه، لایه‌های نازکی از اپال هستند که به سنگ آهن، اونیکس یا برخی از پستیان‌های دیگر چسبیده‌اند و ممکن است از مواد طبیعی یا مصنوعی ساخته شده باشند. اوپال سه تکه triplets با دو تکه doublets تفاوت دارد زیرا لایه اوپال، بین پستی تیره و یک لایه گنبدی و بالایی کوارتز شفاف قرار می‌گیرد. از آنجا که کوارتز سختی بیشتری نسبت به اوپال دارد، این ماده اوپال را از خراش محافظت می‌کند و همچنین برش دامله باعث می‌شود رنگ کامل‌تر به نظر برسد. به طور معمول جواهرسازان از تریپلت حتی برای اوپال‌های ریز استفاده می‌کنند.

نکته اصلی برای تشخیص اوپال مونتاژ شده از اوپال خالص، بررسی بین لایه اوپال در پشت آن است، لایه ماسه‌ای از چسب قهوه‌ای که از نظر بافت با اوپال و سنگ آهن متفاوت است، قابل تشخیص می‌باشد [۶].

شناسایی اوپال‌های تریپلت همواره آسان‌تر از دابلت است. سنگ را از یک طرف نگاه کنید و ببینید سنگ چطور به‌طور غیرمنتظره‌ای شفاف و شیشه‌ای به نظر می‌رسد.

اوپال‌های مصنوعی

اوپال مصنوعی ماده‌ای است که در واقع همان ترکیب شیمیایی و ساختار بدنی اوپال طبیعی را داراست، اما توسط آزمایشگاه یا فرایند صنعتی ساخته شده است. اوپال‌های ساخته شده در آزمایشگاه یا مصنوعی از نزدیک شبیه به اوپال‌های طبیعی هستند. آن‌ها می‌توانند بازی رنگی یکسانی داشته باشند، اما الگوی آن‌ها متفاوت است. فلاش‌های رنگ در اوپال‌های طبیعی به طور معمول خطوط شبیه «قلم‌مو» را نشان می‌دهند (شکل ۸)، در حالی که اوپال‌های مصنوعی طرحی شبیه «پوست مار» دارند. در ابتدا، دانشمندان حوزه‌های ریز سیلیسی را ایجاد می‌کنند. در مرحله بعد، آن‌ها کره‌ها را به یک الگوی مشبک ترتیب می‌دهند تا از ساختار اوپال گرانپها تقلید کنند. سرانجام، منافذ ساختار را با ژل سیلیکا پر می‌کنند و آن را سخت می‌کنند. این روند می‌تواند بیش از یک سال طول بکشد.

روش شناسایی:

اوپال‌های مصنوعی ممکن است نمایش قوی از رنگ، بیشتر در طرح‌های موزاییکی داشته باشند. با بزرگنمایی زیاد و نور بالا یا نور پس‌زمینه، می‌توانید طرحی شبیه پوست مار و شبیه به فلس ماهی یا ساختاری شبیه توری مرغ (chicken wire) را در این الگو پیدا کنید (شکل ۹-الف). در زیر بزرگنمایی زیاد با نور منتقل شده، اپال مصنوعی ممکن است ساختار دندریتیک (خزه‌ای یا شبیه شاخه درخت) را نشان دهد. اوپال‌های مصنوعی فلورسنس ندارند، همچنین آن‌ها از درخشش افتاده‌اند؛ اوپال مصنوعی سفید می‌تواند ساختارهای ستونی از اطراف خود را نشان دهد (شکل ۹-ب).

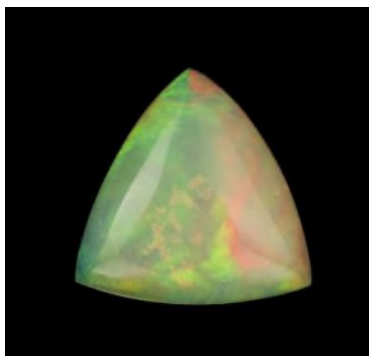
بدلی‌های پلاستیکی یا شبیه‌سازهای نرمی هستند که با سوزن تیز قابل آزمایش هستند. آن‌ها فلورسنس ندارند. شبیه‌سازهای یا سیمولنت‌های شیشه‌ای همواره حاوی حباب‌های شیشه‌ای و swirl marks هستند. آن‌ها همچنین فلورسنس ندارند. وزن مخصوص آن‌ها (SG) و ضریب شکست (RI) همواره بالاتر از اوپال طبیعی است.

ویژگی‌هایی که یک اوپال مصنوعی ممکن است منشاء رشد آزمایشگاهی خود را در آن نشان دهد شامل:

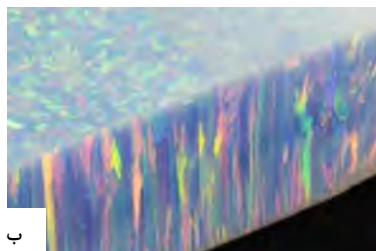
✓ هنگام مشاهده عمود بر جهت رشد ممکن است یک الگوی رشد ستونی را نشان دهند.



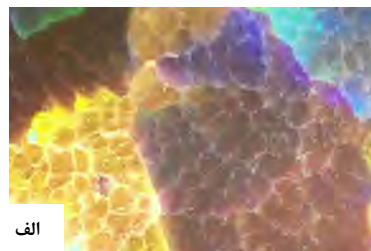
- ✓ با بزرگنمایی نواحی رنگی یک اوپال مصنوعی ممکن است الگوی "لانه توری مرغ" یا "پوست مار" را نشان دهند.
- ✓ اوپال مصنوعی آغشته به رزین اغلب از وزن مخصوص کمتری نسبت به اوپال طبیعی برخوردار است.
- ✓ تکه‌های رنگی اغلب از نظر اندازه و توزیع در سطح اپال مصنوعی یکنواخت‌ترند.
- ✓ اوپال‌های مصنوعی گاهی بیش از حد به رنگ آغشته می‌شوند.



شکل ۸. در این تصویر برش اوپال اتیوپی مارک کافمن، می‌توانید ظاهر خطوط "قلم‌مویی" را مشاهده کنید که مشخصه بازی رنگ بیشتر اوپال‌های طبیعی است.



ب



الف

شکل ۹. نمونه‌ای از اوپال مصنوعی (الف) نمایش خطوط پوست ماری (ب) نمایش ساختار رنگ ستونی و عمودی

نتیجه‌گیری

اوپال طبیعی یک ماده معدنی است که به صورت آمورف در طبیعت تشکیل می‌شود و حاوی رنگ‌های پرشور از سایه‌ها و رنگ‌های مختلف است. اصطلاح "آمورف" به این معنی است که این ماده جامد، برخلاف کریستال، در یک الگوی شبکه‌ای مرتب نشده بوده و باعث می‌شود نور به دلیل لایه‌های منظم کره‌ای، به طور غیرمعمول با آن تعامل کند. اوپال‌ها را می‌توان در رنگ‌های مختلف یافت، این امر به دلیل بی‌شکل بودن آن‌ها و نحوه انعکاس و شکست نور در هنگام تماس با آن‌ها است. انواع بی‌پایان اوپال‌ها وجود دارد که هر کدام دارای ویژگی‌های منحصر به فرد خود هستند. اوپال مصنوعی ماده‌ای است که در واقع دارای همان ترکیب شیمیایی و



ساختار بدنی اوپال طبیعی را داراست، اما توسط آزمایشگاه یا فرآیند صنعتی ساخته شده است. اوپال‌های مصنوعی فلورسنس ندارند و هنگام مشاهده عمود بر جهت رشد ممکن است یک الگوی رشد ستونی را نشان دهند و همچنین با بزرگنمایی زیاد و نور بالا یا نور پس‌زمینه، طرحی شبیه پوست مار یا ساختاری شبیه توری مرغ را نمایش می‌دهند. به کمک ابزار گوهرشناسی و متخصصان گوهرشناس بسیاری از اوپال‌های مصنوعی را می‌توان با اطمینان از اوپال طبیعی جدا کرد، اما شناسایی برخی از اوپال‌های مصنوعی حتی توسط گوهر شناسان آموزش دیده نیز، می‌تواند چالش برانگیز باشد.

تشکر و قدردانی

بدینوسیله از استاد گرامیم جناب آقای دکتر منصور قربانی کمال قدردانی و تشکر را دارم، چراکه همیشه از راهنمایی‌های ارزشمندشان در همه زمینه‌های علمی و پژوهشی بهره برده‌ام.

منابع

- [1] E. Gaillou., et al., The geochemistry of gem opals as evidence of their origin, Ore Geology Reviews 34, (2008) ,113-126
- [2] P.gilson., Synthetic opal, International gem society, (1974)
- [3] T.Hsu., et al., Splendor in the outback: A visit to Australia's opal fields, Vol. 51, No. 4, Winter 2015
- [4] 4. P.b. Downing., Opals: Identifications and value, Majestic Pr, Estes Park, Colorado, U.S.A., (1992)
- [5] J.V. Sanders., Acta Crystallographica, No:A32,(1976),p334-338
- [6] <https://www.gia.edu/opal-quality-factor>



بررسی و معرفی کانی‌های کلکسیونی ایران مرکزی

محسن قربانی*

دانش آموخته کارشناسی ارشد زمین‌شناسی گرایش پترولوژی، کارشناس مرکز پژوهشی زمین‌شناسی پارس آراین زمین

Ghorbani.mohsen96@gmail.com

چکیده

زون ساختاری ایران مرکزی به شکل مثلثی در مرکز ایران قرار گرفته که از مهمترین واحدهای ساختاری ایران محسوب می‌شود. در این زون ساختاری کانی‌های کلکسیونی متنوعی وجود دارد. در این مقاله این واحد ساختاری به ۶ استان تقسیم شده و مهمترین کانی‌های کلکسیونی هر استان به صورت مجزا معرفی شده است. از مهمترین کانی کلکسیونی استان قم اپیدوت‌های معدن انجیله می‌باشد. از مهمترین کانی‌های استان مرکزی می‌توان به عقیق‌های منطقه بهارستان، مالاکیته‌ها و پسیلوملان‌های معدن آهن شمس‌آباد و ژئودهای کلسیت منطقه هزارآباد اشاره کرد. از مهمترین کانی‌های کلکسیونی استان سمنان می‌توان به آمیتیت‌های منطقه تروند، کریستال‌های گوگرد معادن دلازیان - زرکوه و خوریان، سلسیت‌های معدن سلسیت این استان مانند معدن کوه‌سیاه - جوادآباد - ده نمک و ... همچنین بلورهای نمک معادن نمک همچون معدن نمک راهراک گرمسار اشاره نمود. از مهمترین کانی‌های کلکسیونی استان کرمان می‌توان به گارنت‌های منطقه باغ‌برج - هرازان و کوه گبری، کانی‌های فیروزه و پیریت معدن مس میدوک و کانی هیدرومنیزیت منطقه صوغان اسفندقه اشاره نمود. از مهمترین کانی‌های کلکسیونی استان یزد می‌توان به آپاتیت‌های معدن فسفات اسفوردی - فسفات گزستان - آهن لکه سیاه و آهن چغارت و همچنین کانی‌های آنالسیم محدوده کاروانسرای قلعه خرگوشی، واریسیت معدن سرب و روی کوشک، وزوویانیت‌های محدوده معدن مرمر سبز گردنه دهشیر، کانی آمرنتیت منطقه ساغند، اسمیت‌زونیت معدن سرب و روی دره زنجیر و ولفنیت‌های معدن سرب روی منطقه بهاباد از جمله معدن چاه درویش - آب حیدر و ... اشاره نمود. از مهمترین کانی‌های کلکسیونی استان اصفهان و منطقه انارک می‌توان به ولفنیت‌های معدن نخلک - چاه میله و چاه خربزه، وانادینت‌های معدن نخلک و گود عباس آباد، میمیت، کالدونیت و مینیوم‌های معدن چاه میله، سروزیت‌های معدن نخلک و چاه میله، لاونجولان‌های معدن مسکنی و تالمسی، تالمسیت، آنابرژیت، سیلیت و متاتوربرنیت‌های معدن تالمسی اشاره نمود. همچنین کانی‌های فلوریت معدن باریت کمشچه، عقیق‌های منطقه خوروبابانک، سلسیت‌های معدن سلسیت مرنجاب و ایورکلسیت‌های معدن باما را نام برد.

کلمات کلیدی: کانی‌های کلکسیونی، ولفنیت، سروزیت، تالمسیت، هیدرومنیزیت، آنالسیم، وانادینت، آنابرژیت



Review and introduction of collectible minerals of Central Iran

Mohsen Ghorbani*

Graduate of Petrology Geology, Expert of Pars Geological Research Center ArianZamin

Ghorbani.mohsen96@gmail.com

Abstract

The structural zone of Central Iran is located in a triangular shape in the center of Iran, which is one of the most important structural units of Iran. There are various collectible minerals in this structural zone. In this article, this structural unit is divided into 6 provinces and the most important collection minerals of each province are stated. The most important collection mineral in Qom province is the Epidotes of the Injileh mine. Among the most important minerals of Markazi province, we can mention the Agates of Baharestan region, Malachites and Psilomelanes of Shamsabad iron mine and Calcite geodes of Hezarabad region. Among the most important collecting minerals of Semnan province, we can mention Amethysts of Trud region, Sulfur crystals of Delazian-Zarkuh and Khorian mines, Celestines of Celestine mines of this province such as Kuh-e-Siah-Javadabad-Deh-Namak mines, etc. . The most important collecting minerals of Kerman province are Garnets of Bagh-e-Burj-Hararan and Kooh-e-Gabri regions, Turquoise and Pyrite minerals of Maiduk copper mine and Hydromanizite minerals of Soghan-e-Esfandagheh region. Among the most important collecting minerals of Yazd province are the Apatite's of Esfordi Phosphate Mine, Gazestan Phosphate, Black Lakkeh Iron and Choghart Iron, as well as Analcime minerals of Qaleh Khargooshi Caravanserai, Kushk Lead and Zinc Mine Variscite, and Vesuvianites in the area of Dehshir green marble mine. , Amartite mineralization of Saghand region Smithsonite of lead and zinc mines in Dareh Zanjir and Wulfenites of lead mines in Bahabad region, including Chah Darvish mine - Ab Haidar, etc. The most important collecting minerals of Isfahan province and Anarak region are Wulfenites of Nakhlak mines - Chaleh Mileh and Chah kharbozeh, Vanadinites of Nakhlak and Gaoud Abbas Abad mines, Mimetite, Caledonite and Miniums of Chah Mileh mine, Cerussite of Nahlak and Chah Mileh mines. , Lavendulan of Meskini and Talmessi mine, Talmessite, Annabergite, Seelite and Metatorbernites of Talmessi mine, also mentioned the Fluorite minerals of Kameshcheh barite mine, Agates of Khurobiabank area, Celestines of Celestine Maranjab and Aurichalcite of Bama mine.

Keyword: collectible minerals, Wulfenite, Cerussite, Talmessite, Hydromanizite, Analcime, Vanadinite, Annabergite



۱. مقدمه

زون ساختاری ایران مرکزی یکی از واحدهای اصلی و عمده‌ای است که به شکل مثلثی در مرکز ایران قرار دارد و بزرگترین و پیچیده‌ترین واحد زمین‌شناسی ایران به شمار می‌آید. در این واحد ساختاری سنگ‌های نئوپروتروزوئیک تا کواترن را می‌توان مشاهده کرد. در این واحد فازهای گوناگون کوهزایی، ماگماتیسم و دگرگونی رخ داده است. محدوده ایران مرکزی از دیدگاه زمین‌شناسان و پژوهشگران زمین‌شناسی ایران متفاوت می‌باشد. برخی از زمین‌شناسان از جمله اشتوکلین ایران مرکزی را از شمال به کوه‌های البرز، از خاور به بلوک لوت و از جنوب باختری به زون سندج - سیرجان محدود می‌کند. در حالی که نبوی (۱۳۵۵) بخشی از لوت (شمال لوت) و افتخارنژاد همه لوت را جزء ایران مرکزی می‌داند. نوگل سادات (Nogole Sadat, ۱۹۹۳) محدوده ایران مرکزی را خیلی گسترش می‌دهد و بخش‌های بزرگی از آذربایجان و خاور ایران را بدان می‌افزاید.

همیشه اشیاء و اجسام موجود در موزه‌ها و کلکسیون‌ها، خلق شده دست بشر نبوده و برخی از آنها در طبیعت خلق شده‌اند. سنگ‌ها و کانی‌های کلکسیونی نمونه‌ای از آن دسته می‌باشند. در دنیای امروز سنگ‌ها و کانی‌ها بخشی از فضای کلکسیون‌ها و موزه‌ها را به خود اختصاص داده‌اند و توجه به آنها در دنیا روز به روز در حال گسترش است.

با توجه به تنوع فعالیت‌های زمین‌شناسی از قبیل ماگماتیسم، متامورفیسم و تکتونیک در زون ساختاری ایران مرکزی این واحد ساختاری یکی از غنی‌ترین مناطق ایران از لحاظ کانی‌های کلکسیونی محسوب می‌شود. با وجود گسترش روز افزون معدنکاری و فعالیت‌های وابسته تاکنون مطالعات متمرکز و سیستماتیکی بر روی کانی‌های کلکسیونی ایران صورت نگرفته است. از مهمترین مطالعات صورت گرفته در گذشته می‌توان به بررسی وولفنیف‌های ایران مرکزی (Hairapetian et al. 2015b)، درآمدی بر کانی‌های کلکسیونی ایران معرفی و لزوم توجه به آن (رحیم‌زاده، ۱۳۹۵) و انادینیت‌های ایران (Hairapetian et al., 2016) گارنت‌های باغ برج در جنوب کرمان (Barovis et al., 2013; Ilaria et al., 2011) اشاره کرد. همچنین جدیدترین مطالعه، بررسی و معرفی که در این بخش صورت گرفته کتاب گوهرسنگ‌های ایران و خاورمیانه و کانی‌های کلکسیونی ایران (منصور قربانی، انتشارات آراین‌زمین ۱۳۹۹) می‌باشد. در این مقاله سعی شده است که به بررسی و معرفی مهمترین کانی‌های کلکسیونی موجود در ایران مرکزی پرداخته شود.

۲. کانی‌های کلکسیونی ایران مرکزی

برای سهولت معرفی کانی‌های کلکسیونی ایران مرکزی، این منطقه را به ۶ استان (استان‌های قم، مرکزی، سمنان، کرمان، یزد، اصفهان) تقسیم نموده و کانی‌های کلکسیونی هر استان را بصورت مجزا بررسی و معرفی کرده‌ایم. روش انجام این پژوهش به شرح زیر می‌باشد.

- ❖ بررسی و استفاده از مطالعات گذشته (خصوصاً مطالعات دکتر باریان دهه ۱۹۶۰ میلادی).
- ❖ بازدیدهای صحرایی و جمع‌آوری نمونه‌های کلکسیونی، مطالعه، بررسی و عکاسی از آنها.
- ❖ استفاده از نمونه‌های کلکسیونی موزه‌های دولتی (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران) و کلکسیون‌های خصوصی (کلکسیون مرکز پژوهشی زمین‌شناسی پارس آراین‌زمین - کلکسیون مهندس مازیار نظری) و عکاسی از آنها.

در زیر نویس عکس‌ها W اندازه عرض تصویر بر اساس میلی‌متر می‌باشد.



۱-۲. استان قم

اپیدوت‌های معدن انجیله به عنوان یکی از مهم‌ترین کانی‌های کلکسیونی موجود در این استان محسوب می‌شود (شکل-۱). این معدن در حوالی روستای انجیله در بخش خلجستان استان قم قرار گرفته است. مهم‌ترین واحدهای لیتولوژی منطقه شامل سنگ‌های آذرین با ترکیب گرانودیوریت، دیوریت و گابرو می‌باشد.



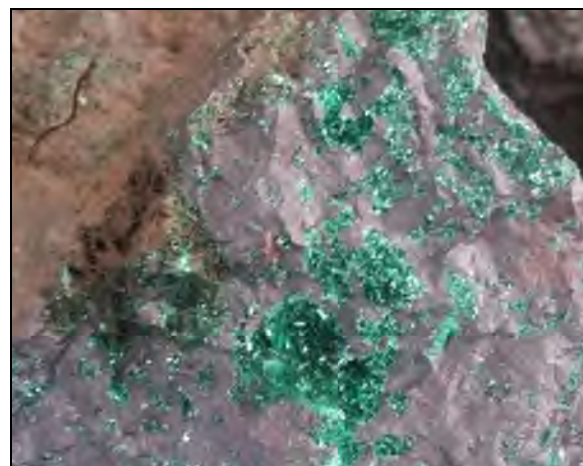
شکل ۱: نمونه اپیدوت، معدن انجیله W 137mm (موزه آراین‌زمین).

۲-۲ استان مرکزی

از مهم‌ترین کانی‌های کلکسیونی این استان می‌توان به عقیق‌های رنگی منطقه بهارستان، نمونه‌های مالاکیت و پسیلوملان معدن شمس‌آباد، ژئودهای کلسیت محدوده روستای هزارآباد آشتیان اشاره کرد (Error! Reference source not found. تا شک ۵).



شکل ۲: نمونه عقیق منطقه بهارستان، آشتیان 80*56mm (نمونه و عکس از مازیار نظری).



شکل ۳: کانی مالاکیت در زمینه هماتیت، معدن شمس‌آباد W 45mm (موزه آراین‌زمین).



شکل ۴: پسیلوملان به‌همراه لیمونیت و هماتیت، معدن شمس‌آباد
(موزه آراین‌زمین). W 95mm



شکل ۵: نمونه ژئود کلسیت، روستای هزارآباد
(موزه آراین‌زمین). W 121mm

۲-۳ استان سمنان

استان سمنان با داشتن بیش از ۴۰ نوع ماده معدنی به عنوان یکی از استان‌های معدنی کشور محسوب می‌شود. از مهم‌ترین کانی‌های کلکسیونی موجود در این استان می‌توان به آمیتیت، سلستین، کریستال‌های گوگرد، بلورهای نمک، ژپس از نوع سلنیت و ... اشاره نمود.

۲-۳-۱ کانی آمیتیت

یکی از مناطقی که از دیرباز در ایران به‌عنوان پتانسیل کانی آمیتیت مطرح بوده منطقه تروند استان سمنان می‌باشد. از مهم‌ترین واحدهای لیتولوژی موجود در منطقه می‌توان به سنگ‌های آتشفشانی دوران سوم با ترکیب آندزیت، آندزیت‌بازالت و برش‌های ولکانیکی اشاره کرد. کانی‌سازی سیلیس در منطقه به‌شکل کانی کوارتز، آمیتیت و عقیق دیده می‌شود. آمیتیت‌ها به‌صورت ژئود شکستگی‌های موجود در آندزیت‌ها و آندزیت‌بازالت‌ها را پر کرده‌اند. غالباً اندازه ژئودهای آمیتیت کوچک بوده و به‌ندرت اندازه آنها به بیش از ۲۰ سانتی‌متر می‌رسند (شکل ۶).

۲-۳-۲ کانی سلستین

در استان سمنان حدود ۱۰ معدن سلستین وجود دارد. نمونه‌های زیبا و کلکسیونی زیادی از کانی سلستین به‌صورت کریستال‌های تک‌بلور، ژئودهای سلستین، سلستین با اگرگات پولکی و ... در معادن این استان دیده می‌شود (شکل ۷). از جمله این معادن می‌توان به معدن سلستین کوه سیاه، معدن جوادآباد و معدن سلستین دهنک اشاره کرد.



شکل ۶: نمونه آمیتیست، منطقه تروند W 196mm (موزه آراین‌زمین).



شکل ۷: نمونه سلسستین با آگرگات پولکی، معدن کوه‌سیاه W 165mm (موزه آراین‌زمین).

۲-۳-۳ کانی گوگرد

استان سمنان با داشتن سه معدن گوگرد دلازیان، زرکوه و خوریان یکی از استان‌های تولید کننده ماده معدنی گوگرد در کشور می‌باشد. در این معادن نمونه‌های زیبایی از کانی گوگرد وجود دارد که از آنها می‌توان به نمونه‌های معدن گوگرد دلازیان اشاره نمود (شکل ۸).

۲-۳-۴ بلورهای نمک

معادن نمک زیادی در استان سمنان وجود دارد. که از آن جمله می‌توان به معدن نمک سرخه، معدن نمک سالار، معدن نمک سپیده، معدن نمک راهراک و... اشاره نمود. نمونه‌ای از کریستال نمک مربوط به معدن نمک راهراک شهرستان گرمسار در شکل ۹ نشان داده شده است.



شکل ۸: نمونه کریستال گوگرد، معدن دلازیان W 148 mm (موزه سازمان زمین‌شناسی ایران، عکس از محسن قربانی).



شکل ۹: نمونه کریستال آبی‌رنگ نمک 27.27.29mm (نمونه و عکس از مازیار نظری).

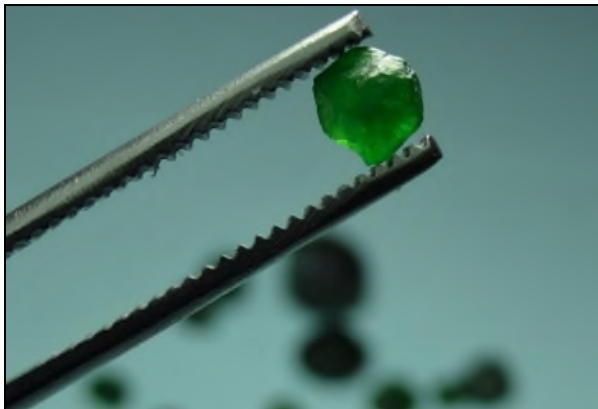


۴-۲ استان کرمان

از مهم‌ترین کانی‌های کلکسیونی استان کرمان می‌توان به گارنت‌های منطقه باغ‌برج، کوه‌گیری و هرازان، کانی‌های فیروزه، کریزوکلا و پیریت معدن مس میدوک و هیدرومنیزیت منطقه صوغان اسفندقه اشاره کرد (شکل ۱۰ تا شکل ۱۴).

۱-۴-۲ گارنت‌های منطقه باغ‌برج

منطقه باغ‌برج بخشی از افیولیت اسفندقه می‌باشد که در شمال آبدشت قرار گرفته است. سنگ میزبان کانی گارنت عمدتاً گابرو، دیوریت و سرپانتینیت بوده که تمرکز کانی گارنت در سرپانتینیت‌ها بیشتر است. رنگ آنها طیف متفاوتی از رنگ سبز را نشان می‌دهد، که بسته به مقدار کروم موجود در آنها است. گارنت‌های این منطقه از نوع آندرادیت (دمانتویید) و گراسولار می‌باشد (منتصری، ۱۳۹۰). در منطقه کوه‌گیری نیز کانی گارنت از نوع آندرادیت-گراسولار (عابدپور و همکاران، ۱۳۸۵) وجود دارد.



شکل ۱۰: نمونه گارنت، منطقه باغ‌برج W 48mm (موزه آراین‌زمین).



شکل ۱۱: نمونه گارنت، منطقه هرازان بخش لاله‌زار W 130mm (نمونه از مازیار نظری، عکس از محسن قربانی).

۲-۴-۲ نمونه‌های کلکسیونی معدن مس میدوک

معدن مس میدوک در فاصله ۴۲ کیلومتری شمال‌خاوری شهرستان شهربابک قرار دارد. بر اساس مطالعات زمین‌شناسی و کانی‌شناسی صورت گرفته، کانی فیروزه و کریزوکولا در زون اکسیده جای دارند.



شکل ۱۲: نمونه فیروزه همراه با پیریت، معدن مس میدوک W 112mm (موزه آراین‌زمین).



شکل ۱۳: نمونه پیریت، معدن مس میدوک W 102mm (موزه سازمان زمین‌شناسی ایران، عکس از محسن قربانی).



شکل ۱۴: نمونه هیدرومنیزیت، منطقه صوغان اسفندقه W 170mm
(نمونه و عکس از Nelly Barian).

۵-۲ استان یزد

استان یزد یکی از استان‌های معدنی کشور با تنوع مواد معدنی و همچنین دارای معادن بزرگ و مهمی از جمله معدن آهن چغارت، چادرملو، سرب و روی مهدی‌آباد و ... می‌باشد. از کانی‌های کلکسیون موجود در این استان می‌توان به کانی آپاتیت، آنالسیم، واریسیت، وزوویانیت، اسمیت‌زونیت، ولفنیت و ... اشاره کرد.

۵-۲-۱ کانی آپاتیت

این کانی در کانسارهای آهن لکه‌سیاه، کانسار فسفات گزستان، کانسار آهن چغارت و کانسار فسفات اسفوردی مشاهده می‌شود، اما شاید بهترین نمونه‌ها کانی آپاتیت مربوط به کانسار فسفات اسفوردی باشد. (شکل ۱۵)

لیتولوژی واحدهای سنگی محدوده کانسار فسفات اسفوردی و اطراف آن عمدتاً سنگ‌های آذرین از نوع ریولیت است که تا حدی دگرسان شده‌اند. افق اصلی معدن عمدتاً از کانی‌های آپاتیت، منیتیت، هماتیت، کلسیت و ترمولیت تشکیل شده است.

آپاتیت در این معدن به دو شکل ریزدانه به همراه کلسیت، هماتیت و مگنتیت و بلورهای آپاتیت خودشکل و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود.

اندازه کریستال‌های آپاتیت عموماً ۳ تا ۴ سانتی‌متر است. در گذشته بلورهای با طول ۲۰ سانتی‌متر و قطر ۱۰ سانتی‌متر هم در این معدن مشاهده و گزارش شده است. در حال حاضر به ندرت و به صورت استثنایی شاید شاهد این گونه کریستال‌ها در این معدن باشیم.



شکل ۱۵: نمونه آپاتیت، معدن فسفات اسفوردی W 128mm
(نمونه از مازیار نظری، عکس از محسن قربانی).



۲-۵-۲ کانی آنالسیم

این کانی در محدوده کاروانسرای قلعه‌خرگوشی قابل مشاهده است. دسترسی به این منطقه از طریق جاده یزد- اردکان- عقدا- سروعلیا- کاروانسرای قلعه‌خرگوشی امکان‌پذیر است. عمده لیتولوژی منطقه شامل سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیتی تا ریولیتی است. در زمینه آندزیت‌ها بلورهای درشت و ۲۴ وجهی آنالسیم به چشم می‌خورد.

۲-۵-۳ کانی واریسیت (ورسکایت)

این کانی در معدن سرب و روی کوشک که در فاصله ۴۵ کیلومتری شمال‌خاوری بافق قرار گرفته است قابل مشاهده است. کانی‌سازی اصلی در این کانسار به صورت پیریت، گالن و اسفالریت بوده و کانی‌های کوارتز، واریسیت، کلسیت و ژیپس به‌عنوان باطله آنها را همراهی می‌کنند.

کانی واریسیت غالباً در بخش‌های نزدیک به سطح و به صورت پراکنده فضاها و شکستگی‌های ثانویه ظاهر شده است. رنگ این کانی سبز تا سفید مایل به زرد می‌باشد (Error! Reference source not found.).



شکل ۱۶: نمونه واریسیت، معدن سرب و روی کوشک W 138mm (موزه آربین‌زمین).

۲-۵-۴ کانی وزوویانیت

در محدوده معدن مرمر سبز گردنه دهشیر که در حد فاصل دره زرشک و دامک علی‌آباد قرار دارد کانی وزوویانیت به رنگ سبز-زرد در داخل سنگ‌آهک‌های مرمری شده مشاهده می‌شود (شکل ۱۷).

کیفیت نمونه‌های سطحی به علت هوازدگی کاهش پیدا کرده است اما نمونه‌های عمقی از کیفیت بهتری برخوردار می‌باشند.



شکل ۱۷: نمونه وزوویانیت W 118mm (نمونه و عکس از مازیار نظری).

۲-۵-۵ کانی اسمیت‌زونیت

این کانی را می‌توان در معدن سرب و روی دره‌زنجیر که در ۵ کیلومتری جنوب‌خاوری تفت واقع شده مشاهده نمود. واحدهای رسوبی کرتاسه پیشین تشکیل دهنده سنگ‌های محدوده کانسار دره‌زنجیر می‌باشند. کانی‌سازی سرب و روی در لایه‌های دولومیتی‌شده آهک‌های سازند تفت صورت گرفته است. نمونه‌های کانی اسمیت‌زونیت در این محدوده به‌رنگ سبز قابل‌رویت است. (شکل ۱۸).

۲-۵-۶ کانی ولفنیت

در منطقه بهاباد معدن سرب و روی زیادی وجود دارد مانند معدن آب‌حیدر، تاج‌کوه، احمدآباد و چاه درویش که البته برخی از آنها در حال حاضر متروکه می‌باشند. کانی‌سازی در این معدن به‌صورت همی‌مورفیت، اسمیت‌زونیت، سروزیت بوده و کانی‌های سولفیدی مانند گالن و اسفالریت کمتر مشاهده می‌شود. در این معدن کانی ولفنیت به ندرت قابل مشاهده است. ولفنیت‌های این منطقه بیشتر به‌رنگ نارنجی و زرد می‌باشند (شکل ۱۹).



شکل ۱۸: نمونه اسمیت‌زونیت، معدن سرب و روی دره‌زنجیر W 88mm (موزه سازمان زمین‌شناسی ایران، عکس از محسن قربانی).



شکل ۱۹: نمونه ولفنیت، معدن چاه‌درویش W 82mm (نمونه از عرفان رحیمی، عکس از محسن قربانی).



۲-۵-۷ کانی آمرنتیت

از دیگر کانی‌های کلکسیونی استان یزد می‌توان به کانی آمرنتیت (Amarntite) و پارابوتلریت (Parabutlerite) کانی‌های سولفات آهن آبدار به‌رنگ‌های نارنجی متمایل به قرمز، قرمز و قهوه‌ای و زرد در منطقه ساغند اشاره نمود (شکل ۲۰).



شکل ۲۰: نمونه آمرنتیت، منطقه ساغند یزد W 37.8mm (نمونه و عکس از Nelly Bariand)

۲-۶ استان اصفهان

استان اصفهان به ویژه منطقه انارک این استان یکی از مناطق با پتانسیل بسیار بالا از لحاظ کانی‌های کلکسیونی در کشور به شمار می‌آید. در منطقه انارک معادن سرب و روی و پلی‌متال زیادی وجود دارد که به‌عنوان مثال می‌توان به معدن سرب و روی نخلک، معدن چاه خربزه، معدن چاه‌میله، معدن مس کنی، معدن تالمسی و ... اشاره نمود. در حال حاضر برخی از این معادن متروکه می‌باشند.

از جمله کانی‌های کلکسیونی این معادن می‌توان به ولفنیت، وانادینیت، دسکلوزیت، میمیتیت، سروزیت، لاونجولان، تالمسیت، آنابرژیت، کالدونیت، مینیوم، سیلیت، متاتوربرنیت و ... اشاره کرد.

۲-۶-۱ کانی‌های کلکسیونی معدن سرب و روی نخلک

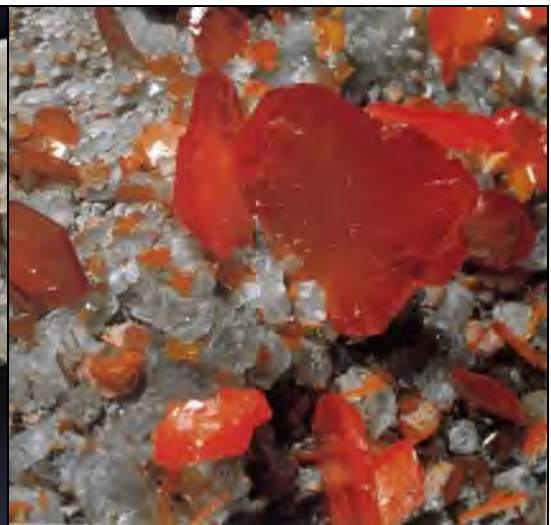
معدن سرب و روی نخلک در فاصله ۵۵ کیلومتری شمال‌خاوری انارک در استان اصفهان واقع شده است. کانی‌سازی در معدن سرب و روی نخلک در آهک‌های کرتاسه بالایی به‌صورت گالن، باریت و سروزیت، اسفالریت، کالکوپیریت و پیریت شکل گرفته است. از کانی‌های ثانویه می‌توان به ولفنیت و وانادینیت اشاره کرد که همواره در همبافتی با کانی سروزیت می‌باشند.

نمونه‌های کلکسیونی از کانی ولفنیت به‌رنگ قرمز، سروزیت و وانادینیت در این کنسار قابل مشاهده است (شکل ۲۱ و شکل

۲۲).



شکل ۲۱: نمونه سروزیت، معدن نخلک W 226mm
(موزه سازمان زمین‌شناسی ایران، عکس از محسن قربانی).



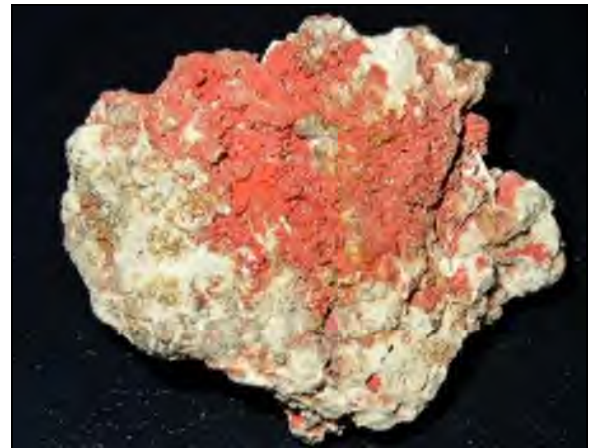
شکل ۲۲: نمونه ولفنیت همراه با سروزیت، معدن نخلک W 3.55mm
(نمونه و عکس از Nelly Bariand).

۲-۶-۲ کانی‌های کلکسیونی معدن چاه‌میله

این معدن در فاصله ۲۵ کیلومتری شمال‌خاوری انارک در مسیر جاده چوپانان به خور و بیابانک واقع شده است. کانی‌سازی در این معدن به صورت گالن، کالکوپیریت، اسفالریت، پیریت، هماتیت و ... در نهشته‌های کربناته صورت گرفته است. از کانی‌های ثانویه و کلکسیونی در این معدن می‌توان سروزیت، کالدونیت، مالاکیت، ولفنیت، میمتیت، مینیوم و ... را نام برد (شکل ۲۳ و شکل ۲۴).



شکل ۲۳: نمونه میمتیت، معدن چاه‌میله W 5.20mm (نمونه و عکس از مازیار نظری).



شکل ۲۴: نمونه مینیوم، معدن چاه‌میله 45*34*24mm (نمونه و عکس از مازیار نظری).

از کانی‌های کمیاب که در معدن چاه‌میله گزارش شده است می‌توان به کانی کالدونیت (Caledonite) با فرمول شیمیایی $Pb_5Cu_2(CO_3)(SO_4)_3(OH)_6$ اشاره نمود (Error! Reference source not found.).



شکل ۲۵: نمونه کالدونیت، معدن چاه‌میله L 60mm (نمونه و عکس از Nelly Bariand).

۲-۶-۳ کانی‌های کلکسیونی معدن چاه خربزه

این معدن در ۳۰ کیلومتری شمال‌خاوری انارک در مسیر چوپانان به انارک واقع شده است این معدن در حال حاضر متروکه است. سنگ‌های فراگیر این کانسار شیست‌های پروتروزوییک بالایی از متامورفیک‌های انارک است. در تونل‌های قدیمی استخراجی این معدن نمونه‌های کانی ولفنیت قابل مشاهده است (شکل ۲۶).



شکل ۲۶: نمونه ولفنیت، معدن چاه‌خربزه W 40mm (نمونه و عکس از Nelly Bariand).

۲-۶-۴ معدن مس مسکنی

این کانسار در ۶۰ کیلومتری شمال‌خاوری نایین و ۲۰ کیلومتری شمال‌باختری انارک قرار دارد. کانسار مس مسکنی یک کانسار شدادی بوده که کانسنگ غنی از مس، کبالت و نیکل از آن استخراج شده است. پارائنز کانه‌ها به تفصیل توسط شوربزرگ و باریان (۱۹۶۵) بررسی شده و بیش از ۵۰ کانی اولیه در آن شناخته شده است.



قدیمی‌ترین سنگ‌های شناخته شده در منطقه پی‌سنگ دگرگونه خور- انارک است. سنگ میزبان کانی‌سازی سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب تراکی‌آندزیت تا آندزیت‌بازالت است. از کانی‌های کلکسیونی این معدن می‌توان به کانی لاونجولان اشاره کرد (شکل ۲۷).



شکل ۲۷: نمونه لاونجولان، معدن مسکنی
W 75mm (نمونه و عکس از Nelly Bariand).



شکل ۲۸: نمونه وانادیت، معدن گود عباس‌آباد انارک W 20mm (نمونه و عکس از Nelly Bariand).

۲-۶-۵ کانی‌های کلکسیونی معدن تالمسی

این معدن یکی از معادن قدیمی مس و نیکل بوده که در فاصله ۲۵ کیلومتری شمال‌باختری انارک واقع شده است. از کانی‌های کلکسیونی این معدن می‌توان به لاونجولان، آنابرژیت، سیلیت، متاتوربرنیت و تالمسیت اشاره نمود (شکل ۲۹ تا شکل ۳۱).



شکل ۲۹: نمونه لاونجولان به همراه متاتوربرنیت، معدن تالمسی W 39mm
(نمونه و عکس از Nelly Bariand).



شکل ۳۰: نمونه آنابرژیت، معدن تالمسی W 13mm (نمونه و عکس از Nelly Bariand).



شکل ۳۱: نمونه تالمسیت همراه با باریت، معدن تالمسی W

5mm

(نمونه و عکس از مازیار نظری).

۲-۶-۶ ژئود عقیق خور و بیابانک

کانی‌های عقیق و آمیتیست در منطقه خور و بیابانک محدوده دشتاب یافت می‌شوند. کوه دشتاب با سنگ‌های کرتاسه و ولکانیک‌های ائوسن تشکیل شده که کانی‌سازی عقیق و آمیتیست در ارتباط با ولکانیسم ائوسن می‌باشد. در شکل ۳۲ نمونه‌ای ژئود عقیق خور و بیابانک نشان داده شده است.

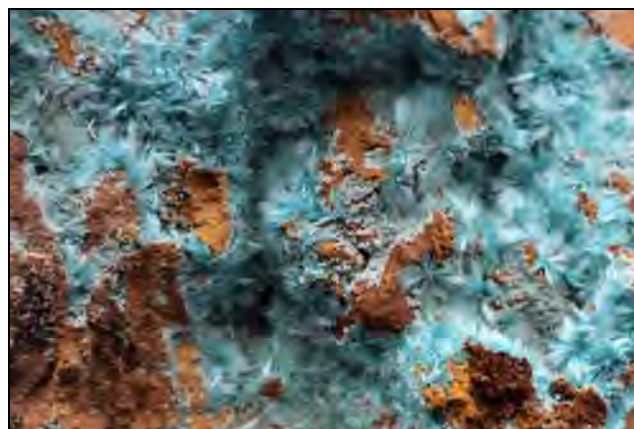
۲-۶-۷ کانی ائورکلسیت

معدن سرب و روی باما در حدود ۲۰ کیلومتری جنوب‌باختری شهر اصفهان واقع شده است. این معدن متشکل از سه معدن فعال گوشفیل، تپه‌سرخه و کلاه دروازه است. معدن گوشفیل با عمق حدود ۲۵۰ متر از عمیق‌ترین معدن‌های روباز کشور محسوب می‌شود. از کانی‌های کلکسیونی این معدن می‌توان به نمونه‌های ائورکلسیت اشاره نمود (شکل ۳۳).



شکل ۳۲: نمونه ژئود عقیق، منطقه خور و بیابانک

52*32mm (نمونه و عکس از مازیار نظری).



شکل ۳۳: کانی ائورکلسیت، معدن باما 84mm W

(موزه سازمان زمین‌شناسی ایران، عکس از محسن قربانی).



۲-۶-۸ کانی فلوریت

از دیگر کانی‌های کلکسیونی استان اصفهان می‌توان به فلوریت‌های معدن کمشچه اشاره کرد. معدن باریت کمشچه در فاصله ۱۲۰ کیلومتری شمال‌خاور اصفهان قرار گرفته است. کانی‌زایی در معدن کمشچه با تشکیل کانی‌های باریت و فلوریت به شکل پراکنده در تمام سطوح کانی‌زایی و گالن، آزوریت و مالاکیت به میزان ناچیز همراه است. کانی‌زایی به صورت رگه‌ای و لایه‌ای در سنگ‌های دولومیتی به سن تریاس رخ داده است. در نوع رگه‌ای کانی فلوریت بسیار فراوان و در ابعاد مختلف در درزه‌ها و شکاف‌ها حضور دارد. فلوریت مهمترین و فراوانترین کانی همراه با باریت است که اغلب به رنگ‌های سفید و شیری دیده می‌شود ولی رنگ‌های دیگر آن را نیز می‌توان یافت. در شکل ۳۴ نمونه‌ای از فلوریت معدن کمشچه نشان داده شده است.

۲-۶-۹ کانی سلسستین

یکی دیگر از کانی‌های کلکسیونی استان اصفهان کانی سلسستین مربوط به معدن سلسستین مرنجاب می‌باشد. (شکل ۳۵).



شکل ۳۴: نمونه فلوریت، معدن باریت کمشچه W 60mm (نمونه و عکس از مازیار نظری).



شکل ۳۵: نمونه سلسستین، معدن مرنجاب W 165mm (موزه سازمان زمین‌شناسی ایران، عکس از محسن قربانی).

۳. نتیجه‌گیری

با توجه به بررسی‌ها و مطالعات صورت گرفته بر روی کانی‌های کلکسیونی ایران می‌توان گفت که محدوده ایران مرکزی و به خصوص منطقه انارک در استان اصفهان از پتانسیل بالایی در زمینه کانی‌های کلکسیونی و کمیاب در کشور برخوردار است. از جمله کانی‌های کلکسیونی ایران مرکزی می‌توان به کانی‌های اپیدوت، عقیق، ژئودکلسیت، آمیتست، سلسستین، کریستال‌های گوگرد، گارنت، فیروزه، پیریت، آپاتیت، اسمیت‌زونیت، واریسیت، ولفنیت، وانادینیت، میمیت، سروزیت، لاونجولان، تالمسیت، آنابریزیت، کالدونیت، مینیوم، سیلیت، متاتوربرنیت، هیدرومنیزیت، فلوریت و ... اشاره نمود. همین امر دلیلی بر توجه هرچه بیشتر سازمان‌های مرتبط برای حفظ، نگهداری و



مطالعه این کانی‌هاست. با توجه به کمیاب بودن و محدود بودن منابع کانی‌های کلکسیونی و همچنین با توجه به اینکه این کانی‌ها به عنوان بخشی از میراث زمین‌شناسی ایران به شمار می‌آیند، لازم است دانشگاه‌ها و سازمان‌های مرتبط با علوم زمین در جمع‌آوری و حفظ کانی‌های کلکسیونی فعالتر بوده و با ایجاد موزه‌ها و ژئوسایت‌ها در حفظ و نگهداری آنها تلاش نمایند. همچنین اساتید دانشکده‌های علوم زمین می‌توانند با سوق دادن عنوان رساله دانشجویان کارشناسی ارشد و دکتری در زمینه کانی‌های کلکسیونی و کمیاب ایران به معرفی و مطالعه هرچه بیشتر این کانی‌ها کمک شایانی نمایند.

تشکر و قدردانی

در نهایت از

- جناب آقای مهندس مازیار نظری که برخی از نمونه‌های کلکسیونی و عکس‌های مربوط به آنها را در اختیار بنده گذاشتند قدردانی می‌کنم.
- از مدیریت مرکز پژوهشی زمین‌شناسی پارس آریز زمین که نمونه‌های کلکسیونی و همچنین عکس‌های مربوط به آنها را در اختیار بنده گذاشتند سپاسگذاری می‌کنم.
- از مدیریت موزه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران که برخی از نمونه‌های کلکسیونی موزه را برای عکاسی در اختیار بنده گذاشتند قدردانی می‌کنم.

منابع

- [۱] قربانی، منصور و قربانی، محسن. ۱۳۹۹، گوهرسنگ‌های ایران و خاورمیانه و کانی‌های کلکسیونی ایران، انتشارات آریز زمین.
- [۲] قربانی، منصور. ۱۳۸۶، زمین‌شناسی اقتصادی کارنسارها و نشانه‌های معدنی ایران، انتشارات آریز زمین.
- [۳] منتصری، مرجان. ۱۳۹۰، کانی‌شناسی، زمین‌شیمی، ژنز و خاستگاه زمین‌شناسی گارنت‌های سبز افیولیت‌های اسفندقه (جنوب شرق کرمان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز.
- [۴] عابدپور، ز.، قاسمی، ح.، احمدی پور، ح.، صادقیان، م.، 1385، پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی کوه گبری رفسنجان، دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- [۵] بانک اطلاعاتی گوهرسنگ‌ها و کانی‌های ایران و خاورمیانه، مرکز پژوهشی زمین‌شناسی پارس آریز زمین.
- [۶] بانک اطلاعاتی کانی‌های کلکسیونی ایران، مهندس مازیار نظری.



پتانسیل گوهری گارنت در منطقه قراول‌خانه، شمال غرب دندی

محمد ابراهیمی*

دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

ebrahimi@znu.ac.ir

مهران شیروانی

دانش‌آموخته کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

shirvani@gmail.com

چکیده

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب روستای قراول‌خانه و در فاصله حدود ۴۰ کیلومتری شمال غرب دندی واقع شده است. در این منطقه مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل شیست سبز، گنایس و آمفیبولیت با روند شمال غرب – جنوب شرق و سنگ‌های کربناته تجدید تبلور یافته (آهک مرمری شده جانگوتاران) رخنمون دارند. در این مجموعه یک توده نفوذی گرانیتوییدی (گرانیت دانه‌ریز همراه با آپلیت) احتمالاً به سن ژوراسیک نفوذ نموده که دارای ترکیب کانی‌شناسی کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار همراه با مقادیری کانی‌های مافیک و کانی‌های اپاک، زیرکن و اسفن به عنوان کانی فرعی می‌باشد. نفوذ این توده گرانیتوییدی در مجموعه دگرگونی و تراوش محلول‌های گرمابی حاصل از تبلور آن به داخل سنگ‌های کربناته، موجب اسکارن‌زایی شده است. اسکارن‌های حاصله عمدتاً به صورت اگزواسکارن در داخل بخش‌های کربناته ایجاد شده‌اند. با این حال مقادیر جزئی اندواسکارن در داخل شیست‌ها نیز تشکیل شده‌اند. کانه‌های موجود در پهنه اگزواسکارن شامل گارنت، کلسیت، پیروکسن، اپیدوت (پیستاسیت)، ولاستونیت، کوارتز و پیریت هستند. برخی بلورهای پیریت به ویژه از حاشیه به گوتیت تبدیل شده‌اند. بلورهای گارنت غالباً به صورت نیمه‌خودشکل بوده ولی به صورت خودشکل و ندرتاً به صورت ناخودشکل نیز مشاهده می‌شوند. اندازه بلورهای گارنت از کمتر از mm تا حدود ۵ cm متغیر می‌باشد. بلورهای گارنت دارای رنگ‌های متنوع سبز روشن، سبز تیره، قهوه‌ای و سیاه می‌باشند. بلورهای سبز رنگ گارنت به ویژه انواع سبز روشن جذاب بوده و برای نمونه‌های آزمایشگاهی، کلکسیونری و انواع درشت‌بلور سبز روشن دارای ارزش گوهری هستند.

واژگان کلیدی: دمانتوئید (آندرادیت سبز روشن)، اسکارن، گرانیت، قراول‌خانه، دندی.



Gem potential of garnet in Gharavolkhaneh area, northwest of Dandi

Mohammad Ebrahimi*

Associate professor at Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan
ebrahimi@znu.ac.ir

Mehran Shirvani

M.Sc. in petrology, Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan
shirvani@gmail.com

Abstract

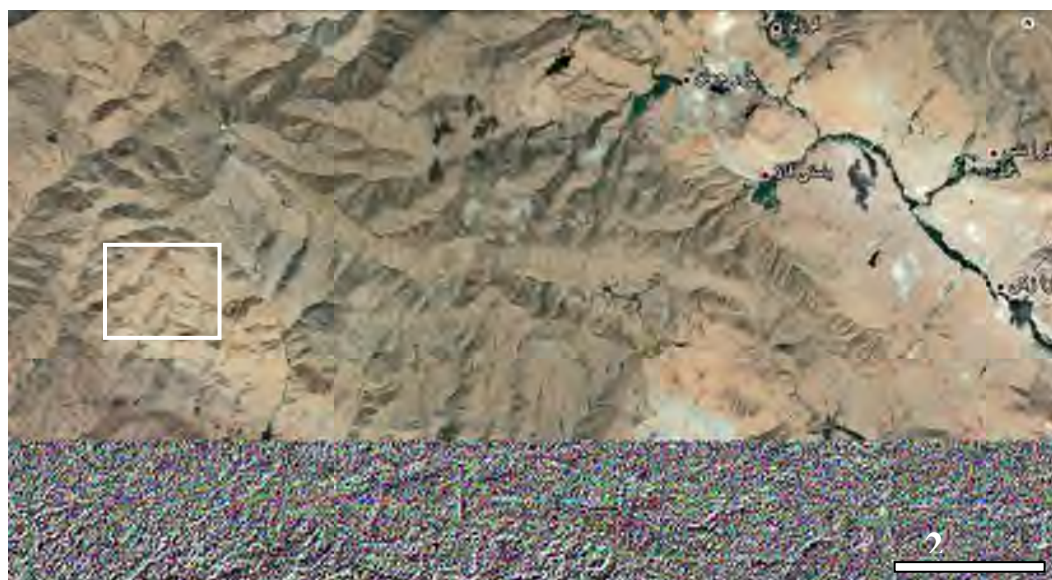
The study area is located at the northwest of Gharavolkhaneh village, about 40 km northwest of Dandi. A complex of regional metamorphic rocks including green schist, gneiss and amphibolites along with recrystallized carbonate rocks (recrystallized Jangutaran limestone) are exposed with a NW-SE trend at the area. A Jurassic (?) granitoid intrusion (granite and aplite) is emplaced into the metamorphic complex. The intrusion consists of quartz, plagioclase, alkali feldspar along with mafic minerals and minor phases such as opaque minerals, zircon and sphene. While the intrusion cooled down and crystallized the resulting hydrothermal fluids penetrated into the country rocks and has caused skarnification in the carbonate rocks. The produced skarns are mainly exo-skarn, meanwhile minor amount of endo-skarn is also present in the schists. The minerals present in the exo-skarn zone are garnet, calcite, pyroxene, epidote (pistacite), wollastonite, quartz and pyrite. Some pyrite crystals are peculiarly altered to goethite from the margins. Garnet crystals are mainly subhedral, however euhedral and rarely anhedral crystals of garnet are also observed. The size of the garnet crystals vary from smaller than 1 mm to about 5 cm. Garnet crystals show various colors including light green, dark green, brown and black. The green garnet crystals, especially the light green ones, are attractive and can be used for labs, collections and even the large crystals of light green garnets can be used as gem.

Keywords: Demantoid (light green andradite), skarn, granite, Gharavolkhaneh, Dandi.



مقدمه

منطقه مورد مطالعه در ورقه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تکاب- تخت سلیمان واقع شده است [۱]. این منطقه در تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران بر اساس (۱۹۹۱) [۲ و ۳] جزء ایران مرکزی و بر اساس [۴] جزء زون سنندج - سیرجان می‌باشد. از مطالعات زمین‌شناسی دیگری که در منطقه قراول‌خانه صورت گرفته است می‌توان به مطالعات پترولوژی و سنگ‌شناسی توده نفوذی بازیک موجود در منطقه اشاره نمود [۵ و ۶]. تصویر گوگل‌ارث منطقه مورد مطالعه در شکل ۱ نمایش داده شده است.



شکل ۱- تصویر گوگل‌ارث از منطقه مورد مطالعه که موقعیت اسکارن‌های دارای گارنت سبز با چهارگوش سفید بر روی آن مشخص شده است.

روش مطالعه

در این پژوهش پس از انجام مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری، از نمونه‌ها مقاطع نازک در کارگاه سنگ‌بری و تهیه مقاطع نازک در دانشگاه زنجان تهیه شدند. سپس بررسی میکروسکوپی مقاطع در آزمایشگاه کانی‌شناسی گروه زمین‌شناسی دانشگاه زنجان با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان Prior انجام پذیرفت.

زمین‌شناسی منطقه

همانطور که اشاره گردید منطقه مورد مطالعه بر اساس پهنه‌بندی ساختاری [۴] در پهنه سنندج- سیرجان واقع است، بر همین اساس سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل شیست سبز، گنایس و آمفیبولیت با روند شمال غرب - جنوب شرق و سنگ‌های کربناته تجدید تبلور یافته (آهک مرمری شده جانگوتاران) در منطقه رخنمون گسترده‌ای دارند. در این مجموعه یک توده نفوذی گرانیت دانه‌ریز همراه با آپلیت احتمالاً به سن ژوراسیک نفوذ نموده که موجب اسکارن‌زایی و تشکیل گارنت سبز رنگ (دمانتوئید) در منطقه شده است. علاوه بر این در منطقه قراول‌خانه یک توده نفوذی بازیک (متاگابرویی) همراه با مجموعه دگرگونی ناحیه‌ای



وجود دارد [۵]. این توده نفوذی بازیک همراه با سنگ‌های دربرگیرنده خود متحمل دگرگونی و دگرشکلی قرار گرفته است. در این توده بازیک برگوارگی به موازات شیستوزیته یا نایسیسیته سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در بر گیرنده، توسعه یافته است.

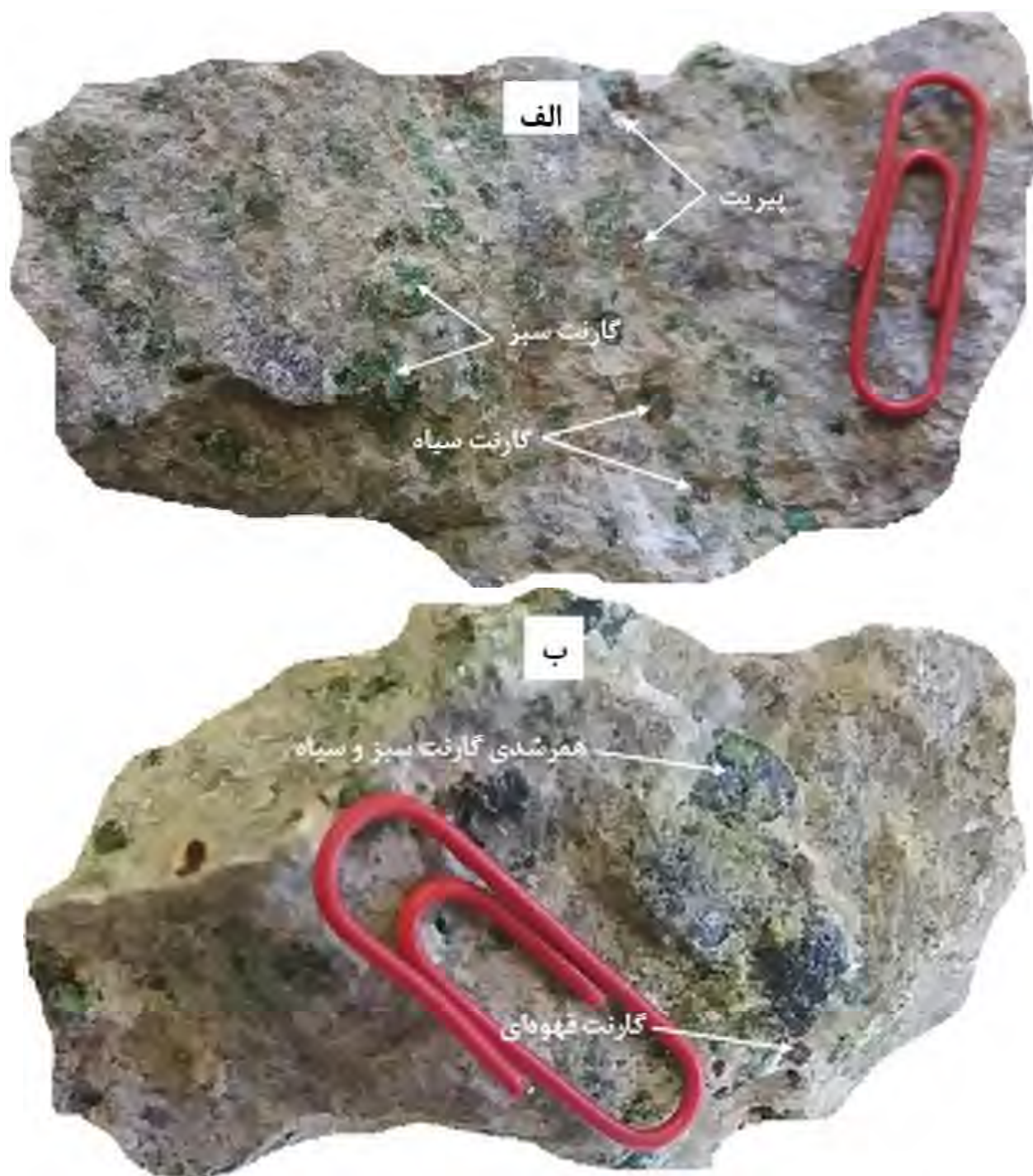
کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری

همانطور که اشاره گردید نفوذ توده گرانیتی ژوراسیک (۴) در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و آهک‌های مرمری شده جانگوتاران موجب اسکارن‌زایی شده است. توده گرانیتی نسبتاً دانه‌ریز بوده و عمدتاً از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار همراه با مقادیری کانی‌های مافیک تشکیل شده است. علاوه بر این کانی‌های اپاک (پیریت)، اسفن و زیرکن نیز به عنوان کانی‌های فرعی وجود دارند. با سرد شدن و تبلور این توده نفوذی، مواد فرار (به ویژه بخار آب) در فاز مایع باقیمانده تمرکز یافته و سیالات گرمایی را ایجاد نموده‌اند. سیالات گرمایی حاصله داخل مجموعه دگرگونی ناحیه‌ای احاطه کننده توده نفوذ نموده و موجبات اسکارن‌زایی را فراهم کرده است. اسکارن‌زایی به مقدار جزئی به صورت اندواسکارن داخل شیست‌ها و به مقدار قابل توجه به صورت اگزواسکارن داخل آهک‌های مرمری شده جانگوتاران حادث شده است. مجموعه کانی‌شناسی اگزواسکارن شامل گارنت، پیروکسن، ولاستونیت، اپیدوت (پیستاسیت)، کلسیت، کوارتز و پیریت می‌باشد. گارنت فراوانترین کانی موجود در پهنه اگزواسکارن است. بلورهای گارنت غالباً به صورت نیمه‌خودشکل بوده ولی به صورت خودشکل و ندرتاً به صورت ناخودشکل نیز مشاهده می‌شوند. اندازه بلورهای گارنت از کمتر از ۱ mm تا حدود ۵ cm متغیر می‌باشد. بلورهای گارنت دارای رنگ‌های متنوع سبز روشن، سبز تیره، قهوه‌ای و سیاه می‌باشند (شکل‌های ۱ و ۲). گاهی اوقات گارنت‌های سبز رنگ و سیاه رنگ با هم هم‌رشدی دارند. این هم‌رشدی حتی در نمونه‌های دستی قابل مشاهده است (شکل ۲ ب). در مقاطع میکروسکوپی گارنت با برجستگی قوی، رنگ سبز مایل به زرد و شکستگی‌های نسبتاً فراوان مشخص است (شکل‌های ۴، ۵ و ۶). گارنت‌های مورد مطالعه ایزوتروپ بوده و در زیر میکروسکوپ زونینگ نشان نمی‌دهند. گارنت‌های مورد مطالعه به ندرت انیزوتروپی دارند. مجموعه کانی‌های موجود در اسکارن‌های قراول‌خانه شامل گارنت، ولاستونیت (شکل ۴ الف و ب)، کلینوپیروکسن، اپیدوت (پیستاسیت)، کلسیت و کوارتز است. بلورهای درشت گارنت و کلسیت بلورهای کوچک‌تری از پیروکسن را احاطه نموده و بافت پوئی‌کیلوبلاستیک ایجاد نموده‌اند (شکل‌های ۴، ۵). بلورهای درشت کلسیت به وضوح ماکل نواری دارند (شکل ۴ د). بلورهای پیروکسن غالباً به صورت محصور داخل گارنت و کلسیت قرار دارند (شکل‌های ۴، ۵). برخی بلورهای پیروکسن دارای ماکل ساده و به صورت خودشکل تا نیمه‌خودشکل هستند و به وضوح منطقه‌بندی دارند (شکل‌های ۵ ج و د). بلورهای اپیدوت معمولاً به صورت کشیده و نیمه‌شعاعی می‌باشند (شکل‌های ۵ الف و ب). بلورهای پیریت به صورت خودشکل و اپک هستند (شکل ۶) در مواردی پیریت از حاشیه به گوتیت تبدیل شده است.

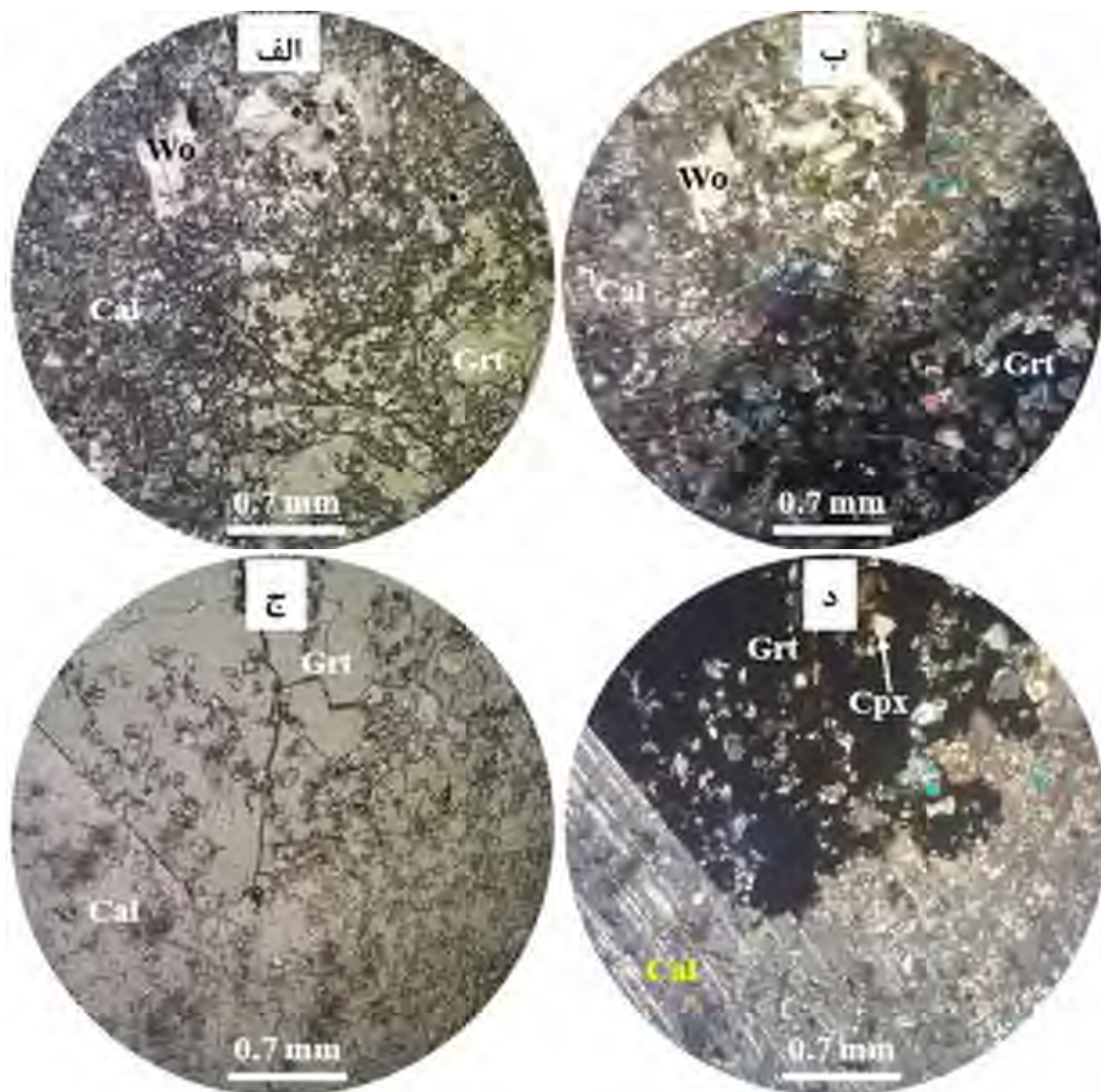


ت (حدود

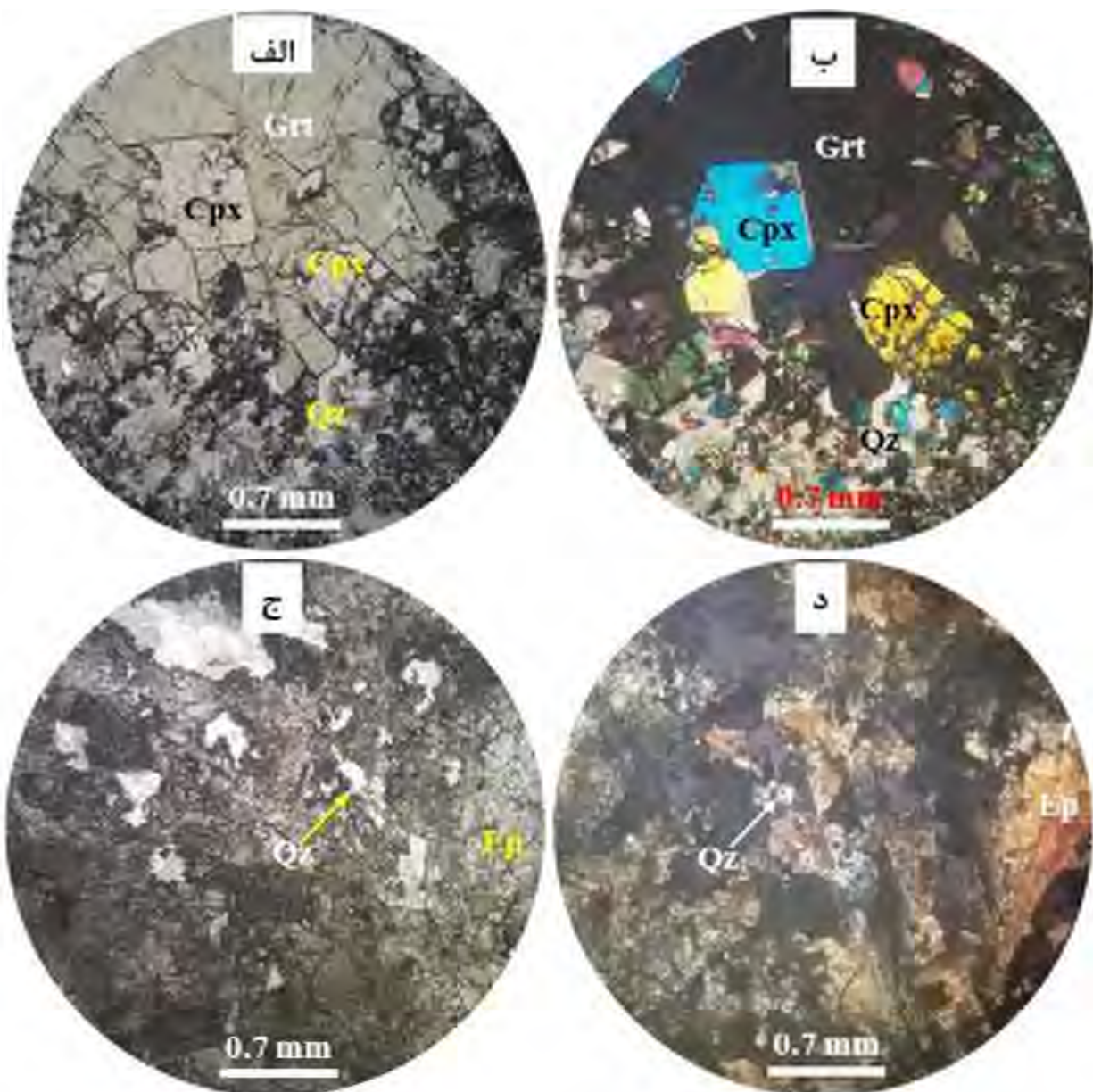
۵ cm) نیمه خود شکل گارنت به رنگ سبز تیره.



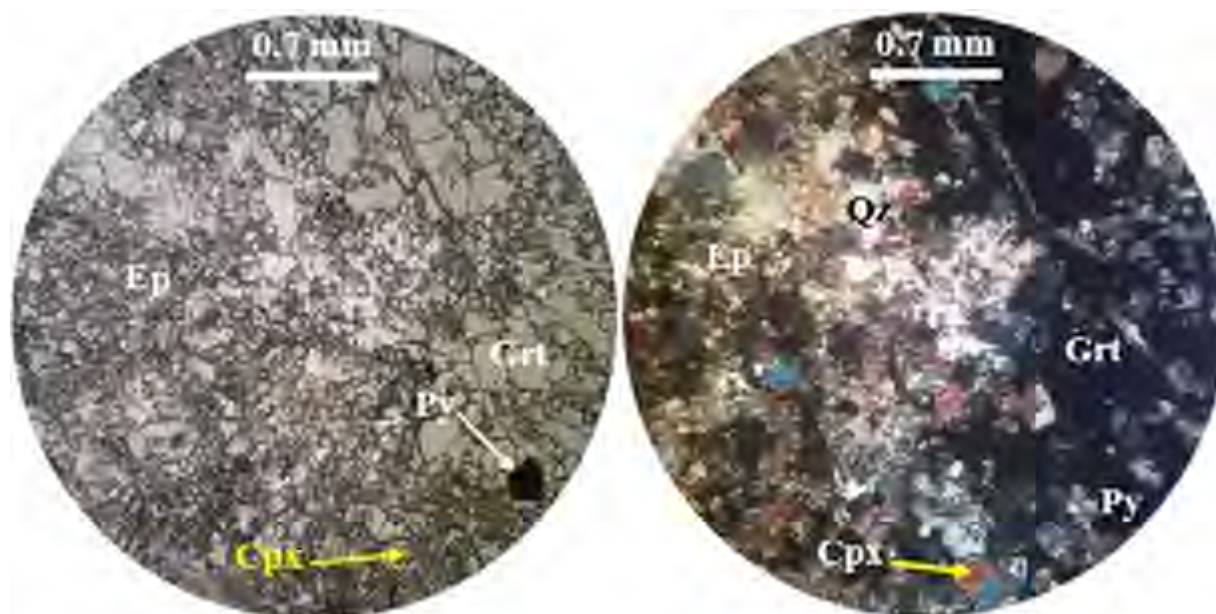
شکل ۳- تصاویر نمونه دستی از گارنت‌های مورد مطالعه: الف- بلورهای گارنت به رنگ‌های سیاه رنگ و سبز رنگ همراه با پیریت.. ب-
همرشدی گارنت سبز رنگ و گارنت سیاه رنگ..



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از اسکارن‌های مورد مطالعه: الف و ب- همراهی گارنت، ولاستونیت و کلسیت. ج و د- بلورهای درشت گارنت و کلسیت با بافت پویی کیلوبلاستیک. تصاویر الف و ج در نور PPL و تصاویر ب و د در نور XPL تهیه شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از Withney and Evans (2010) گرفته شده و عبارتند از: Grt گارنت، Wo ولاستونیت، Cal کلسیت و Cpx کلینوپیروکسن.



پویی کیلوبلاستیک). ج و د- بلورهای بلورهای نیمه‌شعاعی اپیدوت (پیستاسیت). تصاویر الف و ج در نور PPL و تصاویر ب و د در نور XPL تهیه شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از (Withney and Evans (2010) اقتباس گردیده و عبارتند از: Grt گارنت، Cpx کلینوپیروکسن، Ep اپیدوت (پیستاسیت) و Qz کوارتز.



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از اسکارن‌های مورد مطالعه. همراهی کانی‌های گارنت (Grt)، کلینوپیروکسن (Cpx)، اپیدوت (Ep) و پیریت (Py). تصویر الف در نور PPL و تصویر ب در نور XPL تهیه شده‌اند. علایم اختصاری کانی‌ها از (2010) Withney and Evans اقتباس گردیده‌اند.

نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعه انجام شده موارد زیر نتیجه‌گیری می‌گردند:

- منطقه مورد مطالعه در پهنه زمین‌شناسی ساختاری-رسوبی سندرگ-سیرجان واقع شده است.
- در منطقه قراول‌خانه سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل شامل شیست‌های سبز، گنایس و آمفیبولیت و سنگ‌های کربناته تجدید تبلور یافته (آهک مرمری شده جانگوتاران) بروزدهای وسیعی را به خود اختصاص داده‌اند.
- همراه با این مجموعه دگرگونی ناحیه‌ای یک توده گابرویی وجود دارد. این توده بازیک تا حدودی دگرشکل و دگرگون شده دارای برگواری موازی با شیستوزیته و نایسیسیته سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای مجاور می‌باشد.
- در مجموعه دگرگونی ناحیه‌ای منطقه قراول‌خانه یک توده نفوذی با ترکیب گرانیتی نفوذ نموده است. این توده نفوذی عمدتاً از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار همراه با مقادیری کانی‌های مافیک تشکیل شده است. علاوه بر این کانی‌های اپاک (پیریت)، اسفن و زیرکن نیز به عنوان کانی فرعی وجود دارند.
- تراوش سیالات گرمایی حاصل از سرد شدن و تبلور توده نفوذی گرانیتی در شیست‌ها و آهک‌های مرمری شده جانگوتاران موجبات اسکارن‌زایی را مهیا نموده است. در اثر فرایند اسکارن‌زایی مقادیر جزئی اندواسکارن داخل شیست‌ها و مقادیر قابل توجهی اگزواسکارن داخل کربناته جانگوتاران بوجود آمده‌اند.



- مجموعه کانی‌شناسی اگزواسکارن شامل گارنت، پیروکسن، ولاستونیت، اپیدوت (پیستاسیت)، کلسیت، کوارتز و پیریت می‌باشد. گارنت فراوانترین کانی موجود در پهنه اگزواسکارن است. بلورهای گارنت غالباً به صورت نیمه‌خودشکلند، ولی به صورت خودشکل و ندرتاً به صورت ناخودشکل نیز دیده می‌شوند. اندازه بلورهای گارنت حداکثر حدود ۵ cm است.

- بلورهای گارنت دارای رنگ‌های متنوع سبز روشن، سبز تیره، قهوه‌ای و سیاه می‌باشند. بلورهای سبز رنگ گارنت به ویژه انواع سبز روشن جذاب بوده و برای نمونه‌های آزمایشگاهی، کلکسیون‌ی و انواع درشت‌بلور سبز روشن آن دارای ارزش گوهری هستند.

- با انجام مطالعات بهسازی بر روی بلورهای گارنت سبز روشن بویژه بلورهای درشت خودشکل ارزش گوهری گارنت‌های مورد مطالعه افزایش می‌یابد.

قدردانی

هزینه‌های بازدید و مطالعات صحرایی توسط نویسنده مسئول مقاله تامین شده‌اند. از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه زنجان بواسطه حمایت مالی جهت ارایه این مقاله در بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران قدردانی می‌گردد.

منابع

- [۱] باباخانی، ع.ر. قلمقاش. ج. (۱۳۷۱) نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [2] Berberian, M., and King, G.C.P., 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18: 210-265.
- [3] Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M., 1982, Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. Journal of the Geological Society, London, 139: 605-14.
- [4] Gilg, H.A., Boni, M., Balassone, G, Allen, C.R., Banks, D. and Moore, F., 2006, Marble-hosted sulfide ores in the Anguran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: Interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. Mineralium Deposita, 41: 1-16.
- [۵] بهنام ص.، ۱۳۹۰، پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین درونی دگرگون شده کوه ارغون، جنوب غرب ماهنشان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد گرایش پترولوژی، دانشگاه زنجان، ۱۲۷ صفحه.
- [۶] بهنام ص. ابراهیمی م. مودن م. و حاجی علی اوغلی ر. ۱۳۹۰، مطالعه اسکارن کوه ارغون، جنوب غرب ماهنشان. نوزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، صفحات ۴-۱.
- [7] Bates R.L. and Jackson J.A., 1981, Glossary of Geology. McGraw-Hill, 751 p.
- [8] Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95: 185-187.

محیط زیست و آب



بررسی هیدروژئوشیمی آب زیرزمینی دشت یزد - اردکان و تغییرات آن در اثر فعالیت‌های انسانی

حسن ولی نیا*

دانش‌آموخته کارشناسی ارشد آب‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

hassanvalinia@gmail.com

حمید رضا ناصری

استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

Hamidrezanassery@yahoo.com

نرگس بیات

دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

Nbayat87@yahoo.com

چکیده

آب‌های زیرزمینی به دلیل گستردگی و کیفیت خوب منبع اساسی برای انسان‌ها هستند. کیفیت آب در مناطقی که به عنوان منبع آب شرب هستند، اهمیت زیادی دارد. شیمی آب‌های زیرزمینی یک آبخوان تحت تأثیر عوامل فیزیکی و شیمیایی متعددی و نیز رابطه بین یونی حاکم در هر منطقه قرار دارد. سطح و کیفیت آب‌های زیرزمینی همیشه متغیر بوده که برخی از تغییرات ناشی از پدیده طبیعی و برخی دیگر به دلیل فعالیت‌های بشر است. به این منظور داده‌های ۹۰ نمونه‌برداری از منابع آبی دشت مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. پارامترهای هیدروشیمیایی مختلف با استفاده از متوسط شاخص کیفی نسبت به استاندارد سنجیده شده است. بررسی کیفیت نمونه‌های آب نشان دهنده کاهش کیفیت منابع آب گستره مورد مطالعه با گذشت زمان می‌باشد. اکثر نمونه‌های آب زیرزمینی در این منطقه دارای تیپ آب سدیم کلراید (NaCl) می‌باشند. در نواحی شمالی دشت یزد - اردکان مقدار غلظت سدیم نمونه‌های آب با فعالیت صنایع غذایی، شیمیایی و غیر فلزی گستره مورد مطالعه انطباق خوبی نشان می‌دهد. یون کلسیم در نواحی مرکزی آبخوان و در گستره شهر یزد که کشاورزی و کشت گلخانه‌ای بیشترین گسترش را دارند، غلظت بیشتری دارد.

کلمات کلیدی: آب زیرزمینی، هیدروژئوشیمی، فعالیت‌های انسانی، دشت یزد- اردکان.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



Investigation of groundwater hydrogeochemistry of Ardakan-Yazd plain and its changes due to human activities

Hassan Valinia*

Graduated from Master of Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran
hassanvalinia@gmail.com

Hamid Reza Nassery

Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran
Hamidrezanassery@yahoo.com

Narges Bayat

PhD student in Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran
Nbayat87@yahoo.com

Abstract

In arid regions, groundwater is the main source of drinking water due to its good quality and stability. The quality of groundwater is important, especially in the regions where supplied by groundwater. The chemical properties of the groundwater in an aquifer are influenced by several physical and chemical factors as well as the ionic relationship prevailing in each region. The variability of groundwater quality depends on human activities and environmental factors. For this purpose, the data of 90 samples of water resources of the plain have been analyzed. Various hydrochemical parameters have been evaluated using the average quality index compared to the standard. Assessing the quality of water samples indicates deterioration in the water quality for the study area over time. Most groundwater samples in the area sodium-chloride type (NaCl). In the northern areas of the Yazd-Ardakan aquifer, most of the water samples have a good correlation with the activity of food, chemical, and non-metallic industries. The calcium ion is prevalent in the central areas of the aquifer and in the Yazd city, which have further agriculture and greenhouse cultivation.

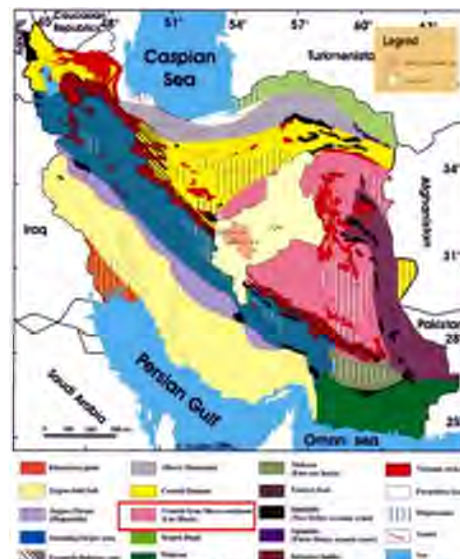
Keywords: Groundwater, hydrogeochemistry, human activities, Ardakan-Yazd plain



۱. مقدمه

در بسیاری از کشورها آب‌های زیرزمینی منبع اصلی تأمین آب بخش‌های خانگی، صنعتی و کشاورزی می‌باشند. تخمین زده می‌شود که تقریباً یک سوم جمعیت جهان از آب‌های زیرزمینی برای شرب استفاده می‌کنند [1]. مطالعات قبلی نشان داد که حدود ۶۵٪ از مصارف جهانی خانگی، ۲۰٪ آبیاری و ۱۵٪ مصارف صنعتی از آب‌های زیرزمینی تأمین می‌شود [2]. کیفیت آب زیرزمینی در یک منطقه به ترکیب ژئوشیمیایی لایه‌های سنگی زمینه‌ای، کیفیت آب تغذیه‌ای، فرآیندهای برهم کنش خاک و آب، برهم کنش فاز خاک و گاز، سنگ‌های موجود در منطقه غیر اشباع و تعامل آن‌ها با آب تغذیه‌ای، زمان اقامت در سفره آبخوان و فرآیندهایی که در خود آبخوان اتفاق می‌افتد، بستگی دارد [3]. آب‌های زیرزمینی و آلودگی‌های مربوط به آن، به‌عنوان منبع مهم آب آشامیدنی توجه بسیاری را به خود جلب کرده است [4]. بزرگ‌ترین تهدید برای حفظ منابع آب شیرین کاهش منابع آب سطحی و زیرزمینی است که برای برآوردن نیازهای جمعیت انسانی که به سرعت در حال رشد است، استفاده می‌شود. نظارت بر کیفیت آب یکی از ابزارهای مهم برای توسعه پایدار است و اطلاعات مهمی را برای مدیریت آب فراهم می‌کند. ارتباط بین آلودگی کشاورزی و آب‌های زیرزمینی کاملاً ثابت شده است [5]. آلودگی آب‌های زیرزمینی توسط فعالیت‌های انسانی، از قبیل شهرنشینی و فعالیت‌های کشاورزی، یک مشکل در مناطق خشک و نیمه خشک است.

دشت یزد - اردکان، گستره مورد مطالعه، در قسمت غربی استان یزد واقع شده است و از جمله شهرستان‌های واقع در این محدوده شهرستان‌های یزد، اردکان، میبد، تفت و مهریز می‌باشند. بر طبق تقسیم حوضه‌های آبریز، گستره مورد مطالعه دشت یزد در حوضه آبریز درجه یک فلات مرکزی و حوضه آبریز درجه ۲ کویر سیا کوه واقع شده است [6] (شکل ۱) که در معرض آلاینده‌های مختلف انسانی، صنعتی و کشاورزی قرار دارد. صنایع موجود در این دشت را می‌توان بر اساس نوع صنعت به هشت گروه زیر تفکیک کرد: (۱) صنایع فلزی، (۲) صنایع غیر فلزی، (۳) صنایع ماشین‌سازی، (۴) نساجی، (۵) صنایع سلولزی، (۷) صنایع شیمیایی و (۸) کشاورزی [7][8][9]. حوضه آبریز یزد - اردکان با مساحت ۱۲۰۵۴ کیلومتر مربع در استان یزد واقع است. این منطقه به علت واقع بودن در زیر مرکز فشار زیاد جنب استوایی دارای بارندگی کم و نوسانات درجه حرارت زیاد است.



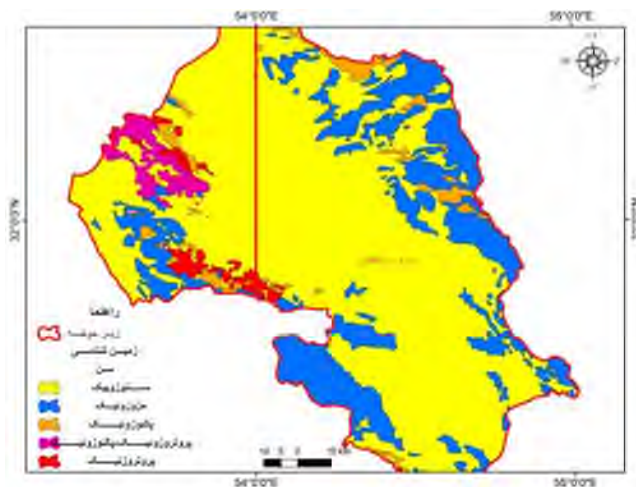
شکل ۱۲- موقعیت استان یزد و دشت یزد - اردکان در تقسیم بندی ساختاری ایران توسط اشتوکلین [10]



۲- مواد و روش‌ها

زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری رسوبی انجام شده توسط اشتوکلین [10] دشت یزد - اردکان در پهنه ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۲). استان یزد از نظر سنگ‌شناسی و جنس طبقات زمین‌شناسی دارای تنوع بسیار است. قدیمی‌ترین سنگ‌های شناخته شده این استان سنگ‌های دگرگونی است که در سراسر شرق و شمال شرق استان گسترش دارد و مربوط به دوران پرکامبرین است. در استان یزد قدیمی‌ترین سازندهای زمین‌شناسی از پرکامبرین تا دوره اخیر دیده می‌شود. از رسوبات دوران دوم، تشکیلات تریاسیک محدود بوده و شامل سنگ‌های آهکی، شیل و دولومیت است. تشکیلات ژوراسیک و کرتاسه قسمت اعظم استان را شامل می‌شود و اغلب متشکل از آهک مارنی، شیل و گرانیت است. تشکیلات دوران سوم، سنگ‌های رسوبی و آذرین بازیک است که مربوط به پالئوژن بوده و به صورت پراکنده در استان دیده می‌شوند [11]. گنبد‌های نمکی و لایه‌های گچی در اکثر موارد همراه سنگ‌های فوق دیده می‌شوند. رسوبات مربوط به نئوژن شامل لایه‌های قرمز رنگ ماسه سنگ، مارن ماسه‌ای و غیره در شمال شهرستان یزد دیده می‌شود [12]. رسوبات کواترنر شامل تراسه‌های آبرفتی، رسوبات آبی (به ویژه سیلابی) عهد حاضر، تپه‌های ماسه‌ای کویر و شولاب بوده که قسمت‌های کم ارتفاع و دشت‌های منطقه‌ای را تشکیل می‌دهد (شکل ۲).



شکل ۱۳- نقشه زمین‌شناسی زیر حوضه و محدوده مطالعاتی دشت یزد-اردکان [13]

آمار و اطلاعات مورد استفاده

داده‌های مورد استفاده (۹۰ نقطه نمونه برداری شامل چاه، چشمه و قنات [14]) که شامل منابع آب زیرزمینی که نمونه برداری از آن‌ها صورت گرفته شامل چهار گروه چاه عمیق، چاه نیمه عمیق، قنات و چشمه می‌باشند.

با توجه به کافی نبودن اطلاعات از بین ۱۴۷۰ برداشت در طول ۱۰ سال، حدود ۸۰۰ نمونه‌گیری انتخاب شده و از آن‌ها برای رسم نقشه‌های کیفی آب زیرزمینی استفاده شده است.

مقدار غلظت یون‌های مختلف در منابع آب زیرزمینی با هم متفاوت بوده است. از این‌رو در جدول ۱ مقادیر حداکثر و حداقل غلظت کاتیون‌ها و آنیون‌های اصلی برای این منابع به صورت جداگانه آورده شده است. در جدول ۲ نیز مقادیر حداکثر، حداقل و متوسط غلظت سایر پارامترهای کیفی نشان داده شده است.



جدول ۱: غلظت یون‌های مختلف در منابع آب زیرزمینی آبخوان یزد - اردکان (از سال ۱۳۸۱ تا ۱۳۹۰)

نوع	سدیم (mg/l)			کلسیم (mg/l)			کربنات (mg/l)			سولفات (mg/l)			کلرید (mg/l)																		
	حد اکثر	میانگین	حداقل	حد اکثر	میانگین	حداقل	حد اکثر	میانگین	حداقل	حد اکثر	میانگین	حداقل	حد اکثر	میانگین	حداقل																
نقاریر	760.29	43.12	4402	193.27	15.8	189.2	15.8	193.27	4402	43.12	760.29	6728.6	70	1249	819.7	68.3	233.7	6647.3	24.14	1318.53	1014	27.2	193.1	189.2	15.8	193.27	4402	43.12	760.29		
چاه عمیق	2157.7	1626.6	2827	403	2827	1626.6	2157.7	1626.6	2827	403	2827	1626.6	2157.7	1626.6	2827	403	2827	1626.6	2157.7	1626.6	2827	403	2827	1626.6	2157.7	1626.6	2827	403	2827	1626.6	2157.7
چاه نیمه عمیق	748.4	14.3	2488	125.1	2488	14.3	748.4	14.3	2488	125.1	2488	14.3	748.4	14.3	2488	125.1	2488	14.3	748.4	14.3	2488	125.1	2488	14.3	748.4	14.3	2488	125.1	2488	14.3	748.4
قنات	51.96	19.54	76.56	42	76.56	19.54	51.96	19.54	76.56	42	76.56	19.54	51.96	19.54	76.56	42	76.56	19.54	51.96	19.54	76.56	42	76.56	19.54	51.96	19.54	76.56	42	76.56	19.54	51.96
چشمه	119.68	20.16	165.2	192.8	190.52	242.1	78.1	190.52	242.1	78.1	190.52	242.1	78.1	190.52	242.1	78.1	190.52	242.1	78.1	190.52	242.1	78.1	190.52	242.1	78.1	190.52	242.1	78.1	190.52	242.1	78.1

جدول ۲: شاخص‌های کیفی آب‌های زیرزمینی آبخوان یزد- اردکان (از سال ۱۳۸۱ تا ۱۳۹۰)

مکانیزم	مواد جامد محلول (mg/l)			pH			سختی (mg/l)			هدایت الکتریکی (μmoh/cm)		
	حد اکثر	میانگین	حداقل	حد اکثر	میانگین	حداقل	حد اکثر	میانگین	حداقل	حد اکثر	میانگین	حداقل
نقاریر	3249	7.88	14483	6.5	7.66	8.82	3975	151	964.57	52682	440	5247.2
چاه عمیق	8931	7289	10450	7	7.56	8.12	2898.8	1191	2210.8	16522	10795	13620
چاه نیمه عمیق	2979	170	9414	7.07	7.87	8.39	3928	123.4	642.6	14710	308	4552.3
قنات	447	214	622	7.09	7.54	7.49	298.1	158.9	250	907	382	727.9
چشمه	447	214	622	7.09	7.54	7.49	298.1	158.9	250	907	382	727.9

۳- بحث و نتایج

با توجه به استاندارد [15][16][17] WHO و استاندارد کشاورزی ایران [18] میزان سدیم این نمونه‌ها برای شرب و کشاورزی مناسب نیست. بر اساس استاندارد کیفیت منابع آب ایران میزان متوسط هدایت الکتریکی و غلظت کلسیم نمونه‌ها [14] بیشتر از استاندارد برای مصرف شرب است اما برای کشاورزی مناسب می‌باشد، ولی غلظت سایر پارامترها نیز از نظر مصرف شرب (Ca, Mg, Cl, NO₃, Na, SO₄) و کشاورزی (Cl, Na, SO₄, Mg) بیشتر از غلظت استانداردهای موجود می‌باشند (جدول ۳).

جدول ۳: مقایسه پارامترهای شیمیایی آب زیرزمینی در منابع آبی مختلف با استانداردهای مختلف شرب و کشاورزی

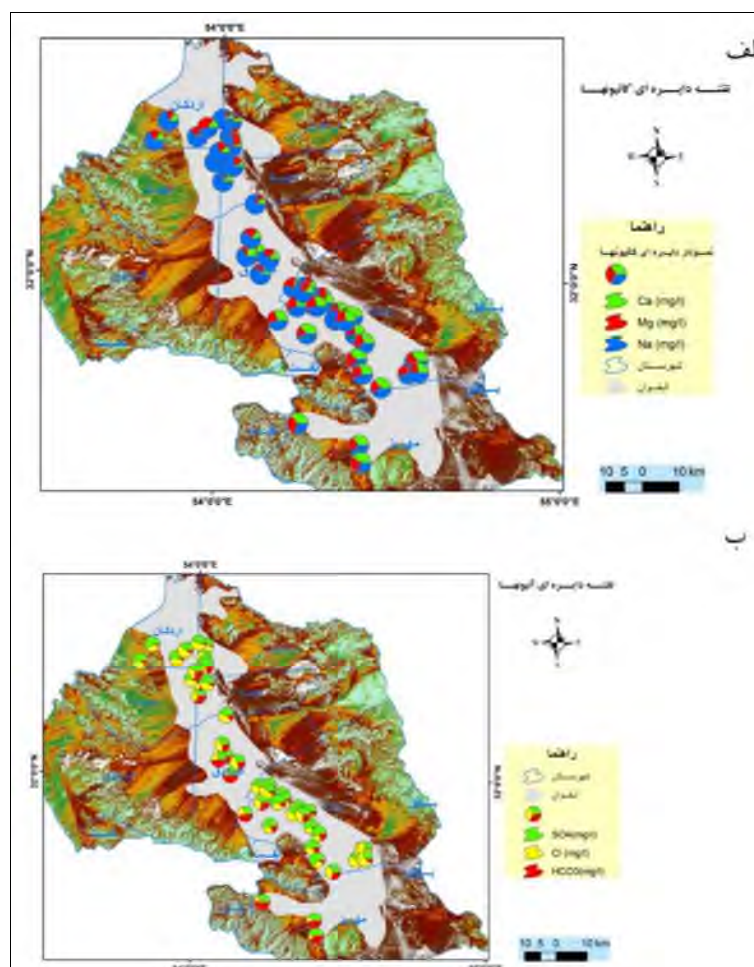
متوسط غلظت نقاط نمونه‌برداری شده	استاندارد کیفیت منابع آب ایران		استاندارد کشاورزی	WHO (2006-1993)	پارامتر
	کشاورزی	شرب			
قنات	چاه عمیق	۸/۶-۴/۵	۸/۵-۶/۵	۸/۶-۵/۵	pH
۷/۸۷	۷/۶۶	۳۰۰۰	۱۰۰۰	۶۰۰۰	EC
۴۵۵۲/۳	۵۲۵۷/۲	-	-	۶۰۰	Cl
۱۰۴۲/۸	۱۳۱۸/۵۳	-	۵۰	محدودیت ندارد	NO ₃
-	-	-	۲۵۰	۵۰۰	SO ₄
۱۲۳۰/۱	۱۲۴۹	-	-	۲۵۰	Na
۷۴۸/۴	۷۶۳/۲۹	-	-	۲۰۰	Ca
۱۲۶/۷	۱۹۳/۱	-	-	۱۰۰	Mg
۱۲۵/۱	۱۹۳/۲۷	۵	۰/۳	۵	Fe
-	-	-	-	-	-



تغییرات مکانی آلودگی آبخوان یزد - اردکان

در اکثر نواحی آبخوان میزان یون سدیم نسبت به کلسیم و منیزیم بیشتر بوده است. یون سدیم در نواحی جنوبی آبخوان دارای غلظت کمتری بوده و با حرکت به سمت نواحی شمالی آبخوان و در مسیر جریان آب زیرزمینی بر غلظت آن افزوده شده است (شکل ۳، الف). در بخش‌های مرکزی آبخوان غلظت یون سدیم بیشتر از غلظت یون کلسیم و غلظت یون کلسیم نیز اندکی از یون منیزیم بیشتر بوده است، ولی در بخش‌های شمالی بعد از یون سدیم غلظت یون منیزیم بیشتر بوده و یون کلسیم دارای کمترین غلظت است. در نواحی شمالی غلظت یون سدیم با فعالیت صنایع غذایی، شیمیایی و غیر فلزی انطباق خوبی نشان داده است. یون کلسیم در نواحی مرکزی آبخوان و در شهر یزد که کشاورزی و کشت گلخانه‌ای بیشترین گسترش را دارد، بیشترین غلظت را دارا می‌باشد.

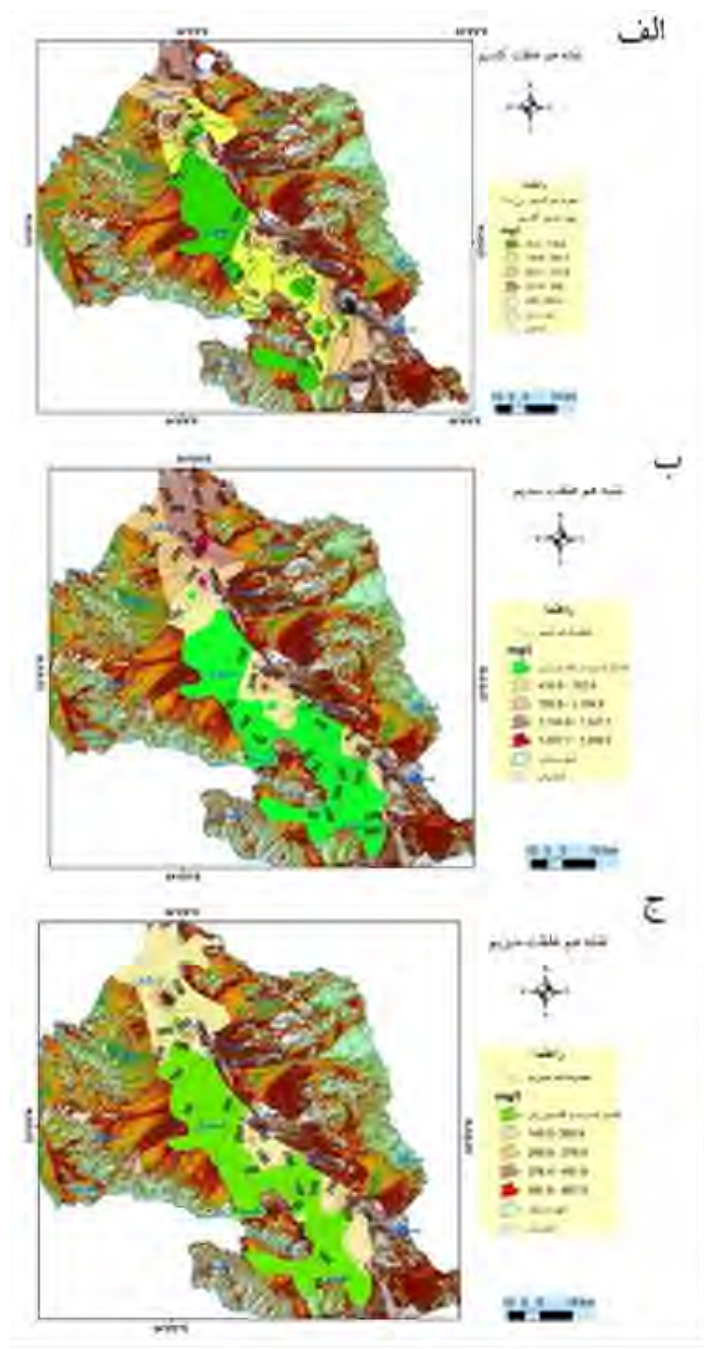
در گستره شهرهای مهریز و صدوق غلظت یون بی‌کربنات نسبت به سولفات و کلر در آب‌های زیرزمینی بیشتر بوده است. در حاشیه جنوب شرقی شهر یزد یون کلر غلظت بیشتری داشته و در سایر نواحی مانند اردکان، میبد و یزد میزان یون‌های کلر و سولفات بالا بوده و میزان بی‌کربنات کاهش یافته است (شکل ۳، ب).



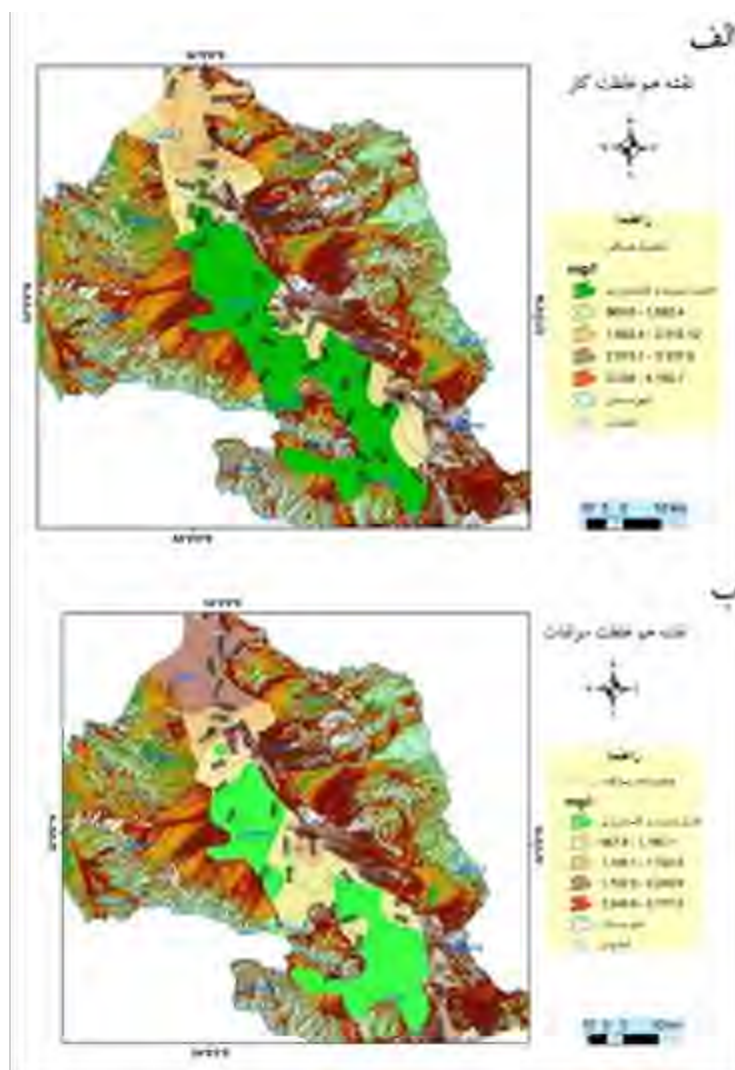
شکل ۱۴: الف- نسبت غلظت کاتیون‌های آب زیرزمینی در سطح گستره مورد مطالعه، ب- نسبت غلظت آنیون‌های آب زیرزمینی در سطح گستره مورد مطالعه



برای تهیه نقشه نهایی مناطق نامطلوب آب زیرزمینی، از پنج نقشه قبلی مربوط به کاتیون‌ها (شکل ۴- الف، ب، ج) و آنیون‌ها (شکل ۵، الف، ب) استفاده شده است.



شکل ۴: الف - نقشه هم غلظت کلسیم ، ب- نقشه هم غلظت سدیم، ج- نقشه هم غلظت منیزیم در گستره یزد - اردکان.



شکل ۵: الف - نقشه هم‌غلظت کلر، ب - نقشه هم‌غلظت سولفات در گستره یزد - اردکان

در این بخش تمام اطلاعات با هم ترکیب شده و یک نقشه که دارای ارزش پنج از نظر حد استاندارد بوده تهیه شده است. بر اساس استانداردهای مورد استفاده از بین این پنج ارزش تنها مکان‌هایی که با ارزش یک نشان داده شده‌اند از نظر شرب و کشاورزی مناسب بوده و مکان‌های که با ارزش دو نشان داده شده‌اند، تا حدودی از نظر کشاورزی قابل استفاده می‌باشند.

درجه‌بندی حد استاندارد از نظر شرب و کشاورزی به صورت:



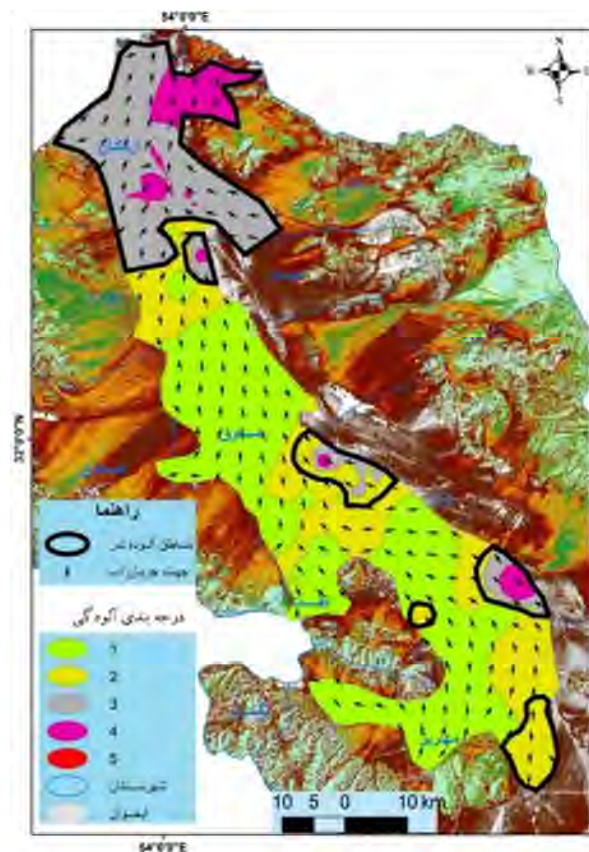
درجه ۱: قابل شرب و آشامیدن، درجه ۲: تا حدودی قابل استفاده برای کشاورزی و درجه ۳، ۴ و ۵: غیر قابل استفاده در بخش شرب و کشاورزی است.

بر طبق جدول استاندارد (جدول ۴)، یون منیزیم دارای بیشترین حساسیت بوده است یعنی در مقادیر کمتری باعث کاهش کیفیت آب می‌شود. اما یون کلر در مقادیر بسیار بالاتری باعث کاهش کیفیت آب شده بنابراین وزن کمتری برای آن در نظر گرفته شده است (جدول ۵).

جدول ۵: وزن دهی به یون‌های مختلف برای تهیه نقشه آلودگی آب زیرزمینی آبخوان یزد - اردکان (سال ۹۰)

نام یون	منیزیم	کلسیم	سدیم	سولفات	کلر
وزن لایه (%)	۱۵	۱۷	۲۰	۲۲	۲۶

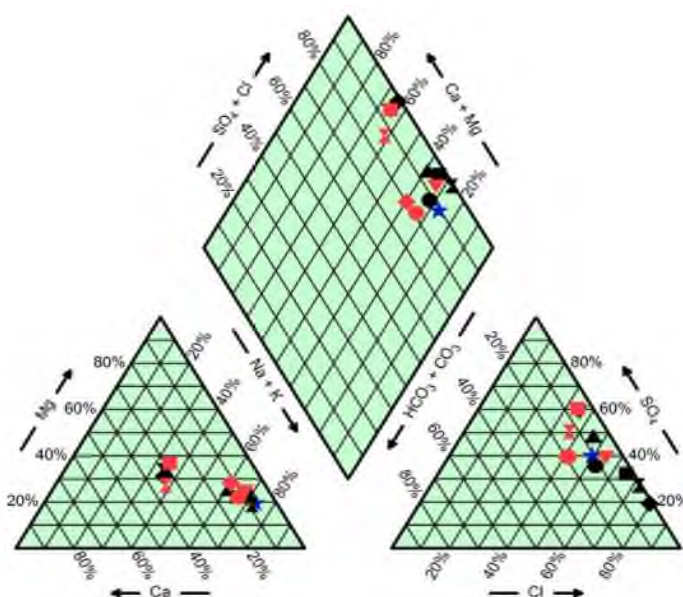
در نهایت با توجه به جدول ۵، نقشه آلودگی آب زیرزمینی آبخوان یزد - اردکان برای سال ۹۰ تهیه شده است (شکل ۶). در این نقشه مناطق نامطلوب آب زیرزمینی با دوایری مشکی رنگ نشان داده شده است. طبق نقشه، به سمت شمال آبخوان میزان املاح آب زیرزمینی افزایش و کیفیت منابع آب زیرزمینی کاهش یافته است.



شکل ۶: نقشه آلودگی آب‌های زیرزمینی در گستره یزد - اردکان



بر طبق نمودار پایپر تهیه شده برای آبخوان یزد - اردکان مشخص شده است که اکثر نمونه‌های آب زیرزمینی در این منطقه دارای تیپ آب سدیم کلراید (NaCl) می‌باشند. به طوری که از ۱۲ نمونه‌ای که در سراسر دشت مورد بررسی قرار گرفته است ۸ نمونه دارای تیپ کلراید سدیم بوده و از چهار نمونه دیگر، دو نمونه دارای تیپ آب منیزیم سولفات ($MgSO_4$) و دو نمونه راه نیز دارای تیپ سدیم سولفات ($NaSO_4$) می‌باشند (شکل ۷). تیپ آب‌های زیرزمینی به‌طور نرمال از حالت مطلوب به سمت حالت نامطلوب به ترتیب عبارتند از تیپ کربناته، تیپ سولفات و تیپ کلروره که در محدوده مورد مطالعه تیپ آب اکثراً کلروره و بعد سولفات بوده است. بنابراین با توجه به تیپ آب زیرزمینی آبخوان می‌توان گفت که کیفیت آب زیرزمینی در آبخوان یزد - اردکان نامطلوب می‌باشد.



شکل ۷- نمودار پایپر منابع آب کیفی در آبخوان یزد- اردکان در سال ۱۳۹۱

نتیجه گیری

افزایش استفاده از منابع آب زیرزمینی، افزایش واحدهای صنعتی در گستره مورد مطالعه و خشکسالی‌های توأم در سطح گستره باعث کاهش مداوم کیفیت و کمیت منابع آب زیرزمینی در آبخوان یزد - اردکان شده است. نمودار پایپر آبخوان یزد - اردکان کاهش کیفیت منابع آب زیرزمینی در این آبخوان را نشان می‌دهند. با توجه به بررسی‌های انجام شده، غلظت یون‌های مختلف در نمونه‌های آب برداشت شده از آبخوان یزد - اردکان در سال‌های ۸۱ تا ۹۰ بسیار بالا بوده است که نشان دهنده کاهش کیفیت منابع آب زیرزمینی آبخوان با گذشت زمان می‌باشد. آبخوان در بخش‌های شمالی دشت یزد - اردکان از نظر استاندارد مصرف شرب و کشاورزی نامطلوب می‌باشد. در نواحی شمالی دشت یزد - اردکان مقدار غلظت سدیم نمونه‌های آب با فعالیت صنایع غذایی، شیمیایی و غیر فلزی گستره مورد مطالعه انطباق خوبی نشان می‌دهد. یون کلسیم نیز در نواحی مرکزی آبخوان و در گستره شهر یزد که کشاورزی و کشت گلخانه‌ای بیشترین گسترش را دارند، غلظت بیشتری دارد.

منابع



- [1]. United Nations Environment Program (UNEP), 1999. Global environment outlook 2000. UK: Earthscan
- [2]. Adimalla, N., Vasa, S.K., Li, P., 2018. Evaluation of groundwater quality, Peddavagu in Central Telangana (PCT), South India: an insight of controlling factors of fluoride enrichment. Journal of Modeling Earth Systems and Environment. 4, 841-852.
- [3]. Freeze, A.R., Cherry, J.A., 1979. Groundwater. Prentice-Hall, Inc. Englewood cliffs, New Jersey (p. 604).
- [4]. Trellu, C., Mousset, E., Pechaud, Y., Huguenot, D., van Hullebusch, E.D., Esposito, G., Oturan, M.A., 2016. Removal of hydrophobic organic pollutants from soil washing/flushing solutions: A critical review. Journal of Hazardous materials 306, 149-174.
- [5] Hamilton, P. A., & Helsel, D. R., 1995. Effects of agriculture on ground-water quality in five regions of the United States. Journal of Ground Water, 33, 217-226.
- [6]. سرتاج، م.، ۱۳۸۷، مطالعه هیدروژئولوژی استان یزد با تأکید بر مکان‌یابی محل‌های دفن پسماند ویژه، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی اصفهان.
- [7]. سودایی زاده، ح.، ۱۳۸۱، بررسی زیست‌محیطی منابع آلوده‌کننده آب و خاک در حوضه دشت یزد - اردکان، دانشگاه یزد.
- [8]. اردکانیان، ر.، ۱۳۸۱، راهبرد توسعه پایدار در امور آب و فاضلاب، همایش راهبردی توسعه پایدار در بخش‌های اجرایی کشور، انتشارات سازمان حفاظت محیط‌زیست.
- [9]. زارعی محمود آبادی، ه.، ۱۳۹۰، شناسایی منابع آلودگی آب‌های زیرزمینی دشت یزد - اردکان، اداره کل حفاظت محیط‌زیست استان کرمان.
- [10] . Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonic or Iran: a review, American association of petroleum geologist Bulletin 52, pp 1229- 1258.
- [11] آقابیاتی، ع.، 1383، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [12]. قبادیان، ع.، ۱۳۶۱، سیمای طبیعی استان یزد در ارتباط با مسائل کویری، انتشارات دانشگاه جندی شاپور.
- [13]. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، نقشه زمین‌شناسی یزد - اردکان، با مقیاس 1:۲۵۰۰۰۰
- [14]. شرکت آب منطقه ای استان یزد، ۱۳۹۰، گزارش نهائی مطالعات منابع آب محدوده مطالعاتی دشت یزد - اردکان.
- [15]. WHO, 1993, Guidelines for Drinking Water Quality. World Health Organization, Geneva.
- [16]. WHO, 2000, Air quality guidelines for Europe, second ed. WHO Regional Publications. European Series, No. 91.
- [17]. World Health Organization, 2005, WHO Air Quality Guidelines Global Update 2005: Report on a Working Group Meeting, WHO Regional Office for Europe, Germany.
- [18]. معاونت برنامه‌ریزی و نظارت راهبردی رئیس‌جمهور (معاونت نظارت راهبردی، دفتر نظام فنی اجرایی) و دفتر استانداردها و معیارهای فنی معاونت آب و آبفای وزارت نیرو. ۱۳۸۸. راهنمای طبقه‌بندی کیفیت آب خام، پساب‌ها و آب‌های برگشتی برای مصارف صنعتی و تفریحی. انتشارات معاونت برنامه‌ریزی و نظارت راهبردی رئیس‌جمهور.



محاسبه بیلان و تعیین تغییرات حجم آب آبخوان شاهرود

زهرا بوسلیک*

پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی دانشگاه شهید بهشتی

Zahra.boosalik@yahoo.com

هادی جعفری

دانشیار هیدروژئولوژی دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود

h_jafari@shahroodut.ac.ir

چکیده

در حال حاضر به دلیل برداشت و افت بی‌رویه از آبخوان‌ها به ویژه در سال‌های اخیر، بسیاری از دشت‌های کشورمان، دشت ممنوعه اعلام شده و برداشت بیشتر از سفره‌های آب زیرزمینی امکان‌پذیر نمی‌باشد و بعضی سفره‌ها نیز در حال تخریب و نابودی است. مدیریت صحیح و برنامه‌ریزی جهت مقابله با تخریب بیشتر آبخوان‌ها، مستلزم تهیه بیلان منابع آب است تا با شناخت کمی آب بتوان در جهت حفظ این منابع، برنامه‌ریزی نمود. دشت شاهرود از جمله دشت‌هایی است که با افت سالانه آب رو به رو می‌باشد و جزء دشت‌هایی است که در سال‌های اخیر ممنوعه اعلام شده است. در نتیجه پایش و بررسی وضعیت کمی منابع آب این آبخوان بسیار ضروری است. پژوهش حاضر به بررسی تغییرات حجم مخزن این آبخوان طی سال آبی ۹۶-۹۵ از طریق محاسبه بیلان پرداخته است. بر اساس نتایج این پژوهش، حجم آب آبخوان شاهرود سالانه حدود ۱۱/۱۵ میلیون متر مکعب کاهش یافته است در نتیجه ضروری است پایش، مدیریت و ممنوعه بودن این آبخوان همچنان ادامه داشته باشد.

کلمات کلیدی: آبخوان شاهرود، بیلان، هیدروژئولوژی.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



Balance calculation the and determining the changes in water volume of Shahroud aquifer

Zahra boosalik*

Shahid Beheshti University Jihad Basic Applied Sciences Research Institute

Zahra.boosalik@yahoo.com

Hadi Jafari

Associate Professor of Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahroud University of Technology

h_jafari@shahroodut.ac.ir

Abstract

At present, due to the uncontrolled exploitation and drown don of aquifers, especially in recent years, many plains of our country have been declared forbidden and more exploitation from groundwater aquifers is not possible. And some aquifers are being destroyed. Proper management and planning to deal with the further destruction of aquifers, requires the preparation of water resources balance so that with a quantitative knowledge of water can be planned to preserve these resources. Shahroud plain is one of the plains that is facing an annual drop in water and is one of the plains that has been declared forbidden in recent years. As a result, monitoring the quantitative status of water resources in this aquifer is essential. The present study investigates the reservoir volume changes of this aquifer during the water year 96-95 by calculating the balance. According to the results of this study, the volume of water in Shahroud aquifer has decreased by about 11.15 million cubic meters annually, so it is necessary to continue monitoring, management and prohibition of this aquifer.

Keywords: Shahroud aquifer, balance, hydrogeology.



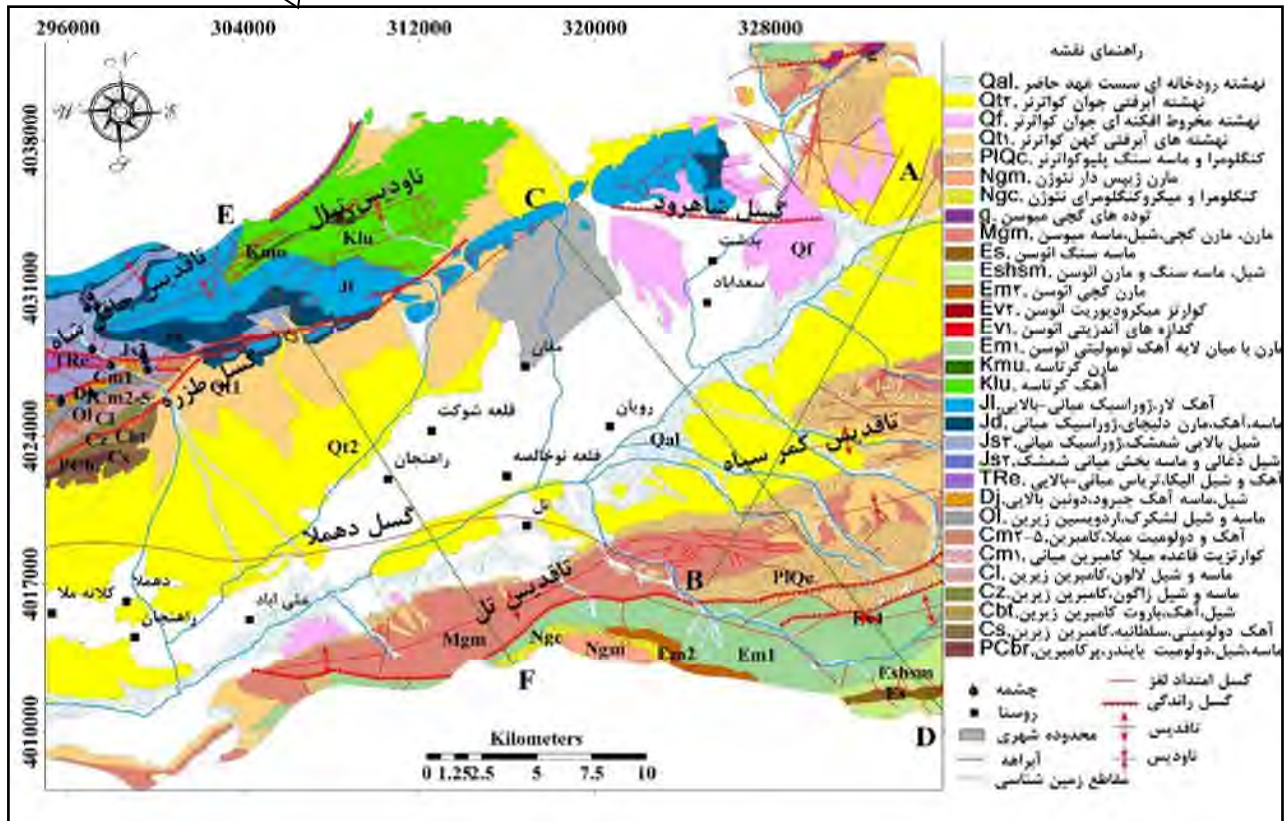
۱. مقدمه

به منظور داشتن یک رویکرد توسعه پایدار برای منابع تجدیدپذیر آب زیرزمینی یک منطقه، کمی نمودن این منابع از اهمیت زیادی برخوردار است. یک گام مهم برای تحقق توسعه پایدار، محاسبه بیلان آب زیرزمینی می‌باشد. آبخوان‌هایی که با برداشت بی‌رویه و افت بیش از حد آب مواجه هستند دارای وضعیت بحرانی می‌باشند و محاسبه دقیق و قابل اطمینان بیلان آب زیرزمینی آنها بسیار ضروری است. با توجه به کمبود آب و خشکسالی‌های اخیر اهمیت مدیریت و حفظ و نگهداری منابع محدود کنونی چندین برابر گردیده است. در نتیجه محققین بسیاری به کمی‌سازی و تعیین و محاسبه ذخایر آب آبخوان‌ها و تهیه بیلان آنها پرداخته‌اند. از جمله مه‌ری و همکاران (۱۳۹۵) به بررسی وضعیت منابع آب زیرزمینی و میزان بهره‌برداری در دشت کوه‌دشت پرداختند. این پژوهشگران بیان نمودند با توجه به خشکسالی‌های اخیر و رشد بی‌رویه بهره‌برداری از منابع آب زیرزمینی، آبخوان از حالت تعادل خارج خواهد شد و باید بحران خشک شدن چاه‌ها را انتظار داشت. پورمحمدی و همکاران (۱۳۹۰) به ارزیابی و برآورد اجزای بیلان آبی در حوضه‌های مناطق خشک با به کارگیری سنجش از دور و سیستم اطلاعات جغرافیایی حوزه آبخیز منشا یزد پرداختند و نشان دادند که بیشتر هدر رفت آب در این حوضه توسط تبخیر و تعرق واقعی صورت می‌گیرد که مقدار آن در سال آبی ۷۲-۷۸ حدود ۸۹۱ میلیون متر در سال و هدر رفت به وسیله رواناب و نفوذ، نزدیک به هم و به ترتیب ۳۳۸ و ۳۳۸ میلیون متر در سال بود.

با توجه به بحرانی بودن وضعیت بیشتر دشت‌های کشور از نظر افت و کاهش ذخایر آب آنها، پایش و کمی‌سازی منابع آب در تمامی دشت‌ها بسیار ضروری است. دشت شاهرود از جمله دشت‌هایی است که با افت سالانه آب رو به رو می‌باشد و جزء دشت‌هایی است که در سال‌های اخیر ممنوعه اعلام شده است. در نتیجه پایش و بررسی وضعیت کمی منابع آب این آبخوان بسیار ضروری است. پژوهش حاضر به منظور بررسی تغییرات حجم مخزن این آبخوان طی سال آبی ۹۶-۹۵ از طریق محاسبه بیلان انجام پذیرفته است.

۱-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه

منطقه مطالعاتی شاهرود در جنوب کوه‌های البرز در شمال شرق ایران واقع شده است. این منطقه توسط کوه‌های آهکی/دولومیتی در شمال و رخنمون‌های مارنی-ژیپسی در جنوب محدود شده است. میانگین درجه حرارت و بارش سالانه (مجموع برف و باران) به ترتیب ۱۴ درجه سانتیگراد و ۱۵۵ میلی‌متر می‌باشد. سن واحدهای سنگی حوضه شاهرود از دوره پرکامبرین تا عهد حاضر است. قدیمی‌ترین واحدها ماسه‌سنگ، شیل و دولومیت‌های سازند بایندر هستند و جوانترین آنها رسوبات آبرفتی و رودخانه‌ای است که سطح دشت شاهرود را می‌پوشانند. رسوبات در قسمت مرکزی عمدتاً سیلتی و لومی است و در نزدیکی لبه‌ها، رسوبات شن و شن و ماسه است. واحدهای سنگی عمده این منطقه شامل سنگ آهک، دولومیت، ماسه سنگ و شیل پالئوزوئیک، تشکیلات شیلی و ماسه‌سنگی شمشک (ژوراسیک پایین)، سازندهای سنگ آهک و مارن دلیچای (ژوراسیک بالایی)، آهک لار (کرتاسه)، مارن گچی، ماسه سنگ و کنگلومرا (ترشیاری)، رسوبات آبرفتی کواترنری قدیمی و جوان و رسوبات رودخانه‌ای عهد حاضر هستند. موقعیت زمین‌شناسی و توالی چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه در شکل ۱ نشان داده شده است.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی و موقعیت منطقه مورد مطالعه

آبخوان شاهرود یک آبخوان آبرفتی تک لایه آزاد است. ورودی‌های اصلی آن تغذیه از بارش، جریان بازگشتی فاضلاب از مناطق شهری، جریان برگشتی کشاورزی و جریان آب زیرزمینی از آبخوان‌های کارستی مجاور است. حرکت عمومی آب در منطقه از طرف آبخوان بسطام و ارتفاعات شمال، شمال شرقی و جنوبی به مناطق مرکزی، غرب و جنوب غربی است (ولی زاده، ۱۳۹۲). ۲۱۶ عدد چاه بهره‌برداری فعال در آبخوان آبرفتی شاهرود وجود دارد. اغلب چاه‌های بهره‌برداری شاهرود عمیق هستند و در بعضی موارد به ۳۰۰ متر می‌رسند. تعداد این چاه‌ها هر ساله به علت خشک شدن و دلایل دیگری مانند کاهش شدید عملکرد، تعمیق و جابجایی تغییر می‌کند (Kazemi, 2013). بیشتر این چاه‌ها برای آبیاری زمین‌های کشاورزی حفر گردیده‌اند، اما بخش کوچکی از آنها برای مناطق سبز شهری استفاده می‌شود. در محدوده مطالعاتی شاهرود مجموعاً ۳۱ حلقه چاه مشاهده‌ای وجود دارد. این چاه‌ها عمدتاً



طی سال‌های ۱۳۶۴ تا ۱۳۸۶ حفر شده‌اند. در سال ۸۶ حدود ۱۸ پیزومتر در این دشت به علت خشک شدن پیزومترها دوباره حفاری شده است (بوسلیک، ۱۳۹۸).

۲- مواد و روش‌ها

در بیلان آب زیرزمینی هدف اصلی محاسبه تغییر حجم آب سفره زیرزمینی است. معمولاً برای محاسبه این تغییر حجم از معادله بیلان استفاده می‌گردد. شکل عمومی معادله بیلان به صورت زیر می‌باشد:

$$I - O = \pm \Delta S \quad \text{معادله ۱:}$$

در این معادله ΔS تغییرات حجم مخزن، I مجموع جریان‌های ورودی و O مجموع جریان‌های خروجی از آبخوان می‌باشد. علامت-های مثبت و منفی به ترتیب نشان‌دهنده افزایش ذخیره و کسری مخزن آبخوان مورد مطالعه می‌باشد. معادله بیلان آب آبخوان شاهرود به صورت زیر می‌باشد:

$$I - O = (Q_{ingw} + Q_{insw} + Q_I + Q_{sw} + Q_p) - (Q_{outgw} - Q_d - Q_{ex} - ET_{gw}) = \pm \Delta S \quad \text{معادله ۲:}$$

پارامترهای این معادله به صورت زیر تعریف می‌شوند:

الف- جریان‌های ورودی به آبخوان:

Q_{ingw} : حجم جریان آب زیرزمینی ورودی به آبخوان

Q_I : حجم جریان آب برگشتی کشاورزی به آبخوان

Q_{sw} : حجم آب نفوذیافته از طریق پساب‌های شهری، صنعتی و روستایی به آبخوان

Q_p : حجم آب بارش نفوذیافته به آبخوان

ب- جریان‌های خروجی از آبخوان:

Q_{outgw} : حجم جریان آب زیرزمینی خروجی از آبخوان

Q_d : حجم آب زهکشی شده توسط رودخانه از آبخوان

Q_{ex} : حجم آب تخلیه شده توسط چاه‌ها

ET_{gw} : تبخیر و تعرق از آب زیرزمینی

ΔS : تغییرات ذخیره

در پژوهش حاضر نیز از معادله اصلی بیلان جهت تعیین تغییرات ذخیره آبخوان شاهرود استفاده شده است.

۳. بحث و نتایج

بررسی و تبادلات آب در یک محدوده معین که بر اصل بقا جرم در چرخه آب تأکید دارد بیلان خوانده می‌شود. طبق این تعریف کلیه آب‌هایی که در یک زمان معین وارد یک محدوده خاص می‌گردد، در این ناحیه به مصرف رسیده، ذخیره شده و یا به شکل‌های مختلف از محدوده خارج می‌گردد. جهت محاسبه بیلان آبخوان شاهرود، مؤلفه‌های بیلان این آبخوان به شرح زیر مورد بررسی و محاسبه قرار گرفته است.

جریان‌های زیرزمینی ورودی به آبخوان



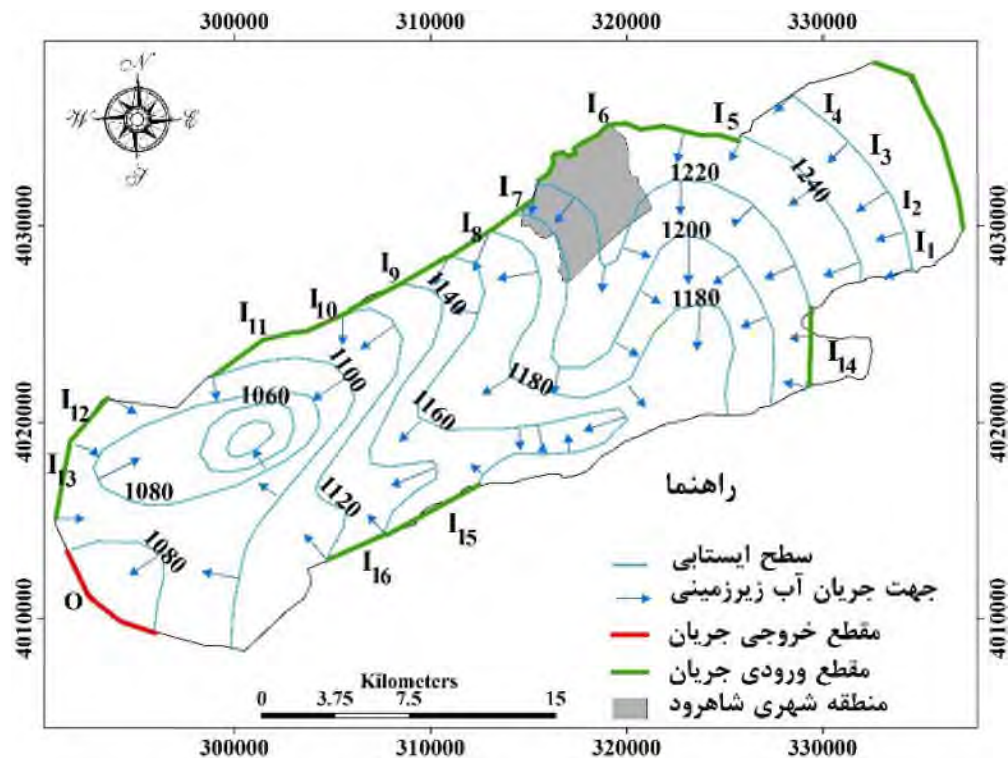
جریان‌های ورودی و خروجی زیرزمینی به/از آبخوان برابر دبی اندازه‌گیری شده در لوله‌های جریان واقع در ورودی و خروجی آبخوان می‌باشد. هر لوله جریان مسیری فرضی است که بر روی نقشه هم‌پتانسیل در میان دو خط جریان قرار دارد که مسیر آنها عمود بر منحنی‌های هم‌پتانسیل ترسیم می‌شود. دبی ورودی و خروجی از هر لوله جریان بر اساس معادله زیر قابل محاسبه است:

$$Q_i = T_i W$$

معادله ۳:

در این معادله Q_i دبی ورودی یا خروجی آبخوان (m^3/day)، W عرض لوله جریان (m)، i شیب هیدرولیکی در محدوده لوله جریان و T قابلیت انتقال در ورودی لوله جریان (m^2/day) می‌باشد.

به منظور برآورد حجم جریان‌های آب زیرزمینی ورودی و خروجی به/از آبخوان شاهرود از نقشه سطح ایستابی این آبخوان استفاده گردید (شکل ۲). مرزهای ورودی با رنگ سبز و خروجی با رنگ قرمز مشخص گردیده است. بر اساس این نقشه، مرزهای شمالی، شرقی، جنوب‌شرقی و شمال‌غربی مرزهای ورودی و تغذیه‌کننده آبخوان می‌باشند و مرز جنوب‌غربی تنها مرز خروجی محسوب می‌شود.

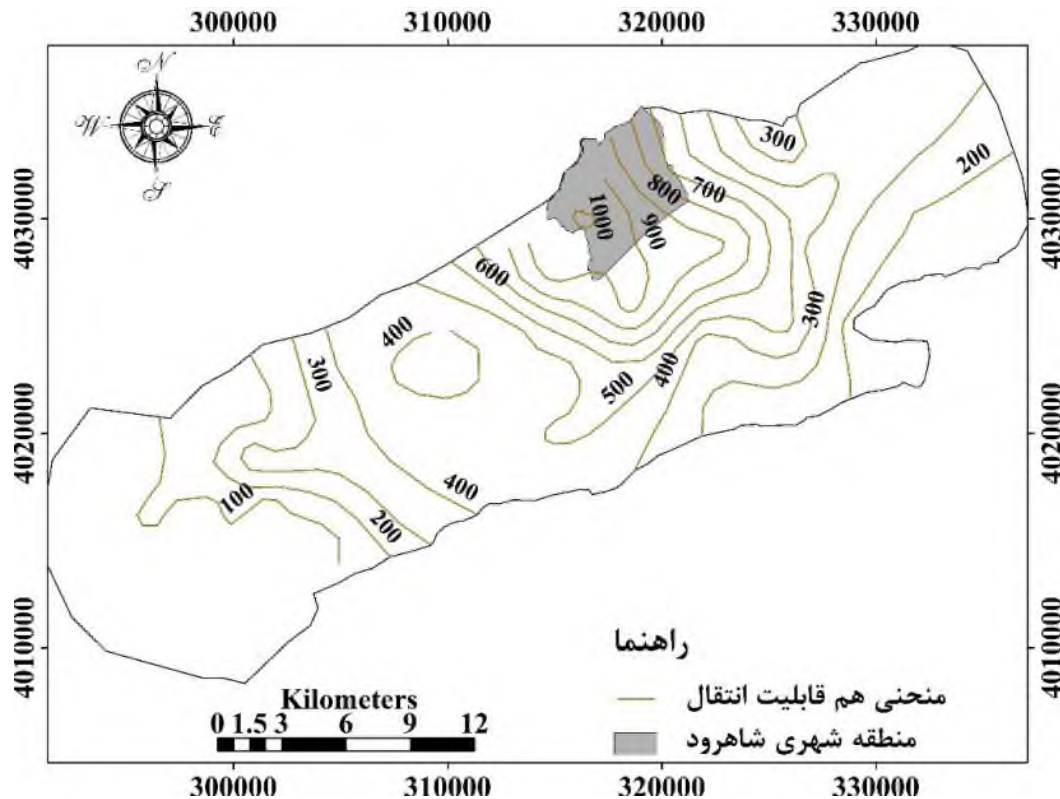


شکل ۲- ورودی‌ها و خروجی‌های جریان آب زیرزمینی آبخوان شاهرود (فروردین ۹۷)

مقادیر قابلیت انتقال بخش‌های مختلف آبخوان در محل هر ورودی و خروجی نیز با استفاده از نقشه قابلیت انتقال آبخوان (شکل ۳) تعیین گردید. مقادیر گرادیان هیدرولیکی نیز در بخش‌های مختلف آبخوان از تقسیم اختلاف سطح ایستابی ترازهای متوالی به اختلاف فاصله افقی بین دو تراز محاسبه گردید (جدول ۱). در نهایت با استفاده از معادله (۳) میزان جریان‌های ورودی به



آبخوان محاسبه گردید. بر اساس اطلاعات جدول (۱)، کل حجم ورودی زیرزمینی به آبخوان شاهرود ۴۳/۹ میلیون متر مکعب بر سال می‌باشد.



شکل ۳- نقشه قابلیت انتقال آبخوان شاهرود (مقادیر بر حسب مترمربع بر روز می‌باشد)

حجم جریان آب برگشتی کشاورزی به آبخوان

بر اساس بازدیدهای صحرایی و اطلاعات جمع‌آوری شده از سازمان امور آب شاهرود، متداول‌ترین شیوه‌های آبیاری در منطقه مورد مطالعه شامل آبیاری به شیوه غرقابی، کرتی و نواری است. با توجه به عمق زیاد سطح ایستابی و نوع کشت (محصول زراعی) که عمدتاً درخت می‌باشد، میزان تلفات آب آبیاری در دشت شاهرود، ۱۵٪ حجم کل آب آبیاری برآورد گردید. با توجه به این که میزان آب مصرفی در بخش کشاورزی در دشت شاهرود ۶۷/۷ میلیون متر مکعب بر سال می‌باشد، با احتساب ضریب ۱۵٪، میزان نفوذ آب برگشتی کشاورزی به آبخوان ۱۰/۱۵ میلیون متر مکعب بر سال برآورد گردید.

جدول ۱- محاسبه جریان ورودی آب زیرزمینی به آبخوان شاهرود

مقطع	قابلیت (m ² /d)	گرادیان هیدرولیکی	عرض مقطع (m)	حجم جریان (m ³ /y)	حجم جریان (mcm/y)
I1	۱۰۰	۰/۰۰۷	۱۸۷۵	۱۳۱۲/۵	۰/۴
I2	۱۵۰	۰/۰۰۷	۱۸۷۵	۱۹۶۸/۷	۰/۷



۲/۲	۶۲۳۴/۳	۳۵۶۲/۵	۰/۰۰۷	۲۵۰	I3
۲/۸	۷۸۷۵	۳۷۵۰	۰/۰۰۷	۳۰۰	I4
۱/۹	۵۴۰۰	۳۰۰۰	۰/۰۰۶	۳۰۰	I5
۱۶/۷	۴۷۲۵۰	۶۵۶۲	۰/۰۱	۷۰۰	I6
۴/۹	۱۵۰۰۰	۱۸۷۵	۰/۰۰۹	۸۰۰	I7
۱/۹	۵۴۰۰	۱۵۰۰	۰/۰۰۶	۶۰۰	I8
۲	۵۶۲۵	۲۲۵۰	۰/۰۰۵	۵۰۰	I9
۲/۴	۶۷۵۰	۳۳۷۵	۰/۰۰۵	۴۰۰	I10
۳	۱۰۴۰۶/۲	۶۹۳۷/۵	۰/۰۰۴	۳۰۰	I11
۰/۳	۹۵۶/۲	۳۱۸۷/۵	۰/۰۰۳	۱۰۰	I12
۰/۴	۱۱۲۵	۳۷۵۰	۰/۰۰۳	۱۰۰	I13
۰/۹	۲۶۲۵	۳۷۵۰	۰/۰۰۷	۱۰۰	I14
۲/۲	۷۰۸۷/۵	۳۳۷۵	۰/۰۰۶	۳۰۰	I15
۱/۲	۳۵۴۳/۷	۳۳۷۵	۰/۰۰۷	۱۵۰	I16
۴۳/۹	مجموع ورودی‌های زیرزمینی				

حجم آب نفوذ یافته از طریق پساب‌های شهری، صنعتی و روستایی به آبخوان

با توجه به اینکه چاه‌های شرب و صنعت دشت شاهرود از نوع چاه‌های جذبی می‌باشند، حجم زیادی از آب مصرفی در این بخش ها، از طریق این چاه‌ها به آبخوان نفوذ می‌کند. در نتیجه در محاسبه میزان نفوذ از این چاه‌ها، فرض شده است که ۵۰٪ آب مصرف شده به آبخوان نفوذ می‌کند. حجم آب مصرف شده در بخش شرب و صنعت در دشت شاهرود ۱۲ میلیون متر مکعب می‌باشد. در این محاسبه علاوه بر آب برداشت شده از طریق چاه‌های حفر شده در آبخوان آبرفتی، میزان آب انتقالی از ۶ حلقه چاه و ۲ رشته قنات نیز که در خارج از محدوده آبخوان قرار داشته و آب در محدوده آبخوان مصرف می‌شود، در نظر گرفته شده است. با احتساب ضریب ۵۰ درصد، میزان آب نفوذ یافته به آبخوان از طریق آب برگشتی ناشی از مصارف مختلف حدود ۶ میلیون متر مکعب در سال تخمین زده شد.

حجم آب بارش نفوذ یافته به آبخوان

میانگین بارندگی سالیانه در دشت شاهرود ۱۵۱/۶ میلیمتر می‌باشد. در سال آبی ۹۵-۹۶ (سال بیلان) میزان بارش ۱۲۳ میلیمتر بوده است. با توجه به عمق زیاد سطح ایستابی در این آبخوان و نیز تبخیر از آب باران، میزان نفوذ از بارش برابر ۵٪ کل بارش در نظر گرفته شد. بنابراین حجم آب نفوذ یافته از بارش در آبخوان شاهرود حدود ۳/۶ میلیون متر مکعب برآورد گردید.

میزان تبخیر و تعرق از آبخوان



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
 ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
 The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
 10-11 November, 2020



عمق سطح آب زیرزمینی این آبخوان در تمام بخش‌های آن بیشتر از ۶/۵ متر می‌باشد، بنابراین در پژوهش حاضر میزان تبخیر از سطح آب زیرزمینی صفر در نظر گرفته شده است.

حجم آب زهکش شده توسط رودخانه

با توجه به اینکه در آبخوان شاهرود رودخانه دائمی وجود ندارد، لذا حجم زهکشی از آبخوان توسط رودخانه، صفر در نظر گرفته شد.

حجم آب تخلیه شده توسط چاه‌ها

بنا بر آمار و اطلاعات گردآوری شده از سازمان آب منطقه‌ای استان سمنان، مقدار آب برداشت شده از آبخوان توسط چاه‌های بهره‌برداری (کشاورزی، دام، فضای سبز، شرب و صنعت) حدود ۷۴/۲ میلیون متر مکعب بر سال می‌باشد.

حجم جریان‌های زیرزمینی خروجی از آبخوان

به منظور برآورد حجم جریان‌های آب زیرزمینی خروجی از آبخوان شاهرود، مانند برآورد حجم جریان‌های ورودی زیرزمینی، از نقشه سطح ایستابی این آبخوان استفاده گردید (شکل ۲). کل حجم خروجی از آبخوان ۰/۶ میلیون متر مکعب بر سال می‌باشد (جدول ۲).

جدول ۲- محاسبه خروجی آب زیرزمینی از آبخوان شاهرود

مقطع	قابلیت انتقال (m^2/d)	گرادیان هیدرولیکی	عرض مقطع (m)	حجم جریان (mcm/y)
II	۱۰۰	۰/۰۰۳	۵۶۲۵	۰/۶
جمع خروجی				

تغییرات حجم ذخیره آبخوان

با قرار دادن مقادیر محاسبه شده اجزای بیلان آبخوان شاهرود (جدول ۳) در معادله بیلان (معادله ۱)، مشاهده می‌شود که حجم آب این آبخوان سالانه حدود ۱۱/۱۵ میلیون متر مکعب کاهش یافته است.

جدول ۳- اجزای بیلان آب آبخوان شاهرود

حجم (mcm/y)	اجزای بیلان
	حجم آب‌های ورودی به آبخوان
۴۳/۹	جریان ورودی آب زیرزمینی به آبخوان
۰	حجم جریان آب سطحی ورودی به آبخوان
۱۰/۱۵	حجم جریان آب برگشتی کشاورزی به آبخوان
۶	حجم آب نفوذ یافته از طریق پساب‌های شهری،
۳/۶	حجم آب بارش نفوذ یافته به آبخوان



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



حجم آب‌های خروجی از آبخوان	
۰/۶	حجم جریان خروجی آب زیرزمینی از آبخوان
۰	حجم آب زهکشی شده توسط رودخانه
۷۴/۲	حجم آب تخلیه شده توسط چاه‌ها
۰	حجم تبخیر و تعرق از آب زیرزمینی
تغییرات حجم آبخوان	
۱۱/۱۵ میلیون مترمکعب بر سال	

۴. نتیجه‌گیری

بر اساس نتایج این پژوهش، حجم آب آبخوان شاهرود سالانه حدود ۱۱/۱۵ میلیون متر مکعب کاهش یافته است در نتیجه ضروری است پایش، مدیریت و ممنوعه بودن این آبخوان همچنان ادامه داشته باشد.

منابع

- [۱] ولی زاده م، (۱۳۹۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مدل‌سازی انتقال آلاینده نترات در آب‌های زیرزمینی دشت شاهرود"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- [2] Kazemi G.A. (2013) "Isotope composition (¹⁸O and ²H) in precipitations of Shahrood area. Proceedings of the 1st National Conference on Application of Stable Isotopes" Mashhad, Iran, pp 54–60.
- [۳] بوسلیک، ز (۱۳۹۸) تعیین منشأ شوری منابع آب زیرزمینی شاهرود با استفاده از تکنیک‌های ایزوتوپی و هیدروشیمیایی. رساله دکتری هیدروژئولوژی، دانشگاه صنعتی شاهرود.



تکامل ژئوشیمیایی آب زیرزمینی در آبخوان آبرفتی قائم‌شهر - جویبار، استان مازندران

صفورا حیدری*

دانشجوی کارشناسی ارشد آب‌شناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود
Safora_Heidari.99@yahoo.com

هادی جعفری

دانشیار و عضو هیئت علمی گروه زمین‌شناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود
h.Jafari@shahroodut.ac.ir

چکیده

سازندهای زمین‌شناسی، واکنش‌های آب و سنگ و فعالیت‌های انسان‌زاد نظیر کشاورزی و صنعتی از عوامل اصلی تغییرات در ترکیب آب زیرزمینی و کیفیت آبخوان‌ها می‌باشند. فعالیت‌های کشاورزی (کشت برنج و مرکبات) به‌صورت گسترده در محدوده آبخوان آبرفتی قائم‌شهر - جویبار در استان مازندران صورت می‌گیرد که می‌تواند کیفیت آبخوان را تحت تأثیر قرار دهد. لذا مطالعه حاضر با هدف بررسی تکامل ژئوشیمیایی منابع آب زیرزمینی در آبخوان آبرفتی قائم‌شهر - جویبار انجام شده است. بدین‌منظور از ۴۰ حلقه چاه بهره‌برداری با پراکندگی مناسب در خرداد ماه ۱۳۹۸ نمونه‌برداری صورت گرفت. پارامترهای هدایت الکتریکی (EC) و pH در صحرا و یون‌های اصلی و فرعی در آزمایشگاه آب و محیط زیست دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری گردید. براساس تغییرات مکانی هدایت الکتریکی، نمونه‌های آب زیرزمینی به دو گروه قابل تفکیک می‌باشد. گروه یک در برگرفته نمونه‌های با هدایت الکتریکی کمتر از ۲۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر می‌باشد، رفتار شیمیایی آن‌ها عمدتاً متأثر از فرایندهای هیدروژئوشیمیایی غالب در آبخوان می‌باشد. گروه دو در بردارنده نمونه‌های با هدایت الکتریکی بیشتر از ۲۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر در بخش شمالی آبخوان بوده که به‌دلیل برداشت‌های بی‌رویه آب زیرزمینی جهت مصارف کشاورزی، تحت تأثیر هجوم آب شور دریای خزر قرار گرفته است. تیپ غالب آب زیرزمینی در آبخوان قائم‌شهر - جویبار بی‌کربناته - کلسیک می‌باشد. کیفیت آب زیرزمینی در قسمت جنوبی در مجاورت سازندهای کربناته تغذیه‌کننده دشت خوب و مناسب بوده و در مسیر جریان به‌طرف خروجی دشت به خاطر نفوذ آب شور دریا و رسوبات رس و ماری از کیفیت آن کاسته شده است. نمودارهای ژئوشیمیایی ضمن تأیید رخداد واکنش‌های آب - سنگ در آبخوان، نشان‌دهنده تأثیر انحلال کلسیت، ژپس و هالیت، نفوذ آب شور و تبادل یونی معکوس در کیفیت و تکامل شیمیایی آبخوان قائم‌شهر - جویبار می‌باشد.

کلمات کلیدی: تکامل شیمیایی، واکنش آب و سنگ، کشاورزی، قائم‌شهر - جویبار، مازندران



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



Geochemical evolution of ground water in The alluvial aquifer of Qaemshahr - Juybar

Safora Heidari*

Masters student of hydrology, Shahrood University of Technology

Safora_Heidari.99@yahoo.com

Hadi Jafari

Associate Professor and Faculty member Department of Geology , Shahrood University of Technology

h_jafari@shahroodut.ac.ir

Abstract

Geological formations, water-rock interactions and anthropogenic activities such as agriculture and industry are the main factors changing the composition and quality of the groundwater resources in aquifers. Agricultural activities (rice cultivation and citrus) are dominant in the area of Qaemshahr-Juybar alluvial aquifer in Mazandaran province. So, this study was aimed to investigate the geochemical evolution of groundwater in this aquifer of Qaemshahr-Juybar. In this regard, 40 water samples were collected from operating wells at June 2019. Electrical conductivity (EC) and pH values were measured in the field and major and minor ions (nitrate and phosphate) were determined in Water and Environment Lab of the Shahrood University of Technology. Based on EC values, the samples were classified into two groups including Group I with $EC < 2000 \mu S/cm$ in which chemical compositions are mainly due to dominant hydrogeochemical processes in the aquifer and Group II with EC values more than $2000 \mu S/cm$ at the north of the aquifer where the groundwater overexploitations for agricultural uses caused saline water intrusion from the Khazar lake. Dominant type of water in Qaemshahr-Juybar aquifer is $Ca-HCO_3$. The quality of groundwater is good in southern parts nearby the carbonate formations, decreasing along the groundwater flow path toward the north due to saline water intrusion and presence of the clay and marl sediments. Geochemical diagrams confirms the occurrence of the water-rock interactions, showing the impact of the dissolution of calcite, gypsum and halite, saline water intrusion and reverse ion exchange in quality and chemical evolution of groundwater in Qaemshahr-Juybar aquifer.

Keywords: Chemical evolution, Water-rock interaction, agriculture, Qaemshahr-Juybar, Mazandaran



۱. مقدمه

کیفیت آب زیرزمینی، منعکس کننده ترکیب شیمیایی سنگ‌ها و محیط متخلخلی است که در تماس با آب بوده است. هنگامی که آب به آرامی از محیط زیرسطحی عبور می‌کند، ترکیب آن به آرامی تغییر می‌یابد که منعکس کننده افزایش درجه اشباع برخی یون‌ها یا محصولات نهایی حاصل از فعل و انفعالات سنگ و آب است. بسیاری از این واکنش‌ها، معرف محیط ژئوشیمیایی و پارامترهایی مانند pH و قدرت یونی هستند که به نوبه خود خصوصیات جذب محیط زیر سطحی و انواع فرایندهای میکروبی را تعیین می‌نمایند و می‌توانند بر قابلیت تحرک بسیاری از عناصر کمیاب تأثیر گذار باشند [۱]. آب‌های زیرزمینی به دلیل کیفیت تقریباً مناسب و بهره‌برداری آسان مهمترین منبع تأمین آب شرب، کشاورزی و صنعت به شمار می‌آیند. خصوصیات شیمیایی آب زیرزمینی از طریق واکنش‌های شیمیایی و بیولوژیکی در مناطقی که آب از آن‌ها عبور می‌کند مشخص می‌شود. آب زیرزمینی در طول جریان تمایل دارد در اثر فعل و انفعالات شیمیایی از طریق انحلال، ته‌نشست شیمیایی و تعادل یونی با محیط اطراف به تعادل شیمیایی برسد. سرعت حرکت کند آب زیرزمینی و زمان ماندگاری بالا در تشکیلات زمین‌شناسی منجر به ایجاد کیفیتی پایدار می‌گردد [۲]. فرایند تکامل هیدروشیمی آب زیرزمینی از زمان تغذیه به محیط آبخوان تا خروج آن در نواحی تخلیه بسیار پیچیده می‌باشد و در طی این مسیر واکنش‌های مختلفی مانند انحلال و رسوب‌گذاری فازهای مختلف، اختلاط آب‌هایی با کیفیت‌های مختلف، تبادل کاتیونی، تبخیر و غیره بر روی آن‌ها اثر می‌گذارند [۳]. حرکت آب زیرزمینی در جهت شیب آبخوان و تماس آن با رسوبات مارنی سبب آزاد شدن سدیم و خروج کلسیم و منیزیم از آب می‌شود. افزایش تدریجی رسوبات هالیتی در مسیر جریان آب در روند تکاملی آنیون‌های آبخوان از بی‌کربناته به سولفات و سپس کلروره مشهود می‌باشد [۴]. انحلال تبخیری‌ها (هالیت و گچ)، تبادل یونی، فرایند تبخیر و فعالیت‌های انسانی باعث تخریب کیفیت آب زیرزمینی می‌شوند [۵]. تبخیر، تبخیر و رسوبگذاری، سنگ منشأ و بارندگی مهمترین عواملی هستند که می‌توانند شیمی آب را کنترل کنند [۶]. ترکیب شیمیایی آبخوان‌ها در اثر تبخیر، بارندگی، سازندهای زمین‌شناسی، فعالیت‌های انسانی شامل ساخت و ساز، کود و سموم کشاورزی، فاضلاب، رواناب، پوشش گیاهی و افزایش برداشت و پایین رفتن سطح آب تغییر می‌یابد. تبخیر و سازندهای زمین‌شناسی اغلب غلظت یون‌ها را افزایش و بارندگی غلظت یون‌ها را کاهش می‌دهد. کانی‌های تبخیری در مقایسه با دیگر کانی‌ها خاصیت انحلال‌پذیری بیشتری دارند، و وقتی در آب حل شوند، کیفیت آن را کاهش می‌دهند. شیمی آب زیرزمینی به نوع سنگ‌هایی که در مسیر حرکت آب قرار دارند، بستگی دارد. اگر سرعت حرکت آب زیرزمینی بالا باشد، زمان تماس آن با محیط اطراف کم خواهد بود و عناصر کمتری را در خود حل می‌کند. یکی دیگر از فرایندهای اساسی در غلظت عناصر اصلی محلول در آب زیرزمینی، فرایند تبادل یونی است، طی این فرایند یون‌های موجود در آب جایگزین یون‌های متصل به سطح کانی‌های رسی شده و یون‌های چسبیده به سطح رس‌ها وارد آب می‌گردند [۱]. مجموعه این عوامل سبب تغییر در شیمی آب و یا اصطلاحاً تکامل شیمیایی آب‌های زیرزمینی می‌گردند. به صورت کلی حرکت آب زیرزمینی از بالادست به سمت پایین دست جریان در آبخوان‌های بزرگ موجب تغییر ترکیب شیمیایی آبخوان از بی‌کربنات به سولفات و در نهایت در انتهای آبخوان به کلروره می‌گردد. هدف از انجام تحقیق حاضر، شناسایی منشأ آب زیرزمینی، تأثیرات لیتولوژی و سازندها و فعالیت‌های کشاورزی بر کیفیت شیمیایی آب زیرزمینی و بررسی تکامل ژئوشیمیایی آب زیرزمینی در آبخوان آبرفتی قائم‌شهر - جویبار می‌باشد.

۲. معرفی منطقه مورد مطالعه

حوضه آبریز مازندران و شرق گیلان به ۷ محدوده مطالعاتی تقسیم شده است که محدوده مطالعاتی قائم‌شهر - جویبار یکی از آنها می‌باشد. محدوده مطالعاتی قائم‌شهر - جویبار بین طول جغرافیایی $35^{\circ} 52'$ تا $23^{\circ} 53'$ شرقی و $35^{\circ} 44'$ تا $36^{\circ} 47'$ شمالی به



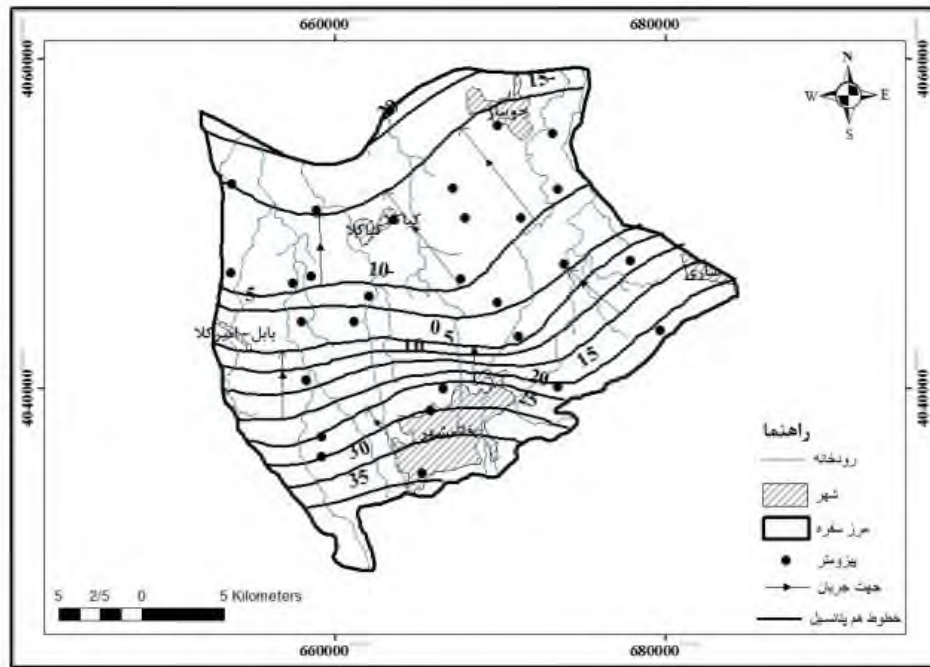
وسعت $3348/1 \text{ Km}^2$ در خط ساحلی دریای مازندران واقع شده که 837 کیلومترمربع آن دشت و مابقی ارتفاعات می‌باشد. بالاترین نقطه ارتفاعی آن 3929 متر و پایین‌ترین نقطه ارتفاعی آن 26 -متر از سطح دریای آزاد در خروجی حوزه قرار دارد. کرانه جنوبی دریای خزر، مرز شمالی و دامنه شمالی رشته‌کوه‌های البرز مرکزی، مرز جنوبی محدوده مطالعاتی قائم‌شهر - جویبار را تشکیل می‌دهند. همچنین از سمت شرق به محدوده مطالعاتی دشت ساری - نکا و از غرب به محدوده مطالعاتی دشت بابل - آمل محدود می‌گردد. در شمال دشت جویبار نواحی ساحلی با گستره‌ای به مساحت 307 کیلومتر مربع فاقد آب شیرین جهت بهره‌برداری مشاهده می‌شود. محدوده مطالعاتی قائم‌شهر - جویبار در برگیرنده آبخوان آزاد آبرفتی با مساحت حدود 574 Km^2 بوده که یکی از بزرگترین آبخوانهای استان مازندران می‌باشد. این آبخوان آبرفتی 70 درصد پهنه دشت را به خود اختصاص داده و از پتانسیل بالای آب زیرزمینی برخوردار می‌باشد. محدوده آبخوان آزاد آبرفتی قائم‌شهر - جویبار در شکل ۱ نشان داده شده است. با توجه به شکل ۲ ناهمواری‌های استان مازندران به دو گونه جلگه‌ای و کوهستانی تقسیم می‌شود. امتداد و جهت رشته‌کوه‌های البرز به صورت دیواری مرتفع در مسافتی طولانی، خط ساحلی و جلگه‌ای کنار دریای مازندران را محصور کرده است. به گونه‌ای که شیب زمین از ارتفاعات به سمت دشت و دریا کاهش می‌یابد. میانگین سالانه بارندگی و دما به ترتیب 713 میلی‌متر و $15/9$ درجه سانتی‌گراد است. محدوده مورد مطالعه قائم‌شهر - جویبار در زون البرز شمالی و مرکزی قرار دارد که نیمی از محدوده در زون چین خورده البرز واقع شده است. از ابتدا تا زمان ترشیری (Triassic) ضخامت بخش‌های شمالی نسبت به بخش جنوبی البرز عمیق‌تر سپس کم عمق‌تر شده است. دارای چین‌های ملایم با روند شمال غربی - جنوب شرقی و شمال شرقی - جنوب شرقی که در البرز مرکزی به هم می‌رسند. در شکل ۳ یافته‌های دیرینه‌شناسی گویای آن است که کهن‌ترین سنگ‌های رخنمون شده البرز سازند کهر می‌باشد. تراز سطح آب زیرزمینی از جنوب به سمت شمال کاهش یافته است، به طوری که بیشترین تراز سطح آب زیرزمینی در جنوب آبخوان برابر 36 متر می‌باشد و کمترین تراز سطح آب در شمال آبخوان برابر 21 -متر می‌باشد. با توجه به شکل ۴ جهت کلی جریان آب زیرزمینی جنوب شرقی به سمت شمال غربی می‌باشد. در شکل ۵ عمق آب زیرزمینی در آبخوان قائم‌شهر - جویبار از حدود 35 متر در جنوب به کمتر از 5 متر در شمال آبخوان کاهش می‌یابد.



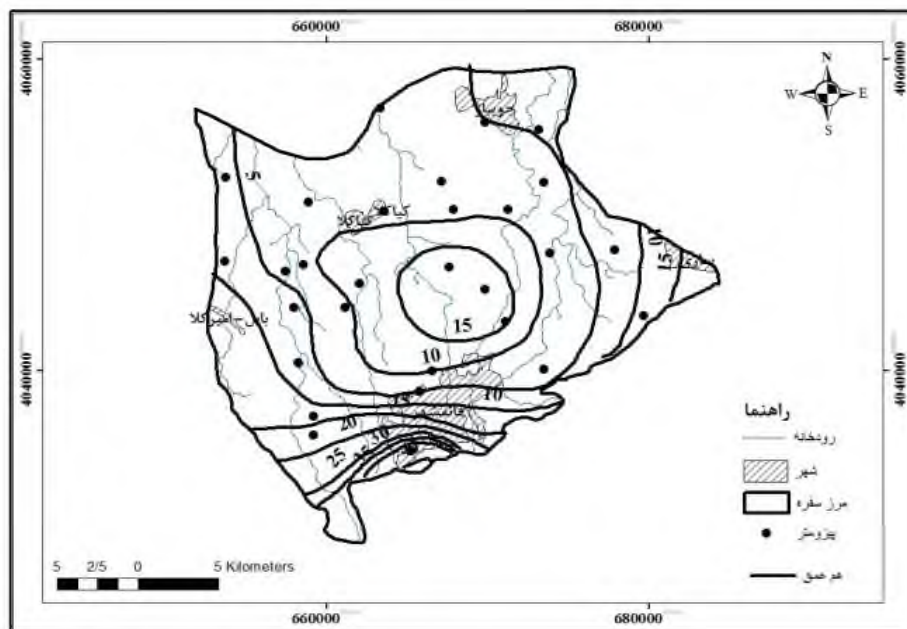
شکل ۱- آبخوان آزاد آبرفتی محدوده مطالعاتی قائم‌شهر - جویبار



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
10-11 November, 2020



شکل ۴- نقشه همپتانسیل و جهت جریان آبخوان آبرفتی دشت قائمشهر - جویبار

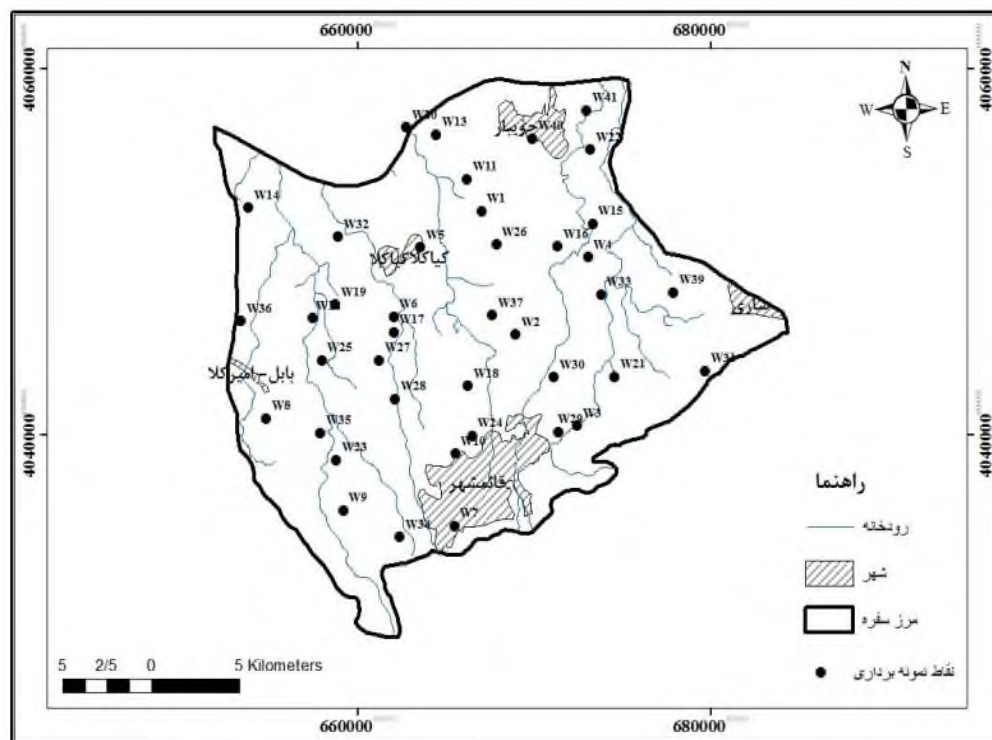


شکل ۵- نقشه هم‌عمق آبخوان آبرفتی دشت قائمشهر - جویبار



۳. روش تحقیق

به منظور انجام این مطالعه از ۴۰ حلقه چاه بهره‌برداری با پراکندگی مناسب در خرداد ماه ۱۳۹۸ نمونه‌برداری صورت گرفت. موقعیت نقاط نمونه‌برداری در شکل ۶ نشان داده شده است. پارامترهای هدایت الکتریکی (EC) و pH در محل نمونه‌برداری اندازه‌گیری و موقعیت چاه‌ها به وسیله GPS ثبت گردید. غلظت کاتیون‌های اصلی (کلسیم، منیزیم، پتاسیم و سدیم) و آنیون‌های اصلی (کلر، سولفات و بی‌کربنات) در آزمایشگاه آب و محیط زیست دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری و نوع تیپ آب تعیین گردید. سپس نقشه تغییرات هر یک از پارامترهای هدایت الکتریکی و pH با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS ترسیم گردید.



شکل ۶- موقعیت نقاط نمونه برداری از آب زیرزمینی در آبخوان آبرفتی دشت قائم‌شهر - جویبار

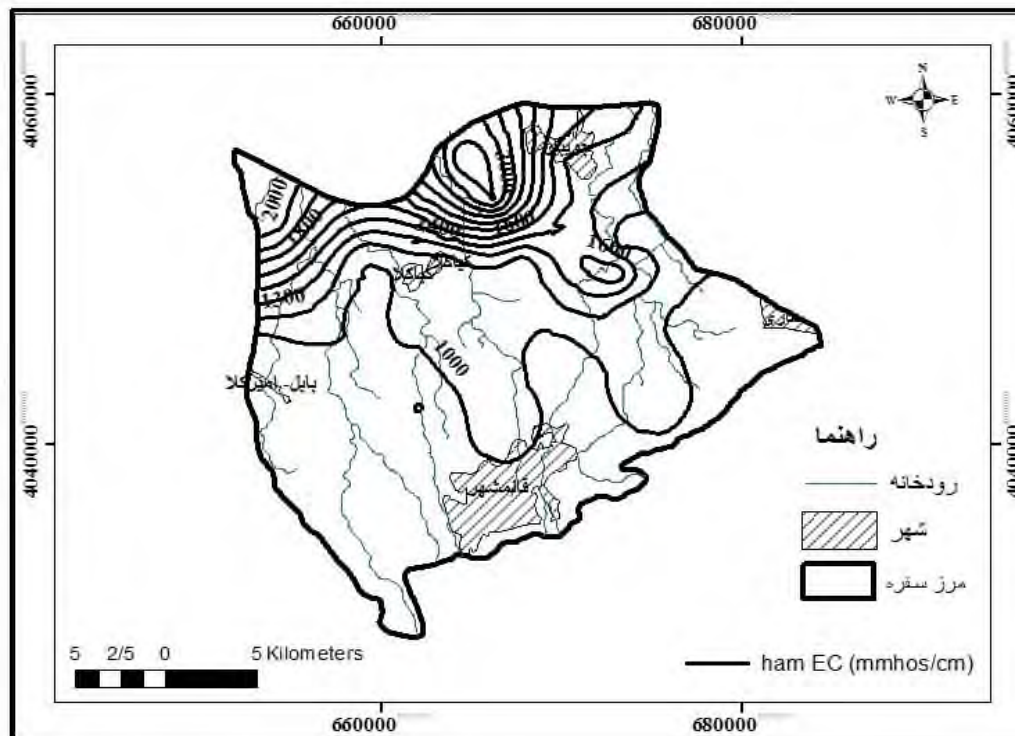
۴. نتایج و بحث

الف - بررسی هدایت الکتریکی (EC) منابع آب زیرزمینی آبخوان آبرفتی قائم‌شهر - جویبار

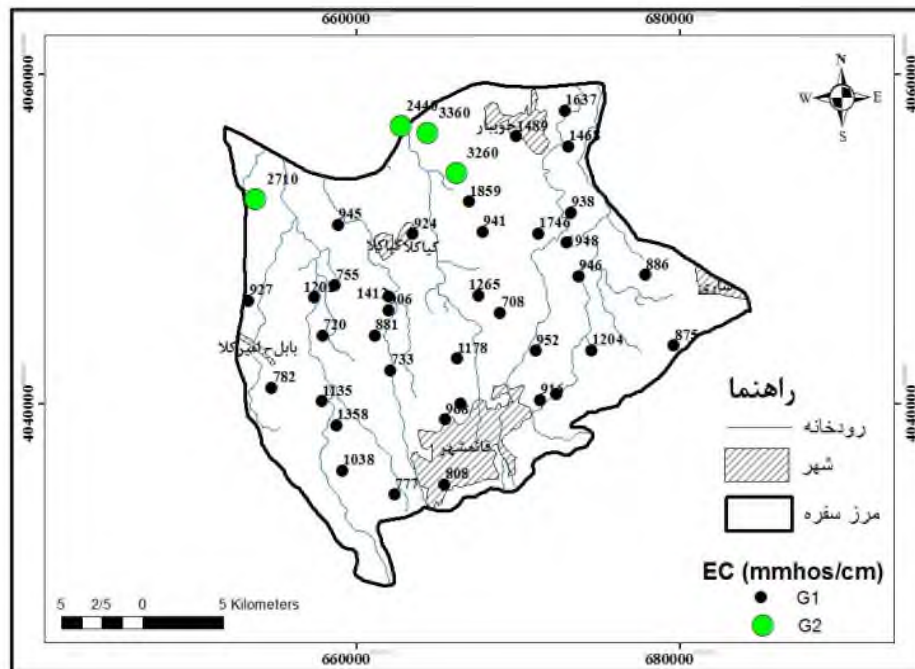
هدایت الکتریکی نمونه‌های آب زیرزمینی از ۷۰۸ تا ۳۳۶۰ میکروزیمنس بر سانتی‌متر تغییر می‌کند. میانگین هدایت الکتریکی آبخوان ۱۲۷۴ میکروموس بر سانتی‌متر می‌باشد. با توجه به اینکه مسیر حرکت آب زیرزمینی از جنوب دشت به سمت شمال می‌باشد، مقادیر هدایت الکتریکی در منطقه جنوبی کم بوده و با حرکت آب زیرزمینی به سمت شمال دشت و محل تخلیه آبخوان جریان آب زیرزمینی افزایش می‌یابد. همچنین برداشت زیاد آب از آبخوان در مجاورت دریا باعث هجوم احتمالی آب شور به آبخوان شده است و میزان هدایت الکتریکی در بخش شمالی آبخوان افزایش یافته است. نزدیک بودن سطح آب زیرزمینی به سطح زمین



نیز احتمالاً باعث تبخیر شده و یکی از دلایل افزایش EC در این منطقه می‌باشد. با توجه به شکل ۷ قسمت جنوبی دشت به دلیل اینکه محل جریان ورودی و تغذیه آبخوان می‌باشد، دارای کمترین هدایت الکتریکی می‌باشد. تغذیه آبخوان در بخش جنوبی از ارتفاعات البرز بالاتر از شهرهای سوادکوه و قائم‌شهر صورت می‌گیرد. در قسمت‌هایی از بخش مرکزی آبخوان میزان هدایت الکتریکی افزایش یافته است. احتمالاً آب برگشتی کشاورزی به دلیل شدت فعالیت‌های کشاورزی در این بخش‌ها و تغذیه احتمالی از ورود فاضلاب به آبخوان سبب افزایش هدایت الکتریکی در این منطقه از آبخوان شده است. در شکل ۸ نمونه‌های آب زیرزمینی در آبخوان آبرفتی دشت قائم‌شهر - جویبار به دو گروه تقسیم شده است: گروه یک (G1) که در برگیرنده نمونه‌های با هدایت الکتریکی کمتر از ۲۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر می‌باشد. این نمونه‌ها با توجه به فاصله بیشتر از دریا و عمق بیشتر سطح آب زیرزمینی کمتر تحت تأثیر نفوذ آب دریا و تبخیر قرار گرفته‌اند و عمدتاً رفتار شیمیایی آن‌ها متأثر از فرایندهای هیدروژئوشیمیایی غالب در آبخوان می‌باشد. گروه دو (G2) دربردارنده نمونه‌های با هدایت الکتریکی بیشتر از ۲۰۰۰ میکروموس بر سانتی‌متر بوده که به دلیل برداشت‌های بی‌رویه آب زیرزمینی جهت مصارف کشاورزی و نفوذ آب شور دریا به سمت نواحی ساحلی، تحت تأثیر نفوذ آب شور دریا قرار گرفته است. همچنین احتمالاً فرایند تبخیر به جهت کاهش عمق سطح ایستابی در شوری منابع آب زیرزمینی در این منطقه تأثیرگذار بوده است.



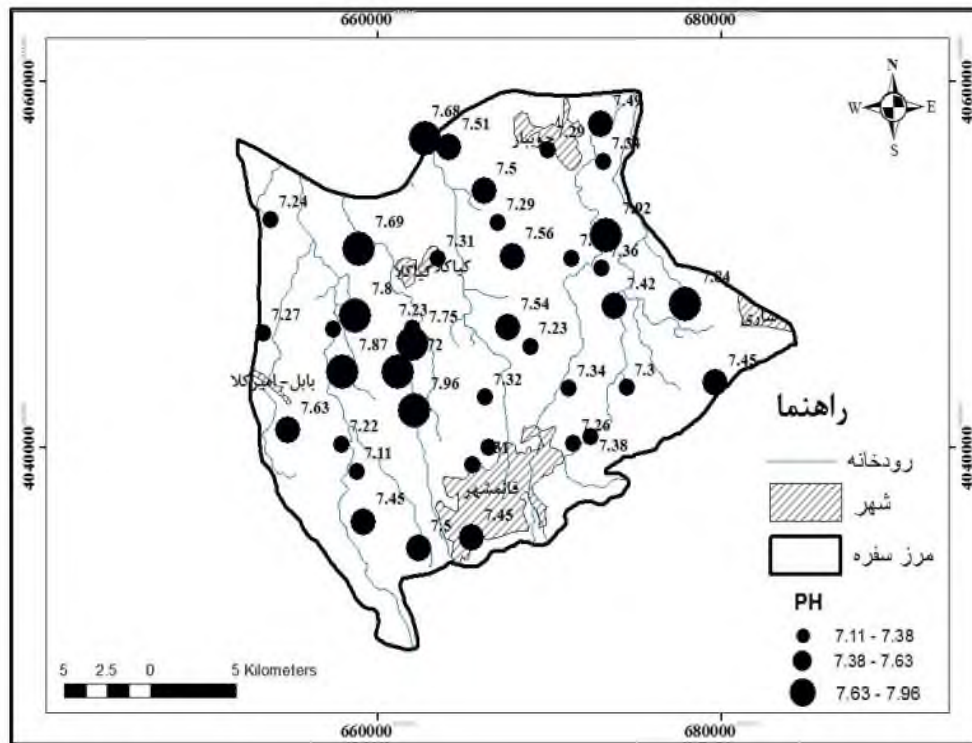
شکل ۷- نقشه هم هدایت الکتریکی آبخوان آبرفتی دشت قائم‌شهر - جویبار



شکل ۸- موقعیت نمونه‌های مربوط به گروه یک (G₁) و دو (G₂) در آبخوان آبرفتی قائم‌شهر - جویبار

ب - بررسی مقادیر pH آبخوان آبرفتی دشت قائم‌شهر - جویبار

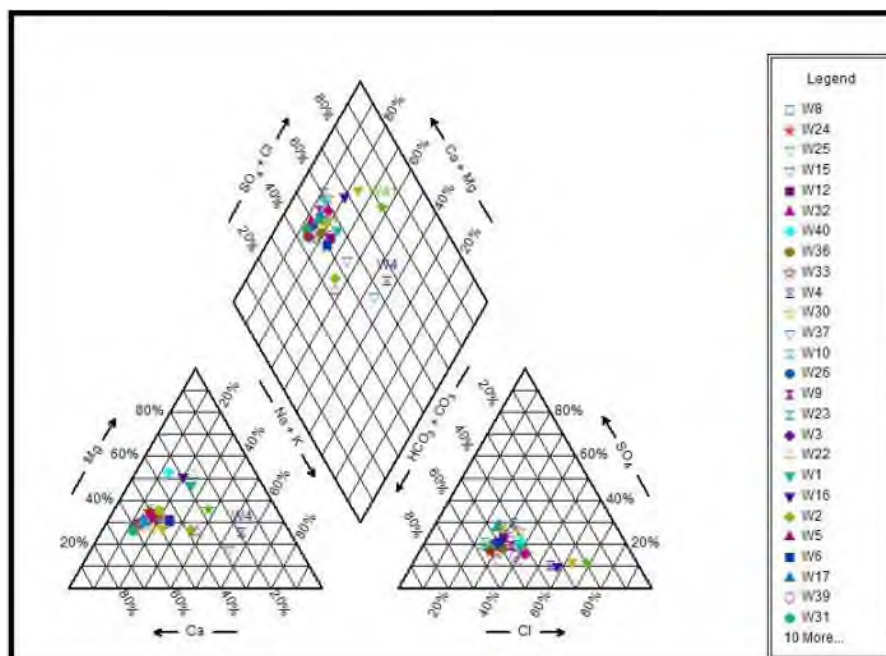
در آبخوان قائم‌شهر - جویبار مقادیر pH از ۷ تا ۸ تغییر می‌کند. میانگین pH آب‌های زیرزمینی در آبخوان آبرفتی دشت قائم‌شهر - جویبار حدود ۷/۴۱ است. نقشه تغییرات pH در شکل ۹ نشان داده شده است. ملاحظه می‌شود که نمونه‌های واقع در شرق آبخوان از مقادیر بالاتر pH برخوردار می‌باشند. با توجه به مسیر رودخانه‌های اصلی و جهت جریان آب زیرزمینی احتمالاً تفاوت در منشأ تغذیه آبخوان آبرفتی، دلیل تغییرات و افزایش میزان pH در بخش غربی آبخوان می‌باشد. نمونه‌های واقع در بخش‌های جنوب و جنوب شرقی آبخوان pH کمتری داشته و مقادیر pH آن‌ها به جز چند نمونه اکثراً کمتر از ۷/۳ می‌باشد. با توجه به فعالیت‌های کشاورزی که در این بخش از آبخوان رایج بوده و با شدت زیادی انجام می‌شود، به نظر می‌رسد تغذیه آبخوان با آب برگشتی کشاورزی سبب کاهش pH شده باشد. همچنین در این بخش از آبخوان منطقه شهری قائم‌شهر واقع شده است که با توجه به عمق کم سطح آب زیرزمینی، آبخوان در این بخش می‌تواند تحت تأثیر فاضلاب شهری قرار گرفته باشد. آب‌های برگشتی کشاورزی به دلیل پدیده نیتریفیکیشن و فاضلاب شهری به دلیل وجود مواد آلی سبب کاهش مقدار pH در منابع آب زیرزمینی می‌شوند.



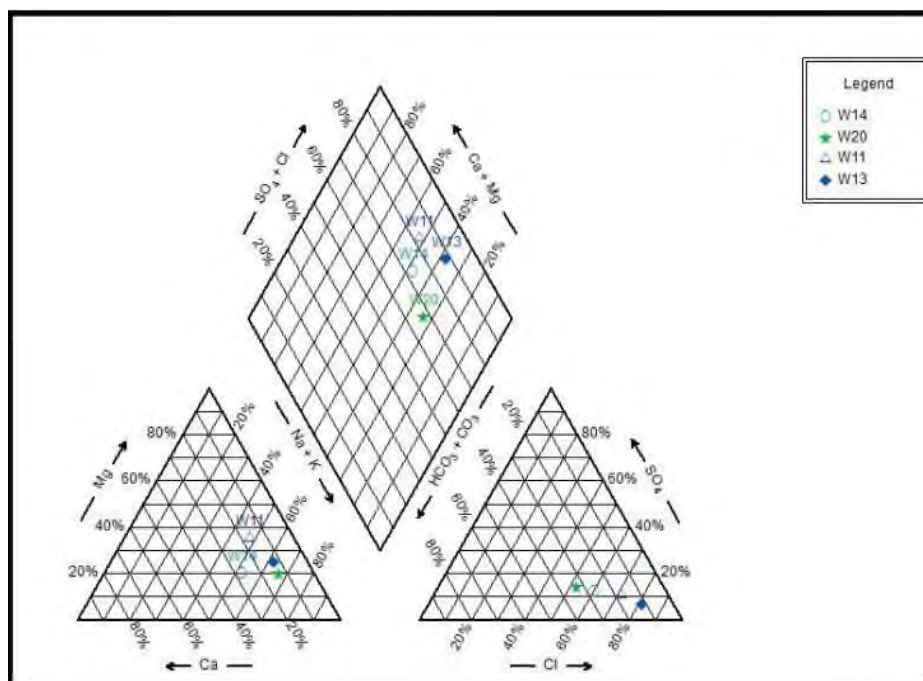
شکل ۹- نقشه تغییرات میزان pH در آبخوان آبرفتی قائم‌شهر - جویبار

ج- تغییرات تیپ آب‌های زیرزمینی دشت قائم‌شهر - جویبار

برای تعیین تیپ آب‌های زیرزمینی از دیاگرام پایپر استفاده شد. این نمودار از نظر تعبیر و تفسیر نتایج هیدروژئوشیمیایی نمونه‌های آب سودمند است. درصد آنیون‌ها و کاتیون‌ها را در میدان‌های مثلثی و موقعیت ترکیبی آن‌ها را در میدان لوزی شکل پیاده می‌کنند. نمودار پایپر مربوط به نتایج آنالیز شیمیایی نمونه‌های آبخوان قائم‌شهر - جویبار در شکل‌های ۱۰ و ۱۱ نشان داده شده است. در گروه یک نمونه‌های آب زیرزمینی آبخوان قائم‌شهر - جویبار، نقاط در بخش سمت چپ نمودار قرار گرفته که نشان دهنده غلبه نسبی کاتیون کلسیم و آنیون بی‌کربنات و بنابراین تیپ بی‌کربناته - کلسیک می‌باشد. این موضوع با توجه به منشأ تغذیه آبخوان از سازندهای کربناته ارتفاعات دامنه شمالی البرز قابل توجیه می‌باشد. نمونه‌های گروه دوم در سمت راست نمودار در قسمت شورابه‌ها قرار گرفته‌اند و تیپ آب کلروره - سدیک آن‌ها ناشی از نفوذ آب شور دریا می‌باشد. تعدادی از نمونه‌های گروه یک در فاصله نزدیکتر به نمونه‌های گروه دو قرار می‌گیرند که این موضوع اختلاط (mixing) بین نمونه‌های گروه یک و دو را نشان می‌دهد.



شکل ۱۰- نمودار پایپر و موقعیت نمونه‌های برداشت شده از آبخوان قائم‌شهر - جویبار (گروه یک)

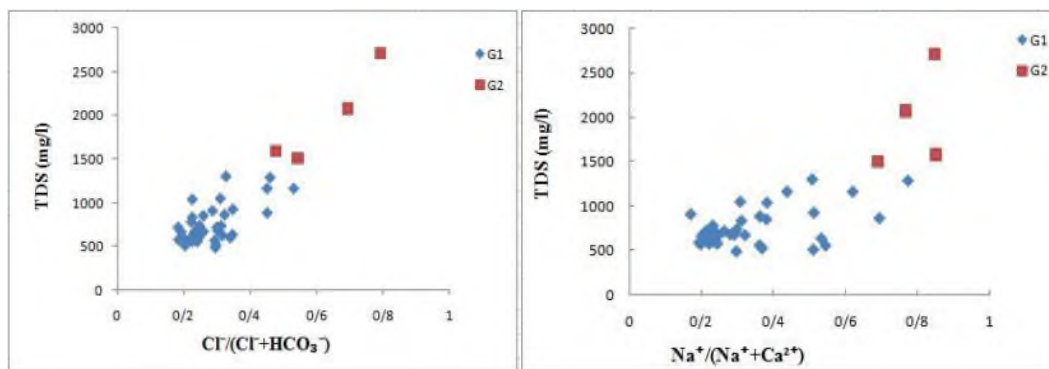


شکل ۱۱- نمودار پایپر و موقعیت نمونه‌های برداشت شده از آبخوان قائم‌شهر - جویبار (گروه دو)



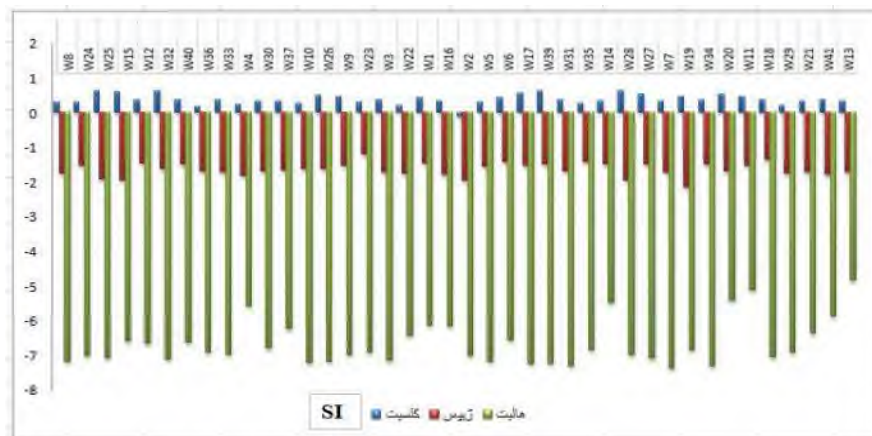
ص. منشأ یون‌های اصلی

با استفاده از نمودار گیبس، تأثیر لیتولوژی یک منطقه بر کیفیت آب‌های زیرزمینی، عوامل موثر بر غلظت یون‌های اصلی و تعیین ساز و کار حاکم بر جریان آب زیرزمینی مورد بررسی قرار می‌گیرد. نمودار گیبس ترکیب آب را بر مبنای عوامل موثر شامل بارندگی، ترکیب سنگ‌ها و تبخیر - تبلور نشان می‌دهد [۱]. در شکل ۱۲ نمونه‌های مربوط به گروه یک آبخوان قائم‌شهر - جویبار، نسبت‌های $Na^+/(Na^++Ca^{2+})$ و $Cl^-/(Cl^-+HCO_3^-)$ پائین بوده و TDS بین ۱۰۰-۱۰۰۰ میلی‌گرم بر لیتر بوده لذا تحت تأثیر لیتولوژی و ترکیب سنگ‌شناسی منطقه می‌باشد. در نمونه‌های گروه دوم نسبت‌های یونی و TDS بالا بوده و بنابراین تبخیر و نفوذ احتمالی آب شور در شیمی این نمونه‌ها تأثیر گذار بوده است.



شکل ۱۲- نمودار تغییرات نسبت $Na^+/(Na^++Ca^{2+})$ و $Cl^-/(Cl^-+HCO_3^-)$ بر حسب (mg/l) در برابر TDS

بررسی شاخص اشباع در شکل ۱۳ تحت اشباع بودن هالیت در آبخوان منطقه را نشان می‌دهد. بنابراین انحلال کانی هالیت تا زمان رسیدن به درجه اشباع می‌تواند ادامه داشته باشد. بررسی اندیس اشباع ژیبس در شکل بیانگر تحت اشباع بودن ژیبس در تمامی نمونه‌ها می‌باشد. شاخص اشباع کلسیت در تمام نمونه‌ها به جز W2 مثبت و نزدیک به صفر می‌باشد که نشان دهنده به اشباع رسیدن آب‌های زیرزمینی منطقه نسبت به کانی کلسیت می‌باشد.



شکل ۱۳- نمودار شاخص اشباع هالیت، ژیبس و کلسیت در آبخوان آبرفتی قائم‌شهر - جویبار



م. تکامل ژئوشیمیایی

بر اساس نقشه‌ها و پارامترهای شیمیایی آبخوان قائمشهر - جویبار، کیفیت آب در جهت جریان آب زیرزمینی از جنوب به شمال در اثر نفوذ آب دریا کاهش یافته است. کیفیت آب زیرزمینی در قسمت جنوبی در مجاورت سازندهای تغذیه کننده دشت که کربناته می‌باشد، خوب و مناسب بوده و به طرف خروجی دشت به خاطر نفوذ آب شور دریا و رسوبات رس و ماری از کیفیت آن کاسته شده است. تیپ غالب دشت بی‌کربنات - کلسیک است و در شمال آبخوان در اثر نفوذ آب شور کلرره - سدیک ایجاد شده است. بر اساس نمودار گیبس واکنش آب - سنگ، تبخیر احتمالی از آب زیرزمینی و نفوذ آب شور منشأ اصلی یونها و تغییر کیفیت شیمیایی آبخوان قائمشهر - جویبار می‌باشد. نمودارهای ژئوشیمیایی ضمن تأیید فعال بودن واکنش‌های آب - سنگ در آبخوان، نشان دهنده تأثیر انحلال کلسیت، ژیپس، هالیت، نفوذ آب شور و تبادل یونی معکوس در کیفیت و تکامل شیمیایی آبخوان قائمشهر - جویبار می‌باشد. تأثیر فعالیت انسانی در اثر برداشت‌های بی‌رویه آب زیرزمینی برای استفاده فعالیت کشاورزی می‌باشد. از آنجا که نمونه‌ها به دو دسته تقسیم شده می‌توان نتیجه گرفت که حداقل دو منبع تغذیه کننده انحلال و نفوذ آب شور در سفره آب زیرزمینی وجود دارد.

۵. نتیجه گیری

نتایج حاصل از پژوهش نشان می‌دهد، با توجه به نقشه هم پتانسیل جهت کلی جریان آب زیرزمینی آبخوان آبرفتی قائمشهر - جویبار از سمت جنوب شرقی و جنوب به سمت شمال غربی آبخوان می‌باشد. منطقه تغذیه دشت به طور عمده مربوط به ارتفاعات جنوبی منطقه بوده و سازندهای آهکی در ارتفاعات البرز شمالی و مرکزی نقش مهمی در تغذیه آبخوان بر عهده دارند محل تخلیه آبخوان، شمال دشت می‌باشد و چون در مسیر حرکت جریان آب زیرزمینی میزان املاح افزایش می‌یابد و از طرفی دیگر برداشت زیاد آب از آبخوان و نفوذ آب شور دریا دلیلی بر افزایش هدایت الکتریکی در شمال آبخوان شده است. نزدیک بودن سطح آب زیرزمینی به سطح زمین احتمالاً باعث تبخیر شده و این موضوع از دیگر دلایل افزایش EC چاه‌های شمال آبخوان می‌باشد. نمونه‌های واقع در بخش جنوب و جنوب شرقی آبخوان pH کمتری داشته با توجه به فعالیت‌های کشاورزی که در این بخش از آبخوان رایج بوده و با شدت زیادی انجام می‌شود، به‌نظر می‌رسد تغذیه آبخوان با آب برگشتی کشاورزی سبب کاهش pH شده باشد. بر اساس نقشه‌ها و پارامترهای شیمیایی آبخوان قائمشهر - جویبار، تیپ غالب آبخوان بی‌کربنات - کلسیک و کیفیت آب در جهت جریان آب زیرزمینی از جنوب به شمال در اثر نفوذ آب دریا کاهش یافته است. کیفیت آب زیرزمینی در قسمت جنوبی در مجاورت سازندهای تغذیه کننده دشت که کربناته می‌باشد، خوب و مناسب بوده و به طرف خروجی دشت به خاطر نفوذ آب شور دریا و رسوبات رس و ماری از کیفیت آن کاسته شده است. بر اساس نمودار گیبس واکنش آب - سنگ، تبخیر احتمالی از آب زیرزمینی و نفوذ آب شور منشأ اصلی یونها و تغییر کیفیت شیمیایی آبخوان قائمشهر - جویبار می‌باشد. نمودارهای ژئوشیمیایی ضمن تأیید فعال بودن واکنش‌های آب - سنگ در آبخوان، نشان دهنده تأثیر انحلال کلسیت، ژیپس، هالیت، نفوذ آب شور و تبادل یونی معکوس در کیفیت و تکامل شیمیایی آبخوان قائمشهر - جویبار می‌باشد.

۶. پیشنهاد

۱- با توجه به اهمیت آبخوان دشت قائمشهر - جویبار در تأمین آب مورد نیاز شرب و کشاورزی و تأثیر یونها در کیفیت آبخوان، پیشنهاد می‌شود غلظت یونها در طول سال به‌طور مداوم اندازه‌گیری و پایش شود.



۲- با توجه به اینکه منشأ یون‌ها در آبخوان، تحت تأثیر آب‌های سطحی از ارتفاعات شمالی البرز و فعالیت‌های کشاورزی بوده لازم است که محافظت از آب‌های سطحی از جمله رودخانه تالار و سیاه‌رود صورت گرفته و استفاده از کودها و سموم کشاورزی در منطقه با مدیریت جامع و کامل صورت پذیرد.

تشکر و قدردانی

خدایا عجب از آدمی، که نشانه‌هایت را می‌بیند و انکارت می‌کند و عجب از تو که انکارش را می‌بینی و مهربانی می‌کنی. در پایان از خانواده‌ام، استاد راهنما (دکتر جعفری) و آب منطقه‌ای مازندران (بخصوص بخش مطالعات) که در این پژوهش با اینجانب همکاری نمودند قدردانی و تشکر می‌نمایم.

منابع

- [1] Hounslow A.W, (1995) "Water quality data analysis and interpretation" Lewis Publishers, CKC Press, LLC.
[2] Todd D.K, Mays L.W (2005) "Groundwater hydrology" Third edition. John Wiley and Sons ins, New York, [3] U.S.A.
- [۴] برزگر ر، اصغری مقدم ا، نجیب م، کاظمیان ن. (۱۳۹۴) "بررسی ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی آبخوان دشت تبریز با استفاده از مدل هیدروژئوشیمیایی و روش‌های آماری" نشریه علمی و پژوهشی انجمن آبخیزداری ایران، علوم و مهندسی آبخیزداری [۶] ایران، صفحه ۳۹ - ۵۰
- [7] Langmuir, D (1997) "Aqueous environmental geochemistry" (Vol. 549). Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
[8] Xubo G, Xue Li, Wanzhou W, Chengcheng Li, (2020) "Human Activity and Hydrogeochemical Processes
[9] Relatin to Groundwater Quality Degradation in the Yuncheng Basin, Northern China" International Journal
[10] of Environmental Research and Public Health.
- [۱۱] قره محمودلو م، حشمت پور ع، جندقی ن، زارع ع، مهربانی ح، (۱۳۹۷) "بررسی هیدروژئوشیمیایی آب زیرزمینی آبخوان دشت
[۱۲] سیدان - فاروق، استان فارس" دانشگاه گنبد کاووس دوره ۵، شماره ۴، صفحه ۱۲۴۱-۱۲۵۳.



ارزیابی کیفی و توزیع مکانی آب‌های معدنی و آشامیدنی بسته‌بندی موجود در بازار ایران از دیدگاه غلظت یون سولفات

مهدیس رش بر*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

Mahdis.rashbar@gmail.com

سیده سارا بدیعی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

Sarabadiee1996@gmail.com

یاسر نیک‌پیمان

موسسه فناوری و کیفیت آب فوکا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

y_nikpeyman@sbu.ac.ir

چکیده

با توجه به افزایش روزافزون مصرف آب‌های بسته‌بندی شامل آشامیدنی و معدنی غلظت ترکیبات موجود در آن‌ها حائز اهمیت می‌باشد. در این پژوهش از میان ترکیبات، غلظت سولفات به دلیل بروز تغییر در طعم آب و تاثیرات آن بر سلامتی موجودات مورد توجه و بررسی قرار گرفته است. در این راستا پس از بررسی منشاء احتمالی سولفات محصولات، غلظت سولفات براساس استاندارد ۱۰۵۳ مورد ارزیابی قرار گرفت. سپس ۳۶ نمونه برند آب آشامیدنی و ۳۶ نمونه برند آب معدنی (در مجموع ۷۲ برند) از دیدگاه غلظت سولفات بررسی شدند؛ همچنین توزیع مکانی محصولات در کشور براساس غلظت مطالعه شد. نتایج نشان می‌دهد که غلظت سولفات در آب‌های آشامیدنی بسته‌بندی بیشتر از غلظت آن در آب‌های معدنی بسته‌بندی است. به علاوه، اگرچه غلظت سولفات در آب‌های آشامیدنی تولیدشده در استان‌های شمال غربی ایران کمتر از ۲۰ میلی گرم بر لیتر است؛ اما در محصولات آب معدنی، غلظت یون مذکور بیش از ۴۰ میلی گرم بر لیتر گزارش شده است. این در حالی است که غلظت سولفات در آب‌های معدنی تولید شده در البرز مرکزی عمدتاً کمتر از محصولات آب آشامیدنی است.

کلمات کلیدی: سولفات، آب معدنی، آب آشامیدنی، آب بسته‌بندی



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



Qualitative evaluation and spatial distribution of bottled mineral and drinking waters in the Iranian market from the viewpoint of sulfate ion concentration

Mahdis Rashbar*

Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Mahdis.rashbar@gmail.com

Seyedeh Sara Badiie

Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Sarabadiie1996@gmail.com

Yaser Nikpeyman

Foca Institute of Technology and Water Quality, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

y_nikpeyman@sbu.ac.ir

Abstract

Due to the increasing consumption of bottled water, including drinking and mineral water, the concentration of compounds in them is important. This study aims to study the concentration of sulfate in bottled water products as it causes changes in the taste of water and affects on the organisms health. In this regard, after investigating the possible origin of sulfate in the products, the sulfate concentration was evaluated according to the 1053 standard. Then, 36 samples of drinking water brands and 36 samples of mineral water brands (72 brands in total) were examined from the perspective of sulfate concentration. Also, the spatial distribution of products in the country based on concentration was studied. The results show that the concentration of sulfate in bottled drinking water is higher than its concentration in bottled mineral water. In addition, although the concentration of sulfate in drinking water produced in the northwestern provinces of Iran is less than 20 mg/l; but in mineral water products, the concentration of the sulfate has been reported to be more than 40 mg/l. Meanwhile, the concentration of sulfate in mineral waters produced in Central Alborz is mainly lower than the bottled drinking water products.

Keywords: sulfate, mineral water, drinking water, bottled water



۱. مقدمه

با توجه به رشد روزافزون جمعیت نیاز به آب آشامیدنی سالم افزایش یافته است. در این میان آب‌های بسته‌بندی که پویاترین بازار را در بین صنایع غذایی و آشامیدنی دارند، بیش از پیش مورد اهمیت واقع شده‌اند (Ferrier, 2001). در کشورهایمانند امارات متحده عربی، تقریباً ۹۰٪ مردم از آب معدنی بسته‌بندی استفاده می‌کنند (Nsanze, Babarinde, & Al Kohaly, 1999). به‌طور کلی آب‌های بسته‌بندی به دو دسته آشامیدنی و معدنی تقسیم می‌شوند. آب آشامیدنی، آبی است که ویژگی‌های فیزیکی، شیمیایی، بیولوژیکی و رادیواکتیو آن در حدی باشد که مصرف آن جهت آشامیدن، عارضه‌سویی در کوتاه‌مدت یا درازمدت، برای سلامت انسان ایجاد نکند (استاندارد ملی ایران، شماره ۱۰۵۳). بر روی هر دو نوع آب بسته‌بندی برچسبی وجود دارد که غلظت برخی عناصر و ترکیبات موجود در بطری را نشان می‌دهد که از میان آن‌ها غلظت سولفات از اهمیت خاصی برخوردار است. غلظت زیاد سولفات در آب آشامیدنی و یا معدنی باعث اختلالات ترش‌حی در معده و روده می‌شود (رهنمودهای کیفی آب آشامیدنی، بیدهندی، ۱۳۹۰). علاوه بر موارد ذکر شده غلظت بالای سولفات در آب شرب ممکن است سبب بروز اسهال، کم‌آبی و تغییر میزان متتاموگلوبین در انسان‌ها و حیوانات گردد (Runtti, et al. 2018) و همچنین مقادیر بالای سولفات موجود در آب‌های معدنی می‌تواند موجب تحریک دستگاه تنفسی شود (Costantino et al, 2020). در این پژوهش سعی بر آن است که با بیان منشا و مقایسه غلظت سولفات در نمونه‌هایی از آب آشامیدنی و معدنی بسته‌بندی شده ابتدا به بررسی کیفیت محصولات موجود در بازار ایران از دیدگاه غلظت سولفات پرداخته شود؛ سپس، توزیع مکانی کیفیت محصولات از این منظر ارزیابی شود.

۲. مواد و روش‌ها

آب طبیعی همواره دارای مقادیری املاح محلول از جمله سولفات (با فرمول شیمیایی SO_4^{2-}) است که بطور طبیعی سمی تلقی نمی‌شود. سولفات از منابع مختلفی از جمله انحلال ژئیس یا سنگ گچ گرفته تا پساب کارخانه‌های صنعتی و یا آب باران، وارد منابع تامین آب می‌شود (پاسره و همکاران، ۱۳۸۸). در صورت عدم تصفیه آب حاوی سولفات زیاد این ترکیب می‌تواند موجب آسیب در لوله‌ها و مخازن ذخیره‌سازی شود؛ برای تصفیه مقدار کمی آب (به منظور نوشیدن و پخت و پز) روش‌های معمولی از جمله تقطیر یا اسمز وجود دارند؛ گرچه متداول‌ترین روش تصفیه مقادیر زیاد آب، تبادل یونی است (Kozisek, 2005).

ترکیب معدنی آب به جنس لایه‌های زمین‌شناسی بستگی دارد (Ferrier, 2001) که با حرکت آب در سازندهای خاکی و سنگی که حاوی مواد معدنی سولفات هستند، برخی از سولفات‌ها درون آب‌های زیرزمینی حل می‌شوند. مواد معدنی حاوی سولفات شامل سولفات منیزیم، سولفات سدیم و سولفات کلسیم است (Costantino et al, 2020). میانگین دریافت روزانه سولفات از آب آشامیدنی، هوا و غذا حداکثر ۵۰۰ میلی‌گرم بوده و غذا، منبع اصلی می‌باشد. در مناطقی با منابع آب آشامیدنی که میزان سولفات آن بالاست، ممکن است آب آشامیدنی منبع اصلی ورود سولفات را تشکیل دهد. وجود سولفات در آب آشامیدنی ممکن است طعم خاصی را ایجاد نماید و همچنین ممکن است باعث فرسایش سیستم توزیع گردد.

استانداردهای بین‌المللی WHO برای آب آشامیدنی در سال ۱۹۵۸، عنوان نمودند که غلظت بیش از ۴۰۰ میلی‌گرم در لیتر برای سولفات، به‌طور قابل ملاحظه‌ای قابلیت شرب آب را مختل می‌نماید. استانداردهای بین‌المللی سال‌های ۱۹۶۳ و ۱۹۷۱، این مقدار را به عنوان حداکثر مجاز غلظت حفظ نمودند (بیدهندی، ۱۳۹۰). غلظت سولفات طبق استاندارد ملی ایران (۱۰۵۳) به‌صورت حداکثر مطلوب ۲۵۰ میلی‌گرم بر لیتر و حداکثر مجاز ۴۰۰ میلی‌گرم بر لیتر گزارش شده است. غلظت بیش از حد سولفات در آب سبب



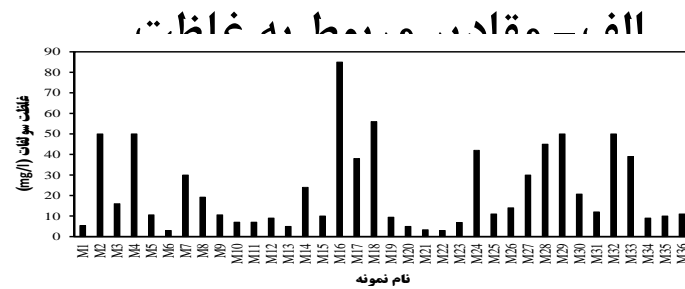
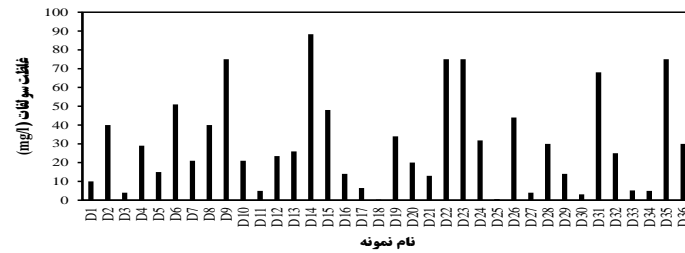
ایجاد مزه تلخ در آن می‌شود. جهت بررسی غلظت سولفات در آب‌های آشامیدنی و معدنی بسته‌بندی، در مجموع ۷۲ نمونه آب بسته‌بندی، شامل ۳۶ نمونه آب آشامیدنی و ۳۶ نمونه آب معدنی موجود در بازار ایران انتخاب شده است (جدول ۱).

بحث و بررسی

با توجه به جدول (۱)، در نمونه‌های آب آشامیدنی غلظت سولفات از ۰/۲۹ تا ۸۸/۳ میلی گرم بر لیتر متغیر می باشد ولی غلظت سولفات در آب‌های معدنی مورد بررسی از ۳ تا ۸۵ میلی‌گرم بر لیتر متغیر است. در شکل (۱) نمودار تغییرات غلظت یون سولفات در نمونه‌های مورد بررسی نمایش داده شده است. مشاهده می‌شود که کمترین غلظت سولفات در میان برندهای آب آشامیدنی مربوط به برند D18 با غلظت سولفات ۰/۲۹ میلی‌گرم بر لیتر و در میان برندهای آب معدنی، M6 و M22 برندهای شماره ۶ و ۲۲ با ۳ میلی‌گرم بر لیتر مشاهده می‌شود. برند شماره ۱۴ (غلظت ۸۸/۳ میلی‌گرم بر لیتر) در میان برندهای آب آشامیدنی و همچنین برند شماره ۱۶ (غلظت ۸۵ میلی‌گرم بر لیتر) در میان آب‌های معدنی بیشترین غلظت سولفات را به خود اختصاص می‌دهند. به علاوه، میانگین غلظت سولفات در آب‌های آشامیدنی مورد بررسی بیشتر از میانگین غلظت سولفات در آب‌های آشامیدنی مورد بررسی می‌باشد.

جدول ۱ - مقایسه غلظت سولفات بر حسب میلی‌گرم بر لیتر در نمونه‌های مورد مطالعه

نام نمونه	نوع	غلظت سولفات	نام نمونه	نوع	غلظت سولفات	نام نمونه	نوع	غلظت سولفات
D1	آشامیدنی	۱۰	D25	آشامیدنی	۰۶	M13	معدنی	۵
D2	آشامیدنی	۴۰	D26	آشامیدنی	۴۴	M14	معدنی	۲۴
D3	آشامیدنی	۴	D27	آشامیدنی	۴	M15	معدنی	۱۰
D4	آشامیدنی	۲۹	D28	آشامیدنی	۳۰	M16	معدنی	۸۵
D5	آشامیدنی	۱۵	D29	آشامیدنی	۱۴	M17	معدنی	۲۸
D6	آشامیدنی	۵۱	D30	آشامیدنی	۳۱۶	M18	معدنی	۵۶
D7	آشامیدنی	۲۰۹۸	D31	آشامیدنی	۶۸	M19	معدنی	۹۴۶
D8	آشامیدنی	۴۰	D32	آشامیدنی	۲۵	M20	معدنی	۵
D9	آشامیدنی	۷۵	D33	آشامیدنی	۵۲	M21	معدنی	۲۳
D10	آشامیدنی	۲۰۹۸	D34	آشامیدنی	۵	M22	معدنی	۳
D11	آشامیدنی	۵	D35	آشامیدنی	۷۵	M23	معدنی	۶۹
D12	آشامیدنی	۲۳۱۵	D36	آشامیدنی	۳۰	M24	معدنی	۴۲
D13	آشامیدنی	۲۶	M1	معدنی	۵۴	M25	معدنی	۱۱
D14	آشامیدنی	۸۸۳	M2	معدنی	۵۰	M26	معدنی	۱۴
D15	آشامیدنی	۴۸	M3	معدنی	۱۶	M27	معدنی	۳۰
D16	آشامیدنی	۱۴	M4	معدنی	۵۰	M28	معدنی	۴۵
D17	آشامیدنی	۶۱۵	M5	معدنی	۱۰۶	M29	معدنی	۵۰
D18	آشامیدنی	۰/۲۹	M6	معدنی	۴	M30	معدنی	۲۰۸
D19	آشامیدنی	۳۴	M7	معدنی	۳۰	M31	معدنی	۱۲
D20	آشامیدنی	۲۰	M8	معدنی	۱۹/۲	M32	معدنی	۵۰
D21	آشامیدنی	۱۳	M9	معدنی	۸۰/۶	M33	معدنی	۲۹
D22	آشامیدنی	۷۵	M10	معدنی	۷	M34	معدنی	۹
D23	آشامیدنی	۷۵	M11	معدنی	۷	M35	معدنی	۱۰
D24	آشامیدنی	۳۱۸	M12	معدنی	۹	M36	معدنی	۱۱



شکل ۱- مقادیر غلظت یون سولفات در نمونه‌های آب آشامیدنی و آب معدنی بسته‌بندی

در شکل (۲) توزیع مکانی نمونه‌های انتخاب شده و غلظت سولفات آنها نمایش داده شده است. مشاهده می‌شود که غلظت سولفات در آب‌های آشامیدنی تولید شده در استان‌های شمال غربی ایران کمتر از ۲۰ میلی گرم بر لیتر است؛ اما در محصولات آب معدنی، غلظت یون مذکور بیش از ۴۰ میلی گرم بر لیتر گزارش شده است. این درحالی است که غلظت سولفات در آب‌های معدنی تولید شده در البرز عمدتاً کمتر از محصولات آب آشامیدنی است.



الف-توزیع غلظت سولفات در نمونه‌های آب آشامیدنی

شکل ۲- توزیع غلظت سولفات در نمونه‌های انتخابی آب آشامیدنی و معدنی بسته‌بندی در ایران



نتیجه‌گیری

با توجه به اثرات ناشی از بالای‌بودن غلظت سولفات موجود در آب بر سلامت انسان و همچنین تاثیر آن بر طعم آب، ضروری دانستیم غلظت آن را در برخی نمونه آب‌های بسته‌بندی موجود در بازار مورد بررسی و میان غلظت سولفات در آب آشامیدنی و آب معدنی بسته‌بندی، مقایسه صورت گیرد. طی مقایسه نمودارها اینطور استنباط می‌شود که بطور کلی غلظت سولفات در آب‌های آشامیدنی بسته‌بندی بیشتر از آب‌های معدنی بسته‌بندی است؛ اما بازه تغییرات غلظت سولفات در آب‌های آشامیدنی بزرگ‌تر از بازه تغییرات غلظت آن در آب‌های معدنی می‌باشد.

منابع

- [۱] حبیبی، ر، جعفری دستنائی، ع، نبی‌بیدهندی، غ. (۱۳۹۰) رهنمودهای کیفی آب آشامیدنی تهران: انتشارات خانیران.
- [۲] پاسره، ف، حسنی، ا.ح، حسینی، ن، جاوید، ا.ح. (۱۳۹۵) بررسی تغییرات سولفات در منابع آب شرب زیرزمینی شهر یاسوج و تهیه نقشه کیفی آن با ابزار GIS. علوم و تکنولوژی محیط زیست.
- [3] Bondi, C.A.M, Marks, J.L, Wroblewski, L.B, Raatikainen, H.S, Lenox, S.R, and Gebhardt, K.E, (2015). Human and Environmental Toxicity of Sodium lauryl Sulfate(SLS): Evidence for Safe Use in Household Cleaning Products: An Updated Review. Environment Health Insights. 1, p25
- [4] Runtti, H & et al. (2018). How to tackle the stringent sulfate removal requirements in mine water
- [5] Treatment A review of potential methods, Environmental Research - 167, Pages 207-222.
- [6] Ferrier C. (2001) Bottled Water: Understanding a Social Phenomenon. World Wildlife Fund,
- [7] Washington, DC, April, p 13
- [8] Costantino, M., Izzo, V., Conti, V., Manzo, V., Guida, A., Filippelli, A., Sulphate mineral waters: A medical resource in several disorders. Journal of Traditional and Complementary Medicine 10 (2020), pp320-326.
- [9] Nsanze, H., Babarinde, Z., & Al Kohaly, H. (1999). Microbiological quality of bottled drinking water in the UAE and the effect of storage at different temperatures. pp 53-57.
- [10] Kozisek F. (2005) Health risks from drinking demineralised water. In: Nutrients in Drinking Water; World Health Organization, Geneva. pp148-163.



ارزیابی مقادیر عناصر آرسنیک و آنتیموان در خاک‌های روستای داشکسن (شمال خاور قروه)

مهسا کرمی *

دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی زیست محیطی، دانشگاه بوعلی سینا همدان

mahsa_ka2020@yahoo.com

محمد معانی‌جو

عضو هیئت علمی دانشگاه بوعلی سینا همدان

Maanijou@yahoo.com

چکیده

روستای داشکسن در غرب ایران در نزدیکی معدن طلای داشکسن یا ساری‌گونی قرار دارد. در مطالعه حاضر آلودگی عناصر سنگین آرسنیک و آنتیموان در ۱۵ نمونه از خاک‌های اطراف روستای داشکسن مورد بررسی قرار گرفته است. غلظت عنصر آرسنیک و آنتیموان توسط ICP-OES صورت گرفت و با مقادیر جهانی پوسته، شیل و مقادیر حفاظت محیط زیست ایران مقایسه شد. در مطالعات آماری مشخص شد که عنصر آرسنیک همبستگی مثبت و بسیار قوی ($r > 0.943$) با آنتیموان دارد که نشان از منشأ مشترک و رفتار زمین‌شیمیایی مشابه این عناصر است.

کلمات کلیدی: آلودگی خاک، آرسنیک، آنتیموان، روستای داشکسن، معدن داشکسن.



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



Evaluation of Arsenic and Antimony elements in the soils of Dashkasan village (northeast of Qorveh)

Mahsa Krami*

M.Sc student of Environmental Geology at Bu-AliSina University, Hamedan

mahsa_ka2020@yahoo.com

Mohammad Maanijou

Associate Professor of Geology, Dept. of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran.

maanijou@yahoo.com

Abstract

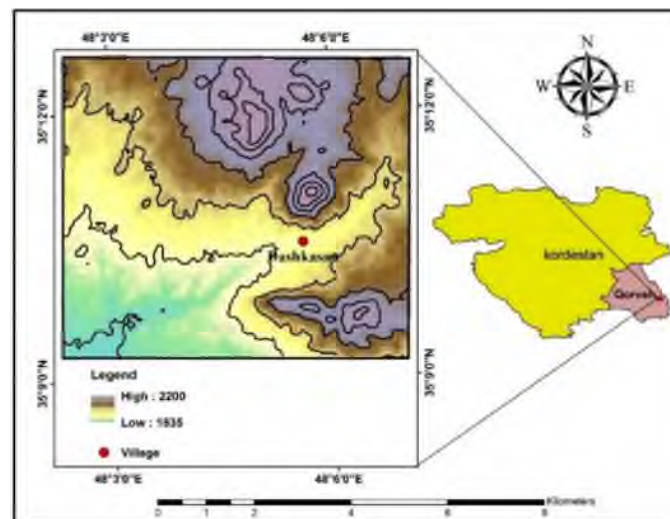
The village of Dashkasan in western Iran is located near the Dashkasan or Sari Gunay gold mine. In this study, the contamination of heavy elements of As and Sb in 15 samples of soil around the village of Dashkasan has been investigated. The concentrations of As and Sb were determined by ICP_OES and compared with the global values of crust, shale and environmental protection values of Iran. Arsenic has a very strong positive correlation ($r > 0.943$) with Antimony, indicating a common origin and geochemical behavior similar to these elements.

Keywords: Soil pollution, Arsenic, Antimony, Dashkasan village, Dashkasan Mine.



۱. مقدمه

محیط‌زیست از ارکان توسعه پایدار در هر کشوری است. غفلت از مسائل زیست‌محیطی موجب آسیب به منابع طبیعی و انسانی شده و پیامدهای ناگواری بر کره خاکی و جوامع بشری خواهد داشت [2]. از سال ۱۹۶۰ کاربرد علم ژئوشیمی در تشخیص انواع آلودگی-های محیط‌زیست افزایش یافت [4]. در سال‌های اخیر از ژئوشیمی زیست‌محیطی، در مطالعات آب و خاک به طور گسترده‌ای استفاده گردیده است. آلودگی فلزات سنگین نه تنها به طور مستقیم بر خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک، کاهش فعالیت بیولوژیکی و کاهش دست‌یابی زیستی مواد مغذی خاک تأثیر می‌گذارد، بلکه همچنین خطر جدی برای سلامتی انسان از طریق ورود زنجیره غذایی و امنیت زیست‌محیطی از طریق نفوذ در آب‌های زیر زمینی محسوب می‌شوند [3]. هدف از این مطالعه بررسی غلظت عناصر آرسنیک و آنتیموان در محیط خاک در روستای داشکسن است که در جنوب معدن داشکسن قرار دارد. کانسار طلای داشکسن-بهارلو در ۴۰ کیلومتری شمال‌شرق شهرستان قروه در حد فاصل سه روستای داشکسن، بهارلو و نی‌بند در کوهی بنام ساریگونای، در بخش جنوب‌شرقی استان کردستان قرار دارد. این منطقه بخشی از نواحی دگرگونی-ماگمایی، سنندج-سیرجان می‌باشد که به واسطه میزبانی کانسارهای اپی‌ترمال و فلزات گرانبها، اهمیت ویژه‌ای دارد [5]. بالاترین ارتفاع منطقه ۲۲۰۰ متر و پایین‌ترین ارتفاع ۱۸۳۵ متر می‌باشد که توسط تپه‌های متعددی در شمال و جنوب احاطه شده است و تپه‌های زراعی که در جهت-های یکدیگر قرار دارند (شکل ۱).



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه (روستای داشکسن)

۲. مواد و روش‌ها

به منظور برآورد شدت آلودگی عناصر سنگین در منطقه مورد بررسی، پس از انجام مطالعات و بررسی‌های دقیق میدانی نمونه-برداری صورت گرفت. با توجه به بازدید اولیه و توپوگرافی منطقه و با در نظر گرفتن منبع آلودگی، نمونه‌برداری در مساحتی بالغ بر ۳۱ کیلومتر مربع انجام پذیرفت. این نمونه برداری در فصل بهار و تابستان (۱۳۹۸) به منظور بررسی آلودگی خاک منطقه حاصل از



استخراج و معدن‌کاری از لایه‌های سطحی خاک در عمق بین ۰ تا ۲۰ سانتی‌متر صورت پذیرفت. در مجموع ۱۵ نمونه خاک در محدوده برداشت شد.

بحث

(۱) تعیین غلظت عناصر توسط دستگاه ICP- OES

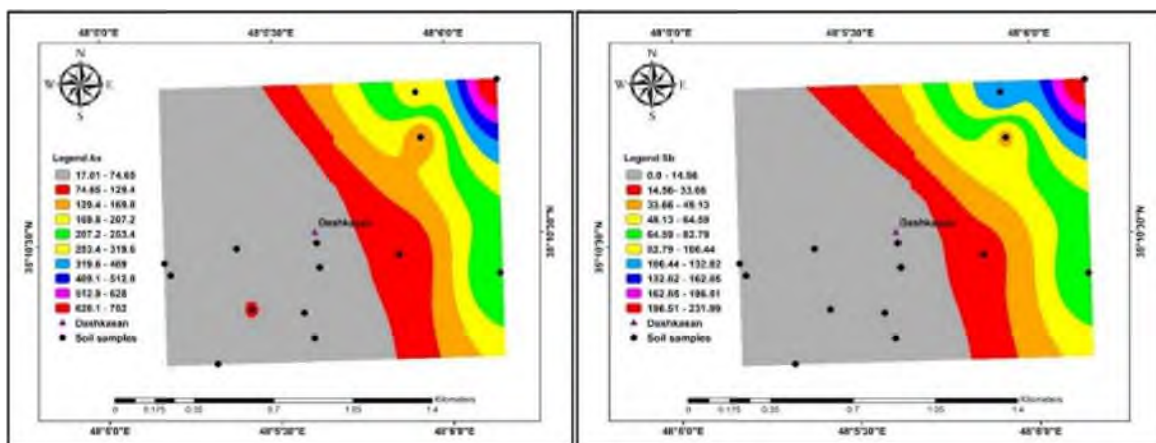
آلودگی ناشی از فلزات سنگین حاصل از فعالیت‌های مختلف صنعتی به عنوان یک خطر جدی برای محیط‌زیست تلقی می‌شود. از این رو خاک آلوده به فلزات سنگین می‌تواند به شدت به محیط‌زیست آسیب وارد کند [9]. به همین جهت نمونه‌های برداشت شده از منطقه برای تعیین میزان غلظت عناصر سنگین در هر یک از آنها بعد از آماده‌سازی و گذراندن از الک ۲۰۰ مش برای آنالیز ICP - OES (مدل ۷۳۵ شرکت اجیلنت) و هضم در دو اسید HCl و HNO₃ با نسبت ۳/۱ به آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران (ایمیدرو) در تهران ارسال گردید. غلظت عناصر در نمونه‌های خاک برداشت شده از منطقه مورد مطالعه در جدول (۱) ارائه شده است. نتایج این آنالیز در جدول (۲) نشان داده شده است. پس از تعیین غلظت عناصر سنگین در محدوده مورد مطالعه برای ترسیم و نمایش توزیع غلظت فلزات سنگین در خاک منطقه از درونیابی IDW در نرم‌افزار GIS استفاده گردید (شکل ۲).

جدول ۱: غلظت برخی از عناصر در نمونه‌های خاک محدوده معدن داشکسن

D21	D10	D3	D18	D6	D5	D33	D32	D20	D7	D25	D19/1	D28	D23	D19	NAME
247	160	78	97	277	752	29	34	31	147	25	48	17	37	24	As
78	70		30	130	232					46					Sb

جدول ۲: آمار توصیفی نتایج غلظت فلزات سنگین

Kurtosis	Skewness	CV (%)	Maximum	Minimum	Std. Deviation	Median	Mean	NAME
8.638	2.776	142.46	752	17	190.225	48	133.53	As
1.983	1.458	75.92	232	30	74.1503	74	97.6667	Sb



شکل ۲: پهنه‌بندی غلظت عناصر سنگین (ppm) در منطقه مورد مطالعه



جهت تعیین میزان آلودگی خاک به فلزات سنگین باید غلظت عناصر در منطقه مورد نظر با استاندارد ملی یا بین‌المللی شناخته شده، مقایسه شود. در مطالعات مختلف عمدتاً با مقادیر زمینه از قبیل متوسط جهانی شیل، میانگین پوسته قاره‌ای و یا استانداردهای منطقه‌ای این مقایسه صورت می‌گیرد. بهترین نوع مقایسه، مقایسه با استانداردهای موجود برای همان منطقه است زیرا شرایط زمین‌شناسی و اقلیمی در نقاط مختلف دنیا غلظت‌های متفاوتی ایجاد می‌کند. در تفسیر داده‌های ژئوشیمیایی، مقادیر زمینه نقش مهمی را ایفا می‌کند. با این‌که بسیاری از محققان اغلب از میانگین شیل یا متوسط فراوانی پوسته به‌عنوان زمینه در مطالعات استفاده می‌کنند اما بهترین جایگزین مقایسه بین محتوای خاک آلوده با غیر آلوده است [6]. غلظت زمینه به‌عنوان غلظت یک عنصر در خاک طبیعی بدون آلودگی انسانی است که نشان‌دهنده شرایط ایده‌آل می‌باشد. در این پژوهش از مقادیر میانگین جهانی خاک (جدول ۳) و سازمان حفاظت محیط‌زیست ایران (جدول ۴) بعنوان زمینه برای انجام محاسبات استفاده شد.

جدول ۳: مقادیر میانگین زمینه عناصر کمیاب در پوسته قاره‌ای و خاک‌های سطحی (mg/kg) [8].

عنصر	میانگین پوسته-	میانگین جهانی شیل
As	۱/۷	۱۳
Sb	۳۰۰	

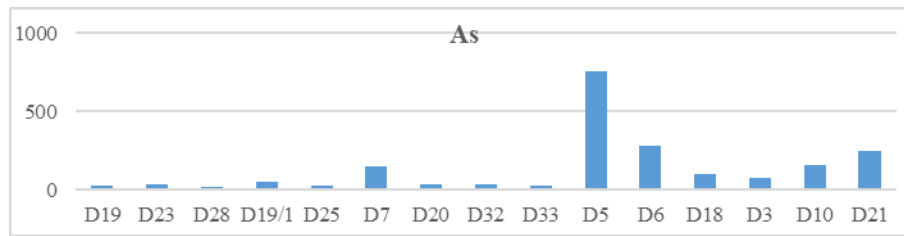
جدول ۴: استاندارد آلاینده‌گی در خاک‌های قلیایی (PH>7) [1].

حفاظت محیط زیست (PPM)	انسان (PPM)					آلاینده
	جنگل مرتع	کشاورزی	پارک تفریحی	تجاری	مسکونی	
۱۷	۷۰	۴۰	۷۰	۶۰	۴۰	As
۲۰	۱۰	۱۰	۱۰	۳۰	۱۰	Sb

الف) آرسنیک

میانگین غلظت آرسنیک در نمونه‌های خاک اطراف روستای داشکسن، ۱۳۳/۵۳ میلی‌گرم در کیلوگرم می‌باشد. بیشترین غلظت آرسنیک در این نمونه‌ها، غلظت ۷۵۲ میلی‌گرم در کیلوگرم را نشان می‌دهد و مربوط به نمونه D-5 است و کمترین غلظت آرسنیک ۱۷ میلی‌گرم در کیلوگرم است D-28 منطقه می‌باشد. آرسنیک در این نمونه‌ها چولگی ۲/۷۷۶ را نشان می‌دهد. شکل (۳) منحنی توزیع عنصر آرسنیک در نمونه‌های خاک منطقه داشکسن را نشان می‌دهد.

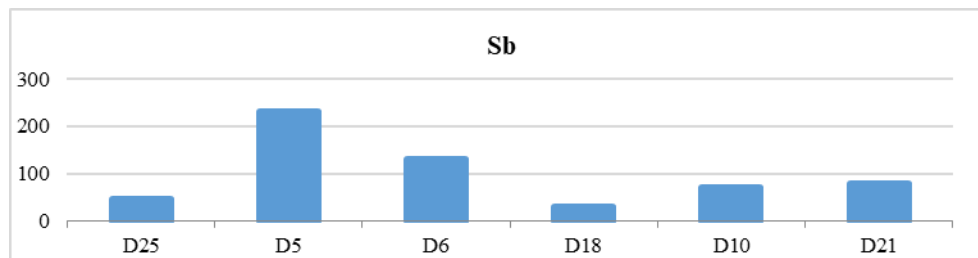
حد مجاز میانگین غلظت آرسنیک برای میانگین‌های جهانی پوسته ۱/۷ و شیل ۱۳ میلی‌گرم در کیلوگرم می‌باشد. میانگین غلظت عنصر آرسنیک در نمونه‌های خاک منطقه در مقایسه با مقادیر جهانی پوسته و شیل، بالاتر از مقدار طبیعی آنها می‌باشند. حد مجاز میانگین غلظت آرسنیک طبق مقدار تعیین شده توسط سازمان حفاظت محیط زیست ایران، برای مناطق کشاورزی ۴۰ میلی‌گرم در کیلوگرم می‌باشد. میانگین غلظت عنصر آرسنیک در نمونه‌های خاک D21، D10، D3، D18، D6، D5، D7، D19/1، منطقه بالاتر از مقدار طبیعی آنها نسبت به حد مجاز تعیین شده سازمان حفاظت محیط زیست ایران می‌باشند و در سایر نمونه‌ها پایین‌تر از مجاز می‌باشد.



شکل ۳: نمودار غلظت عنصر آرسنیک در خاک‌های منطقه مورد مطالعه

ب) آنتیموان

میانگین غلظت آنتیموان در نمونه‌های خاک اطراف روستای داشکسن، ۹۷/۶۶ میلی‌گرم در کیلوگرم است. بیشترین غلظت آنتیموان در این نمونه‌ها، غلظت ۲۳۲ میلی‌گرم در کیلوگرم را نشان می‌دهد و مربوط به نمونه D-5 است و کمترین غلظت آنتیموان ۳۰ میلی‌گرم در کیلوگرم است D-18 منطقه می‌باشد. آنتیموان در این نمونه‌ها چولگی ۱/۴۵۸ را نشان می‌دهد. شکل (۴) منحنی توزیع عنصر آنتیموان در نمونه‌های خاک منطقه داشکسن را نشان می‌دهد. حد مجاز میانگین غلظت آنتیموان برای میانگین‌های جهانی پوسته ۳۰۰ و شیل (فاقد مقدار جهانی میلی‌گرم در کیلوگرم می‌باشد. میانگین غلظت عنصر آنتیموان در نمونه‌های خاک منطقه در مقایسه با مقادیر جهانی پوسته پایین‌تر مقدار طبیعی آنها می‌باشند. حد مجاز میانگین غلظت آنتیموان طبق مقدار تعیین شده توسط سازمان حفاظت محیط‌زیست ایران، برای مناطق کشاورزی ۱۰ میلی‌گرم در کیلوگرم می‌باشد. میانگین غلظت عنصر آنتیموان در نمونه‌های خاک منطقه بالاتر از مقدار طبیعی آنها نسبت به حد مجاز تعیین شده سازمان حفاظت محیط‌زیست ایران می‌باشند.



شکل ۴: نمودار غلظت عنصر آنتیموان در خاک‌های منطقه مورد مطالعه

۳) تحلیل آماری

۱-۳) همبستگی بین عناصر در خاک

در مطالعات زیست‌محیطی به ویژه هنگامی که هدف تعیین ارتباط بین عناصر باشد، محاسبه ضریب همبستگی کمک قابل توجهی به تحلیل صحیح داده‌ها می‌کند. ضریب همبستگی عددی عددی بین ۱ تا -۱ است. ضریب همبستگی بین ۰ تا ۱ به معنی داشتن همبستگی مثبت است و هر چه این ضریب به ۱ نزدیک‌تر باشد همبستگی قوی‌تر است. ضریب همبستگی بین ۰ تا -۱ به معنی داشتن همبستگی منفی بین دو متغیر است و هر چه عدد به -۱ نزدیک‌تر باشد یعنی همبستگی منفی قوی است. ضریب همبستگی می‌تواند توسط روش‌های پارامتری و ناپارامتری آماری محاسبه شود. برای آنالیز داده‌های برداشت شده منطقه مورد مطالعه از نرم‌افزار SPSS ۲۵ و EXCEL ۲۰۱۳ استفاده شده است. هدف از این پردازش که به روش همبستگی اسپیرمن ارائه شده



است تنها یافتن رابطه معنی‌دار بین خواص فیزیکوشیمیایی آنالیز شده خاک با غلظت فلزات سنگین مورد بررسی در روستای داشکسن است. با بررسی ضرایب همبستگی نتایج که به دست آمد نشان می‌دهد آرسنیک همبستگی مثبت و بسیار قوی ($r > 0.943$) با آنتیموان دارد که نشان از منشأ مشترک و رفتار زمین‌شیمیایی مشابه این عناصر است.

نتیجه گیری

(۱) تعیین غلظت عنصر آرسنیک و آنتیموان نشان داد که:

میانگین غلظت عنصر آرسنیک در نمونه‌های خاک منطقه در مقایسه با مقادیر جهانی پوسته و شیل، بالاتر از مقدار طبیعی آنها می‌باشد. میانگین غلظت عنصر آرسنیک در تعدادی از نمونه‌های خاک منطقه بالاتر از مقدار طبیعی آنها نسبت به حد مجاز تعیین شده سازمان حفاظت محیط زیست ایران می‌باشند.

میانگین غلظت عنصر آنتیموان در نمونه‌های خاک منطقه بالاتر از مقدار طبیعی آنها نسبت به حد مجاز تعیین شده سازمان حفاظت محیط زیست ایران می‌باشند. نتایج شاخص‌های زیست‌محیطی نشان داد که: عنصر آرسنیک و آنتیموان دارای ضریب آلودگی نسبتاً شدید هستند. از لحاظ ضریب غنی‌شدگی آرسنیک دارای غنی‌شدگی بسیار کم و آنتیموان غنی‌شدگی متوسطی دارد. ضریب زمین انباشت در آنتیموان به شدت آلوده است. خطر زیست‌محیطی قابل توجهی برای هر دو عنصر وجود دارد و بار آلودگی بالاتر از عدد ۱ نمایانگر آلودگی غیر طبیعی در منطقه است و همچنین فعالیت انسانی نقشی در پراکندگی این عناصر در خاک نداشته‌اند. نتایج تحلیل‌های آماری نشان داد که آرسنیک همبستگی مثبت و بسیار قوی ($r > 0.943$) با آنتیموان دارد که نشان از منشأ مشترک و رفتار زمین‌شیمیایی مشابه این عناصر است.

منابع

- [۱] استاندارد کیفیت منابع خاک و راهنماهای آن. (۱۳۹۱)، سازمان محیط‌زیست ایران.
- [۲] بخشی خانیکی، غلامرضا. (۱۳۹۲)، آلودگی زیست‌محیطی، انتشارات دانشگاه پیام نور.
- [۳] خداکریمی، لقمان؛ سفیانیان، علیرضا؛ میرغفاری، نوراله؛ افیونی، مجید؛ گلشاهی، امین. (۱۳۹۰)، پهنه‌بندی غلظت فلزات سنگین کروم، کبالت و نیکل در خاک‌های سه زیر حوزه آبخیز استان همدان با استفاده از فناوری‌های GIS و زمین‌آمار، مجله علوم و فنون کشاورزی و منابع طبیعی، علوم آب و خاک، سال پانزدهم، شماره پنجاه و هشتم، ص ۲۵۴-۲۴۳.
- [4] Forstner, u.& Wittman, g.(1981). Metal pollution in the aquatic environment Forster, H., 1968. Associations of volcanic rocks in the mountains South of Sabzevar (NE-Iran). IGK. 2, 212.
- [5] Maanijou, M., Puyandeh, N., Sepahi, A. Dadfar, S. (2015). Mapping of hydrothermal alteration of Dashkasan (Sari Gunay) epithermal gold mine using ASTER sensor images and XRD analysis, *Geosciences* 24 (95), 95-104.
- [6] Sakan, S.M., Đorđević, D.S., Manojlović, D.D., & Predrag, P.S. (2009). Assessment of heavy metal pollutants accumulation in the Tisza river sediments. *J. Environ. Manag.* 90, 3382-3390.
- [7] Thiombane, M., Bonitob, M., Albanesea, S., Zuzoloc, D., Limaa, A.,& Vivod, G.(2019). Geogenic versus anthropogenic behaviour and geochemical footprint of Al, Na, K and P in the Campania region (Southern Italy) soils through compositional data analysis and enrichment factor. *Geoderma* 335, pp:12-26.
- [8] Wedepohl, K. H. 1995. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(7), 1217-1232.
- [9] Yao, Z., Li, J., Xie, H., & Yu, C.(2012). Review on remediation technologies of soil contaminated by heavy metals, *Procedia Environmental Sciences* 16, pp :722-729.



تأثیر فعالیت‌های صنعتی بر کیفیت آب زیرزمینی دشت اردکان - یزد

نرگس بیات*

دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

Nbayat87@yahoo.com

حمید رضا ناصری

استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

Hamidrezanassery@yahoo.com

حسن ولی نیا

دانش آموخته کارشناسی ارشد آب شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

hassanvalinia@gmail.com

چکیده

شهرنشینی و افزایش فعالیت‌های صنعتی باعث ایجاد تنش‌هایی بر منابع آب زیرزمینی شده است. آلاینده‌های ناشی از فعالیت‌های صنعتی و کشاورزی در سطح زمین و نفوذ این آلاینده‌ها به آبخوان‌ها موجب کاهش کیفیت آب زیرزمینی می‌شود. براساس بررسی‌های انجام شده صنایع نساجی، غذایی، آبکاری‌ها و رنگرزی‌ها از مهمترین منابع آلاینده آب در استان یزد هستند. در این میان صنایع نساجی بیشترین تولید کننده پساب و آبهای آلوده هستند. هدف این مطالعه، بررسی کیفی آبخوان دشت اردکان - یزد و آلودگی به فلزات سنگین همانند Cr^6 ، Mn, NH_3, Zn, Cu, Fe, Al می‌باشد. با توجه به انواع مختلف آلاینده‌ها، فلزات سنگین به دلیل پایداری و سمیت آنها بسیار خطرناک هستند. به این منظور ۳۶ نمونه برداری با داده‌های مربوط به آمار و اطلاعات فلزات سنگین منابع آبی دشت مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته است. فلزاتی مانند مس و آمونیاک دارای غلظت‌های بیشتری از حد استاندارد بوده اند. منبع آلودگی مس معدنکاری زغال سنگ و مواد فلزی، صنایع فلزی، محل دفن پسماند و زباله‌های جامد می‌باشد، اما منبع اصلی این عنصر از فعالیت‌های کشاورزی است. فاضلاب‌های انسانی نیز مهم‌ترین منبع آلودگی آمونیاک می‌باشند.

کلمات کلیدی: آب زیرزمینی، هیدروشیمی، آلودگی فلزات سنگین، دشت اردکان - یزد.



The effect of industrial activities on groundwater quality in Ardakan-Yazd plain

Narges Bayat*

PhD student in Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran

Nbayat87@yahoo.com

Hamid Reza Nassery

Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran

Hamidrezanassery@yahoo.com

Hassan Valinia

Graduated from Master of Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran

hassanvalinia@gmail.com

Abstract

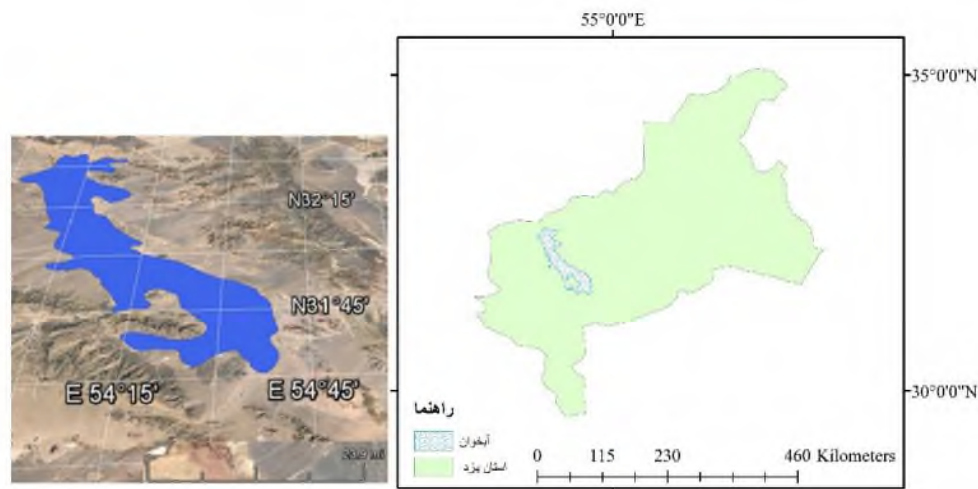
Urbanization and increasing industrial activities have created tensions on groundwater resources. There are industrial and agricultural activities Pollution sources and the infiltration of these pollutants into aquifers reduce groundwater quality. According to studies, the textile, food, plating and dyeing industries are the most important sources of water pollutants in Yazd province. Among these, the textile industry is the largest producer of wastewater. The aim of this study was to investigate the quality of Ardakan-Yazd plain aquifer and heavy metal pollution such as Cr⁶, Mn, NH₃, Zn, Cu, Fe, Al. When considering the different kinds of contaminants, heavy metals are especially dangerous because of their persistence and toxicity. For this purpose, 36 samples were analyzed with data related to statistics and information of heavy metals of plain water resources. metals such as copper and ammonia had higher concentrations than the standard. The sources of copper contamination are coal mining and metal materials, metal industries, landfills and solid wastes, but the main source of this element is agricultural activities. Human wastewaters are also the most important source of ammonia pollution.

Keywords: Groundwater, Hydrochemical, Heavy Metal Pollution, Ardakan-Yazd plain



۱. مقدمه

در دهه‌های اخیر رشد جمعیت و فعالیت‌های صنعتی و اجتماعی، در ایجاد مسائل زیست‌محیطی بویژه در آلوده کردن آب‌های زیرزمینی نقش مهمی داشته‌اند. آب‌های زیرزمینی یک منبع تجدید پذیر است، با این حال عرضه جهانی آب‌های زیرزمینی به‌طور پیوسته به‌ویژه در آسیا و شمال آمریکا کاهش یافته است [1]. کاهش کیفیت آب زیرزمینی و عرضه آب آشامیدنی سالم یکی از دلایل اصلی نگرانی در سراسر جهان است [2]. در کشورهای زیادی آب‌های زیرزمینی منبع اصلی تأمین آب برای مصرف‌های شرب، صنعت و کشاورزی می‌باشد. تقریباً یک سوم جمعیت جهان از آب‌های زیرزمینی برای مصرف شرب استفاده می‌کنند [3]. رابطه بین آلودگی آب‌های زیرزمینی و کشاورزی نیز به‌خوبی مشخص شده است [4]. جلالی با تجزیه و تحلیل شیمیایی حوضه غرب استان همدان نشان داد که آب‌های زیرزمینی حاوی غلظت گسترده‌ای از یون‌های غیر آلی هستند که منعکس‌کننده فرآیندهای هیدروشیمیایی پیچیده می‌باشند [5]. دشت اردکان - یزد، گستره مورد مطالعه، در معرض آلاینده‌های مختلف انسانی، صنعتی و کشاورزی قرار دارد. صنایع موجود در این دشت را می‌توان بر اساس نوع صنعت به هشت گروه زیر تفکیک کرد: (۱) صنایع فلزی، (۲) صنایع غیر فلزی، (۳) صنایع ماشین‌سازی، (۴) نساجی، (۵) صنایع سلولزی، (۶) صنایع شیمیایی و (۷) صنایع شیمیایی و (۸) کشاورزی [6][7][8]. حوضه آبریز دشت اردکان - یزد با مساحت ۱۵۹۵۰۷۰ هکتار در بخش شمالی استان یزد واقع شده است. این حوضه حدود ۱۲/۳ درصد مساحت کل استان را شامل می‌شود (شکل ۱) که جز مهم‌ترین حوضه‌های استان به شمار می‌رود [9]. شهرهای یزد، مهریز، تفت، میبد، صدوق و اردکان در این حوضه واقع شده‌اند.



شکل ۱۵- موقعیت جغرافیایی گستره مورد مطالعه بر روی تصویر ماهواره ای Google earth.

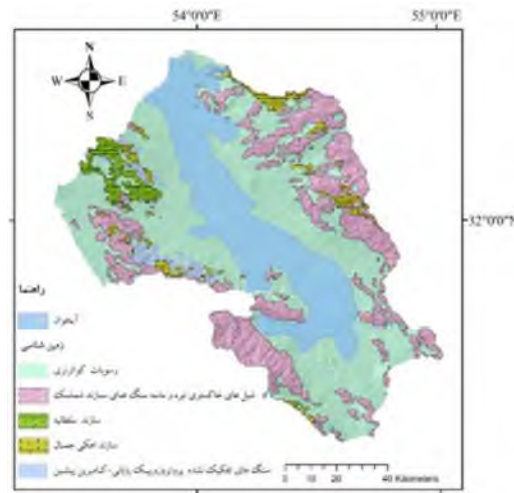
۲- مواد و روش‌ها

زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری رسوبی انجام شده توسط اشتوکلین [10] دشت اردکان - یزد در پهنه ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۲). در گستره مطالعاتی اردکان - یزد نیز یک تقسیم‌بندی زمین‌شناسی بر اساس سن رسوبات موجود در داخل زیر حوضه



اردکان - یزد انجام شده است. بر طبق این تقسیم‌بندی، بخش بزرگ رسوبات دارای سن سنوزوئیک می‌باشد که بخش‌های مرکزی دشت را پوشش داده است. قدیمی‌ترین رسوبات در گستره مورد مطالعه دارای سن پروتروزوئیک می‌باشند که بیشتر در بخش‌های غربی و شمال غربی گستره دیده شده‌اند (شکل ۲). سازندهای ژوراسیک کرتاسه (دوران مزوزوئیک) اغلب از آهک، شیل، مارن، کنگلومرا و گرانیت تشکیل شده‌اند. رسوبات کواترنر شامل تراس‌های آبرفتی، رسوبات آبی (به ویژه سیلابی) عهد حاضر، تپه‌های ماسه‌ای کویر و شولاب است که بخش‌های کم ارتفاع و دشت‌های منطقه‌ای را تشکیل می‌دهد [11].



شکل ۱۶- سن زمین‌شناسی منطقه اردکان - یزد [12]

-آمار و اطلاعات مورد استفاده

داده‌های کیفی شامل داده‌های ۳۶ حلقه چاه شرب با داده‌های مربوط به اطلاعات فلزات سنگین مورد استفاده قرار گرفته است. این داده‌ها شامل غلظت منگنز، کروم شش ظرفیتی، نیترات، نیتريت، آمونیاک، روی، مس، نیکل، آلومینیوم و آهن در نمونه‌های آبی است که در سال‌های ۱۳۷۸، ۸۰ و ۸۳ از ۳۶ حلقه چاه شرب در گستره مورد مطالعه برداشت شده‌اند. در جدول ۱ مقادیر حداکثر، حداقل و متوسط این عناصر آورده شده است [13][14]. در جدول شماره ۲ غلظت فلزات سنگین آورده شده است.

جدول ۱: غلظت یون‌های مختلف در چاه‌های شرب نمونه‌برداری شده در سطح گستره مطالعاتی برحسب میلی گرم بر لیتر (سال‌های ۷۸، ۸۰ و

(۸۳)

کلی	سولفات	سدیم	منیزیم	کلسیم	آلومینیوم	روی	نیترات	آهن	نیکل	مس	آمونیاک	منگنز	کروم شش ظرفیتی
880	430	1082	85	236	0.15	0.2	38.4	0.5	0.1	0.6	0.6	0.7	0.08
93	60	30	11	30	0	0	0	0	0	0	0	0	0
309	197	258	36	66.4	0.02	0.062	9.73	0.01	0.003	0.123	0.082	0.02	0.024



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



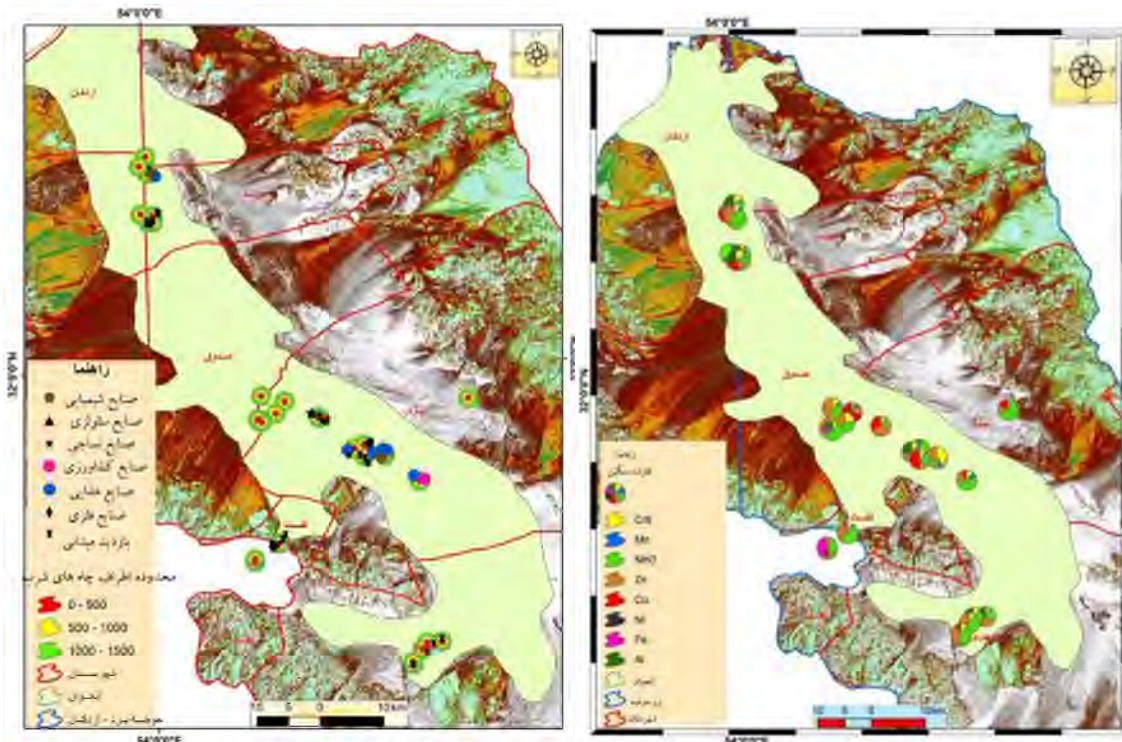
sample	utm _x	utm _y	Cr6	Mn	NH ₃	NO ₃	Zn	Cu	Ni	Fe	Al
1	260354	3499351	0.03	0.008	0.12	32.2	0.11	0.1	0	0	0.1
2	258016	3499255	0.03	0.004	0.048	12.4	0.07	0.02	0	0	0.1
3	257242	3498317	0.03	0.004	0.168	31.2	0.07	0	0	0.01	0
4	255642	3495956	0.04	0.004	0.048	20.4	0.08	0.014	0	0	0
5	255613	3496383	0.02	0.003	0.072	0	0.07	0.01	0	0	0.01
6	235595	3516151	0.01	0.005	0.084	25.6	0.05	0	0	0.4	0
7	235507	3516124	0.01	0.005	0.084	25.6	0.05	0	0	0.01	0
8	231610	3513463	0.01	0.005	0.072	25.6	0.06	0	0	0.03	0
9	231607	3513871	0.03	0.018	0.24	12.4	0.04	0.08	0	0.3	0
10	266353	3116624	0.01	0.004	0.036	8.8	0.03	0.08	0	0	0
11	249801	3530982	0.01	0.006	0.48	20.8	0.07	0.04	0.05	0.02	0.03
12	248256	3530540	0.02	0.002	0.084	9.2	0.02	0	0	0	0.05
13	258242	3524783	0.01	0.008	0.048	6.8	0.02	0.01	0	0	0
14	25637	3524816	0.04	0.004	0.24	8.8	0.11	0.07	0	0	0
15	252961	3529128	0.04	0.008	0.024	7.2	0.09	0.04	0	0	0
16	252903	3529524	0.04	0.006	0.012	6.4	0.04	0	0	0	0
17	242841	3535648	0.01	0.007	0.048	7.2	0.03	0.18	0	0	0
18	242841	3535707	0.02	0.003	0.036	12.4	0.12	0.09	0	0	0
19	234839	2532409	0.04	0.008	0.084	8.4	0.05	0.08	0.01	0	0.02
20	249739	3529159	0.04	0.015	0.084	7.6	0.05	0.16	0	0.02	0
21	237611	3538515	0.04	0.05	0.012	10.4	0.03	0.02	0	0	0
22	266640	3537438	0.02	0.007	0.396	7.2	0.07	0.12	0	0	0
23	236159	3536729	0.03	0.003	0.048	6.8	0.05	0	0	0	0
24	233974	3539576	0.03	0.008	0.072	7.6	0.11	0	0	0	0
25	233258	3535914	0.02	0.006	0.045	7.6	0.04	0	0	0	0
26	233842	3535385	0.02	0.004	0.12	8.8	0.01	0	0	0.02	0.04
27	218458	3568874	0.03	0.012	0.072	7.2	0.12	0.14	0	0	0.07
28	218436	3567884	0.02	0.018	0.24	6.8	0.07	0	0	0	0
29	781732	3576737	0.03	0.006	0.036	5.6	0.08	0.18	0	0	0
30	217682	3567909	0.04	0.007	0.024	5.6	0.04	0.06	0	0	0.08
31	781979	3569136	0.03	0.01	0.072	6.8	0.07	0	0	0	0
32	217813	3576195	0.03	0.011	0.132	16.4	0.09	0	0	0	0
33	217801	3575900	0.01	0.005	0.168	13.2	0.08	0.06	0	0	0
34	218086	3575548	0.03	0.008	0.192	25.6	0.11	0.02	0	0	0.04
35	217810	3578259	0.04	0.01	0.072	18.8	0.06	0	0	0	0.08
36	217722	3576401	0.02	0.009	0.084	6.4	0.07	0	0	0.01	0



۳-۲. بحث و نتایج

غلظت فلزات سنگین در نمونه‌های آب گستره مورد مطالعه

(و به صورت Pie Diagram) برای نمایش غلظت فلزات سنگین در گستره مورد مطالعه، نسبت این عناصر با نمودارهای دایره‌ای نقطه‌ای در سطح آبخوان نشان داده شده است (شکل ۳). موقعیت و نوع صنایع و نقاط بازدید میدانی در اطراف چاه‌های شرب گستره مورد بررسی در شکل ۴ نشان داده شده است. در مکان‌هایی که آلودگی دیده شده است، معمولاً صنایع نساجی حضور دارند، همچنین صنایع شیمیایی و سلولزی نیز حضور دارند. در بعضی چاه‌ها که در اطراف آن‌ها صنایع نساجی وجود دارد میزان غلظت عناصری مانند مس و روی افزایش یافته است و در نقاطی که صنایع غذایی حضور دارند، میزان کروم نیز افزایش یافته است. نواحی که صنایع سلولزی و شیمیایی در اطراف چاه‌های شرب واقع شده است میزان آلومینیوم آب افزایش نشان می‌دهد. با توجه به بررسی‌های انجام شده مشخص شد که فلزاتی مانند مس و آمونیاک دارای غلظت بیشتری از حد استاندارد هستند. بر طبق نقشه موجود (شکل ۳) میزان نیترات در اکثر نقاط زیاد است. در نواحی مرکزی آبخوان و در مرکز شهر یزد بعد از نیترات مقادیر مس، روی، کروم و در بعضی نقاط آلومینیوم بالا است. در بالا دست آبخوان یعنی در شهر مهریز میزان غلظت روی، آلومینیوم و کروم بیشتر است. در نواحی غربی آبخوان، در گستره شهر تفت، مقادیر آهن و روی بیش از بقیه عناصر است. در نواحی شمالی آبخوان، در گستره شهر میبد، نیز مقادیر آلومینیوم، روی، مس و کروم دارای غلظت بالایی نسبت به سایر عناصر سنگین است.



شکل ۱۷: نمایش دایره‌ای غلظت عناصر سنگین در چاه‌های شرب گستره مورد مطالعه

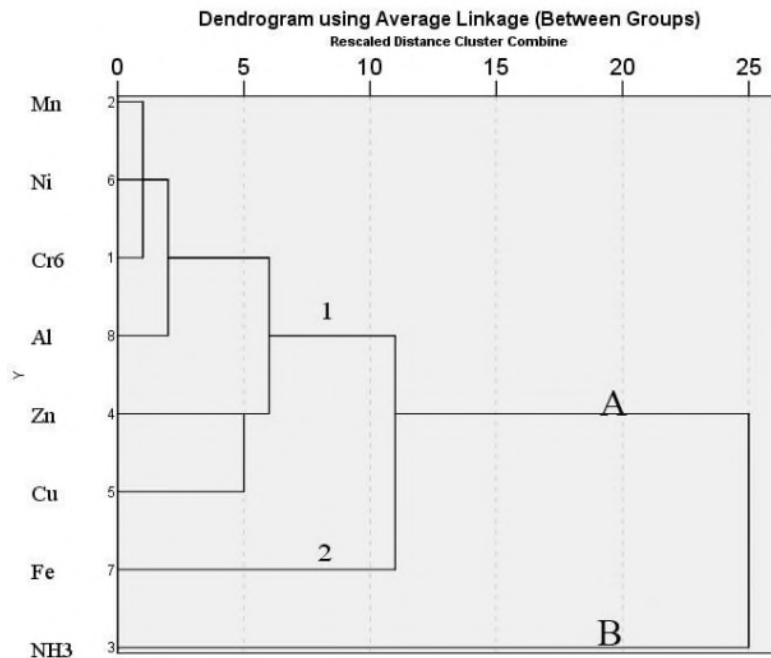
شکل ۱۸: موقعیت و نوع صنایع در اطراف چاه‌های شرب گستره مورد مطالعه



احتمال می‌ورود که منبع آلودگی عنصر مس که یکی از فلزات سنگین می‌باشد معدنکاری زغال سنگ و مواد فلزی، صنایع فلزی، محل دفن پسماند و زباله‌های جامد معرفی شده است. بر طبق شکل‌های ۳ و ۴ که در چاه‌های شرب بخش مرکزی آبخوان (شهر یزد) میزان فلز مس نسبت به سایر بخش‌ها بالاتر است. در چاه کنار کارخانه سلولزی نیز میزان مس بالا می‌باشد، احتمالاً همین کارخانه عامل اصلی افزایش این فلز باشد. در مورد چاه‌های که در بخش مرکزی آبخوان قرار دارند به نظر می‌رسد که صنایع فلزی و نساجی عوامل اصلی افزایش مس می‌باشند زیرا این صنایع در فاصله نزدیکی تری نسبت به این چاه‌ها قرار دارند، در ضمن از این عنصر نیز استفاده می‌نمایند.

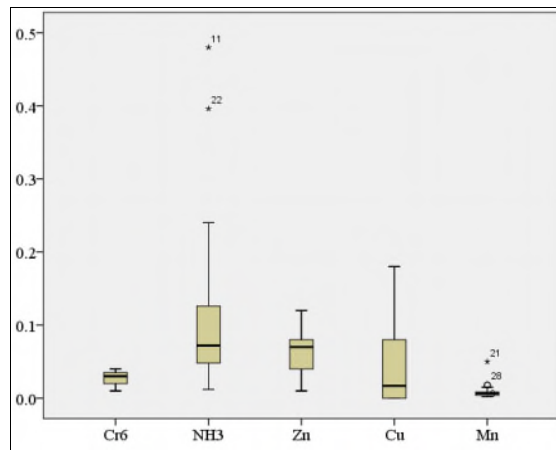
یکی دیگر از عناصر که غلظت آن بر اساس استاندارد WHO [15][16][17] بیش از حد قابل استفاده برای شرب است، آمونیاک می‌باشد. منبع اصلی این عنصر از فعالیت‌های کشاورزی می‌باشد. اما به هر حال مهم‌ترین منبع آمونیاک، فضولات انسانی است. از آنجایی که میزان آمونیاک در اکثر چاه‌های گستره مورد مطالعه بالا می‌باشد و با توجه به اینکه اکثر فاضلاب‌های انسانی در گستره مورد مطالعه به روش چاه جذبی دفع می‌شوند بنابراین احتمالاً منبع اصلی این عنصر فاضلاب انسانی باشد.

نمودار خوشه‌ای برای خوشه بندی فلزات سنگین در نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه استفاده شده است (شکل ۵) که دو شاخه کاملاً مجزا را نشان می‌دهد. شاخه A که خود از ۲ زیر شاخه حاصل شده است. زیر خوشه ۲ از شاخه A شامل Fe و زیر خوشه ۱ شامل Cu, Zn, Al, Cr6, Ni, Mn می‌باشد. شاخه B نیز شامل NH3 می‌باشد.

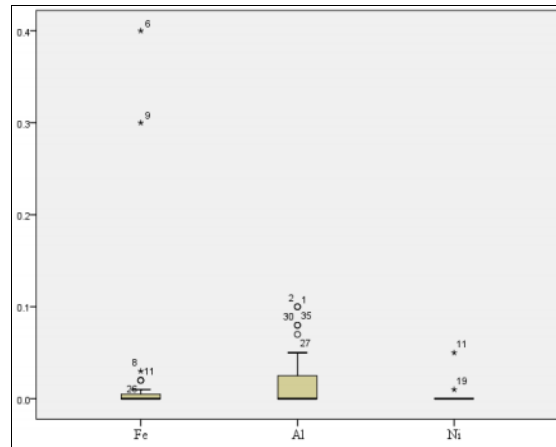


شکل ۵- آنالیز خوشه‌ای فلزات سنگین در نمونه‌های آب زیرزمینی منطقه مورد مطالعه

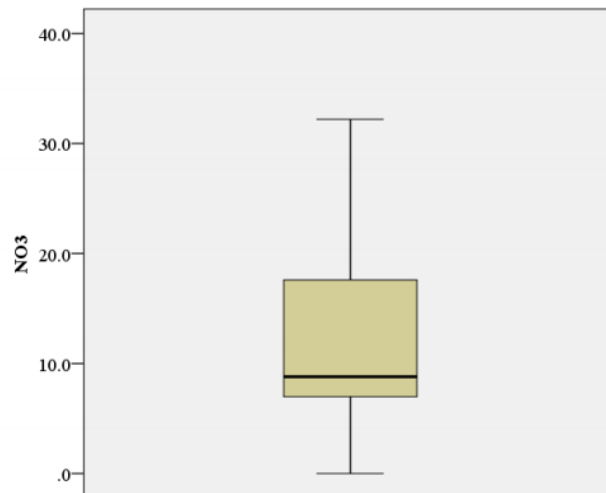
بازه تغییرات عناصر توسط نمودار جعبه‌ای در شکل‌های ۶، ۷ و ۸ نشان داده شده‌اند.



شکل ۶- نمودار جعبه ای بازه تغییرات عناصر Cr6، NH3، Zn و Cu



شکل ۷- نمودار جعبه ای بازه تغییرات عناصر Cr6، NH3، Zn و Cu



شکل ۸- نمودار جعبه ای بازه تغییرات NO3



نتیجه‌گیری

با توجه به بررسی‌های انجام شده در مکان‌هایی که آلودگی دیده شده است، معمولاً صنایع نساجی، شیمیایی و سلولزی حضور دارند، در بعضی چاه‌ها که در اطراف آن‌ها صنایع نساجی وجود دارد میزان غلظت عناصری مانند مس و روی افزایش یافته است و در نقاطی که صنایع غذایی حضور دارند، میزان کروم نیز افزایش یافته است. نواحی که صنایع سلولزی و شیمیایی در اطراف چاه‌های شرب واقع شده است میزان آلومینیوم آب افزایش نشان می‌دهد. فلزاتی مانند مس و آمونیاک دارای غلظت‌های بیشتری از حد استاندارد بوده‌اند. منبع آلودگی مس می‌تواند به احتمال زیاد معدنکاری زغال سنگ و مواد فلزی، صنایع فلزی، محل دفن پسماند و زباله‌های جامد می‌باشد، اما منبع اصلی این عنصر از فعالیت‌های کشاورزی است. فاضلاب‌های انسانی نیز جزء مهم‌ترین منابع آلودگی آمونیاک می‌باشند.

منابع

- [1]. Gleeson, T., Wada, Y., Bierkens, M.F., van Beek, L.P., 2012, Water balance of global aquifers revealed by groundwater footprint. *Journal of Nature*, vol 488, pp 197-200.
- [2]. Raj,D., Shaji, E., 2017, Fluoride contamination in groundwater resources of Alleppey, southern India, *Geoscience Frontiers*, vol 8 , pp 117-124.
- [3]. United Nations Environment Program (UNEP), 1999, *Global environment outlook 2000*. UK: Earthscan.
- [4]. Hamilton, P. A., Helsel, D. R., 1995, Effects of agriculture on ground-water quality in five regions of the United States. *Ground Water*,vol 33,pp 217–226.
- [5]. Jalali, M., 2007, Hydrochemical Identification of Groundwater Resources and Their Changes under the Impacts of Human Activity in the Chah Basin in Western Iran , 2007, *journal of Environmental Monitoring and Assessment* ,vol 130, pp 347–364.
- [6]. سودایی زاده، ح.، ۱۳۸۱، بررسی زیست‌محیطی منابع آلوده‌کننده آب و خاک در حوضه دشت یزد - اردکان، دانشگاه یزد.
- [7]. اردکانیان، ر.، ۱۳۸۱، راهبرد توسعه پایدار در امور آب و فاضلاب، همایش راهبردی توسعه پایدار در بخش‌های اجرایی کشور، انتشارات سازمان حفاظت محیط‌زیست.
- [8]. زارعی محمود آبادی، ه.، ۱۳۹۰، شناسایی منابع آلودگی آب‌های زیرزمینی دشت اردکان - یزد، اداره کل حفاظت محیط‌زیست استان کرمان.
- [9]. سرتاج، م.، ۱۳۸۷، مطالعه هیدروژئولوژی استان یزد با تأکید بر مکان‌یابی محل‌های دفن پسماند ویژه، دانشکده مهندسی عمران، دانشگاه صنعتی اصفهان.
- [10]. Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonic or Iran: a review, *American association of petroleum geologist Bulletin* 52, pp 1229- 1258.
- [11]. آقانیاتی، ع.، 1383، زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- [12]. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، نقشه زمین‌شناسی اردکان- یزد، با مقیاس 1:۲۵۰۰۰۰.
- [13]. شرکت آب منطقه ای استان یزد، ۱۳۹۰، گزارش نهائی مطالعات منابع آب محدوده مطالعاتی دشت اردکان- یزد.
- [14]. سازمان محیط زیست استان یزد، ۱۳۹۰، شناسایی منابع آلودگی آب زیرزمینی دشت اردکان- یزد.
- [15]. WHO, 1993, *Guidelines for Drinking Water Qualify*. World Health Organization, Geneva.
- [16]. WHO, 2000, *Air quality guidelines for Europe*, second ed. WHO Regional Publications. European Series, No. 91.
- [17]. World Health Organization, 2005, *WHO Air Quality Guidelines Global Update2005: Report on a Working Group Meeting*, WHO Regional Office for Europe, Germany.

معدن و توسعه پایدار



زمین‌شناسی ایران در دوران انقلاب صنعتی چهارم و پساکرونا

پیمان افضل*

دانشیار، بخش مهندسی معدن و نفت، واحد تهران جنوب، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران
هیات مدیره انجمن زمین‌شناسی ایران
P_Afzal@azad.ac.ir

امیربیژن یثربی

بخش معدن و صنایع وابسته، شرکت دانش‌بنیان تحلیل داده شماره، پارک علم و فناوری دانشگاه صنعتی شریف، تهران، ایران
Yasrebi2006@gmail.com

چکیده

هدف از این نوشتار باز کردن بحثی مورد غفلت در زمین‌شناسی ایران در مورد تحولات لازم در دانش زمین‌شناسی در دوران انقلاب صنعتی چهارم و پساکرونا می‌باشد. بحران کرونا که می‌توان از آن بعنوان جنگ جهانی سوم نام برد، سرعت رشد فناوری‌های مرتبط با انقلاب صنعتی چهارم را افزایش داده است. این فناوری‌ها مبتنی بر هوشمندسازی، مجازی‌سازی، ارزش‌ها و روباتیک هستند و ارتقای عظیمی در صنایع و خدمات می‌دهند. این تحولات منجر به کاهش زمان و هزینه مصرفی و نیز افزایش کیفیت پروژه‌های زمین‌شناسی می‌گردد. بر اساس این فناوری‌ها، زمین‌شناسی در پنج زمینه شامل اهداف، استفاده از پهپاد، کلان داده، هوشمندسازی و روباتیک و ارزش‌ها دچار تحول شده و می‌گردد. اهداف زمین‌شناسی ایران در این راستا باید به تامین منابع عناصر استراتژیک و کمیاب مانند لیتیوم و نیز انرژی‌های پاک و پایدار در تمام گرایش‌ها تغییر یابد. بروزرسانی، اصلاح و تحلیل کلان داده‌ها یک موضوع بسیار مهم در این راستا می‌باشد. شاید مهمترین مبحث در این امر هوشمندسازی سخت‌افزاری و نرم‌افزاری و نیز استفاده از فناوری روباتیک در زمین‌شناسی است. همچنین پیوند بین زمین‌شناسی و ارزش‌ها می‌تواند جذابیت بخش پروژه‌های زمین‌شناسی و اکتشاف را منجر شود و سبب ایجاد ارزش افزوده در آن گردد. در این راستا تحول در گرایش‌های زمین‌شناسی نیز لازم است تا در راستای شکوفایی انقلاب صنعتی چهارم در دوران پساکرونا قرار گیرند.

کلمات کلیدی: انقلاب صنعتی چهارم؛ پساکرونا؛ هوشمندسازی؛ عناصر استراتژیک؛ ارزش‌ها؛



بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹

The 23rd Symposium of Geological Society of Iran

10-11 November, 2020



Geology of Iran in the fourth industrial revolution and post corona era

Peyman Afzal*

Department of Petroleum and Mining Engineering, South Tehran Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

P_Afzal@azad.ac.ir

Amir Bijan Yasrebi

Department of Mining and Related Industries, Shomara Data Analysis Company, Science and Technology Park of Sharif University of Technology, Tehran, Iran

Yasrebi2006@gmail.com

Abstract

The aim of this study is to open a neglected discussion in geology of Iran about evolution of geology based on the fourth industrial revolution and post-corona era. Corona crisis which can be named as the Third World War, improves technologies related to the fourth industrial revolution. This is based on smart activities, virtualization, digital currency and robotic and upgrade industries and services. These technologies save more time and decreases operation cost as well as increasing of quality in geological projects. Based on these technologies, geology has been evaluated in five fields including targets, Unmanned Aerial Vehicle (UAV), data, smartization and robotic, and digital currency. Iran's geological targets should be focused for exploration of strategic and rare elements' resources such as lithium and also, renewable energy resources. Upgrading, editing and interpretation of relevant data is an essential subject in this regard. Software and hardware smartization and using of robotic technology is main discussion in geology. In addition, a linkage between geology and digital currency can create such attraction for geology and mineral exploration, based on economic value added. Consequently, evolution in different geological courses should be carried out according to the fourth industrial revolution and post corona era.

Keywords: The fourth industrial revolution; Post corona; Smartization; Strategic elements; Digital currency



۱. مقدمه

بیش از ده ماه از شروع بحران همه‌گیری ویروس کرونا گذشته و در این مدت، تحولات بزرگی مانند المپیک یا رخدادهای مهمی در صنعت، توریسم، کنسرت‌های موسیقی و نظایر آن لغو شده‌اند. در همین کشاکش و به رغم بحرانی بودن شرایط اما تغییر بزرگی در دنیای ارتباطات اینترنتی در حال وقوع است که تحقق نهایی آن، نحوه زیست و نیز دانش‌ها و مشاغل گوناگون را به کلی تحت تأثیر خود قرار خواهد داد. انقلاب صنعتی چهارم اگرچه در عمل، از آغاز قرن بیست و یکم آغاز شده اما این روزها، گام مهمی برای اجرایی شدن آن و به عبارتی برای ورود آن به زندگی روزمره میلیاردها نفر از مردم جهان برداشته شده است. همانگونه که جنگ‌های جهانی یکم و دوم تاثرات ملموسی بر فناوری و زندگی بشر گذاشتند، بحران کرونا نیز که می‌توان به آن نام جنگ جهانی سوم داد، در حال ایجاد یک تحول عمیق مبتنی بر انقلاب صنعتی چهارم در تمام بخش‌های زندگی و دانش است.

انقلاب صنعتی چهارم تعبیری است که کلاوس شواب، پایه‌گذار مجمع جهانی اقتصاد در داووس سوییس، درباره درهم‌تنیدگی میان انسان، فیزیک و دنیای دیجیتال به کار برده است. تحولی شگرف در فناوری و البته رخدادی اجتناب‌ناپذیر در زندگی بشر که دامنه تأثیرات آن به دنیای فناوری محدود نمانده و بلکه تمامی عرصه‌های زندگی انسان شامل اقتصاد، فرهنگ، تاریخ، جامعه و سیاست را تحت تأثیر قرار می‌دهد [۱-۴]. این رخداد الزاماً دنباله انقلاب صنعتی سوم نیست و در عمل به مراتب پیچیده‌تر از آن خواهد بود. به عبارتی در آن سه سطح دنیای دیجیتالی، فیزیکی و زیست‌شناسی به یکدیگر مرتبط خواهند شد.

فناوری‌هایی همچون هوش مصنوعی و هوشمندسازی تمام امور، اینترنت اشیا، چاپ سه‌بعدی، مجازی‌سازی، نانوفناوری، مواد پیشرفته، بلاکچین و ارز دیجیتال (ارزرمز) و نیز رباتیک پیشرفته از فناوری‌های نوظهور در انقلاب صنعتی چهارم هستند که اثر بنیادین در شاخه‌های گوناگون دانش و صنعت بخصوص علوم زمین، انرژی، نفت و گاز و معدن‌کاری دارند [۵-۶]. در این میان بحران کرونا سرعت افزایش کاربرد این فناوری‌ها بخصوص در بحث‌های مجازی‌سازی، شبیه‌سازی‌های جدید و نیز اینترنت اشیا را بشدت بالا برده است؛ بگونه‌ای که همگان بر این موضوع اذعان دارند که دنیای پساکرونا تفاوت‌های مهمی با دنیای پیش از کرونا خواهد داشت.

هدف اصلی در این نوشتار بحث در مورد اثرات انقلاب صنعتی چهارم بخصوص در دوران پساکرونا بر روی دانش زمین‌شناسی است تا بتوان برای بهبود وضعیت زمین‌شناسی در کشور عزیزمان افقی نوین باز شود. همچنین در مورد اثرهای منفی که در صورت عدم بحث در این موارد رخ خواهد داد، نیز صحبتی بشود.

۲. الزامات انقلاب صنعتی چهارم

پذیرش مفهوم انقلاب صنعتی چهارم و بهره‌گیری از فناوری‌های بخصوص هوشمند حاصل از آن، بطور ویژه از دو بعد در شاخه‌های گوناگون دانش و کسب و کارها/صنایع شگفتی‌آفرین خواهد بود. نخستین اثر کاهش هزینه‌های عملیاتی و افزایش بهره‌وری در زنجیره ارزش تولید و دوم خلق مدل‌های جدید کسب و کار است که بر اساس آن رشته‌های جدید دانشگاهی ایجاد و رشته‌های قبلی یا منقرض شده و یا تحول خواهند یافت [۴].

از دیدگاه نخست، افزایش بهره‌وری از طریق اتوماسیون، خودکارسازی، ارتباط دیجیتالی بین خط تولید، اشیای متصل به اینترنت و در نهایت انسان‌ها رخ خواهد داد. اینترنت اشیا، اینترنت اشیا صنعتی و اینترنت انسان‌ها از مفاهیم نوظهور این انقلاب به شمار می‌آیند که موجب تحقق فرصت‌ها، کاهش هزینه و افزایش بهره‌وری شده و می‌شوند. در این حالت فعالیت‌هایی مانند آموزش مجازی، شبیه‌سازی فرآیندهای علمی در رشته‌هایی چون شیمی و زمین‌شناسی، استفاده از شبیه‌سازی در توصیف فعالیت‌ها



و فرآیندها، بروزرسانی اطلاعات و تکمیل پایگاه‌های داده بخصوص از نوع کلان داده و تحلیل همزمان موجب تحولات عظیمی در آموزش، پژوهش و اجرا در شاخه‌های مختلف دانش بخصوص علوم پایه شده و می‌شود. براساس دیدگاه دوم و با توسعه فناوری‌های ذکرشده، مدل‌های جدید کسب و کار خلق شده و مدل‌های قدیمی با فرایند دیجیتالی کردن بسیار دگرگون خواهند شد. به طور نمونه مفهوم اقتصاد اشتراکی و استفاده از ظرفیت‌های پنهان و بلااستفاده، صنعت ترابری، خودرو، انرژی و مدل‌های کسب درآمد در آنها را به کلی متحول کرده است. همچنین امروزه صحبت از گسترش شدید مجازی سازی در صنایع مبتنی بر علوم زمین مانند معدن و نفت و گاز است. شرایط در انقلاب صنعتی چهارم به گونه‌ای است که مدیران آموزشی و اجرایی شرکت‌های تولیدی و خدماتی برای بقا در دنیای دیجیتال، چاره‌ای جز همراهی با این فناوری‌ها ندارند. در این راستا رشته‌های تحصیلی موجود در دانشگاه‌ها باید در این راستا تحول یافته و نیروهای موردنیاز را آموزش و به بازار کار ارایه نمایند یا اینکه منقرض شده و بسیار محدود خواهند شد. نهادهای سیاستگذار، قانون‌گذاران و دولت‌ها نیز برای حمایت از ارتقای تولید، خلق درآمد پایدار اقتصادی و افزایش خدمات شهروندی موظفند راه توسعه این فناوری‌ها را تسهیل کنند. اگر چه می‌توان عنوان کرد که انقلاب صنعتی چهارم بر پایه انقلاب پیشین (سوم یا عصر رایانه) بنا نهاده شده است؛ اما انقلاب صنعتی چهارم با داشتن ساختاری نوین در سرعت و دامنه تاثیر می‌تواند به محوکردن مرزهای فیزیکی، دیجیتال و مهمتر از همه زیستی منجر شود. در چارچوب این انقلاب، همه جنبه‌های دانش و خلاقیت با هوشمندی ترکیب شده تا به محصولاتی ارزنده‌تر تبدیل شوند [۷].

بر اثر بحران کرونا که بوقوع می‌توان آنرا جنگ جهان سوم نام نهاد، سرعت رشد این تحولات بیشتر شده و خواهد شد. همچنین، سرعت رشد بسیاری از فناوری‌های مربوط به انقلاب صنعتی چهارم مانند آموزش مجازی، خودروهای خودران و هیبریدی و اینترنت اشیا افزایش یافته است. بر این اساس رشته‌های سنتی بخصوص علوم پایه باید بتوانند خود را با این تحولات هماهنگ نمایند.

۳. تغییرات اجتناب‌ناپذیر زمین‌شناسی

قدمت رشته زمین‌شناسی بدون هیچ تردیدی به بلندای تمدن بشری و یک پایه مهم آن می‌باشد. این رشته بدلیل نقش مهمی که در تعیین و شناسایی منابع انرژی و معدنی دارد، نقش مهمی در انقلابهای صنعتی داشته و دارد. اما در این انقلاب صنعتی و باتوجه به روباتیک شدن و مجازی سازی خیلی از امور این رشته نیز دستخوش تحولات بسیاری شده و باید بشود که بتواند در رقابت با رشته‌های نوظهور همچنان جایگاه خود را داشته باشد. این موضوع در کشور ما که باتوجه به پتانسیل‌های عظیم معدنی و منابع هیدروکربوری و دیگر منابع انرژی بسیار اهمیت دارد. متأسفانه تاکنون، این رشته جایگاه خود را نه تنها در کشور ما بدست نیاورده بلکه در سالهای اخیر دچار افت شدید دانشجو و نیز بحران شده است. این امر دلایل گوناگونی چون کم شدن جمعیت کشور، جمعیت متقاضی ورود به دانشگاه و افزایش دانشگاهها بخصوص در رشته‌های جذابتر و جدیدتر دارد. بر این اساس در این بخش سعی می‌شود که در مورد الزاماتی که موردنیاز زمین‌شناسی در کشور ما جهت منطبق نمودن آن با روند انقلاب صنعتی چهارم و نیز جهان پساکرونا است، بحثی انجام شود.

۳-۱. تغییر اهداف زمین‌شناسی

برای بروزرسانی این دانش تغییر اهداف در این رشته و گرایش‌های آن ضروری به نظر می‌رسد. یکی از مزیت‌های نسبی زمین‌شناسی در این امر، نیاز روزافزون بشر و صنایع مبتنی بر انقلاب صنعتی چهارم به عناصر و فلزات خاص کمیاب بخصوص لیتیوم و عناصر نادر خاکی است [۸]. پیش‌بینی می‌شود که میزان مصرف این عناصر تا ۲۰۲۵ به بعد حداقل به دو برابر افزایش یابد. قیمت



بالای این عناصر در بازار جهانی و استراتژیک بودن آنها سبب شده که در ده سال اخیر بسیاری از کشورهای توسعه‌یافته یا در حال توسعه به دنبال اکتشاف آنها باشند [۸-۹]. همچنین بحث انرژی‌های پاک و پایداری که کم و بیش ریشه در این دانش دارند مانند انرژی زمین‌گرمایی نیز از اهداف نوین زمین‌شناسی هستند. عناصر لیتیوم، عناصر نادر خاکی، ژرمانیوم، هافنیوم، نیوبیوم و روبیدیوم نقشی اساسی در این دوران و در فناوری‌هایی چون انرژی‌های پاک و پایدار، خودروهای خودران، هوشمندسازی و رباتیک بازی می‌نمایند [۸]. گرایش‌های فعلی زمین‌شناسی بخصوص زمین‌شناسی اقتصادی و پترولوژی تاکنون براساس شناخت منابع فلزات پایه و رنگین و فراوانتر پایه‌گذاری شدند. این گرایش‌ها باید بسوی عناصر مورد استفاده در این دوران تغییر می‌دهند، زیرا این عناصر معمولاً به همراه کانی‌های دیگر هستند. از طرفی دیگر بحث اقتصاد و نیز محصول نهایی در این امر باید دیده شود و در این گرایش‌ها مباحث مبتنی بر دانش نوین ژئومتالورژی که خواص فرآوری و ذوب این فلزات و عناصر در کانی‌ها و سنگ‌های گوناگون را هم از لحاظ فنی و هم اقتصادی مورد بحث و بررسی قرار می‌دهد، وارد شود [۱۰-۱۱]. جنبه کاربردی گرایش‌های دیگری چون چینه‌شناسی، رسوب‌شناسی، زمین‌شناسی ساختاری و نیز زمین‌شناسی نفت باید در این راستا تقویت شوند. بعنوان مثال در زمین‌شناسی نفت و چینه‌شناسی، بحث اکتشاف و فرآوری این عناصر از شورابه‌های نفتی و نیز آبهای فسیل، محور شوند [۱۲]. هم‌اکنون بحث استخراج عناصری چون وانادیوم، لیتیوم و اورانیوم از میدان‌های نفتی با روش‌های معدنکاری زیستی در کشورهایی چون چین اجرایی شده است [۱۳-۱۴]. این کاربردی‌سازی می‌تواند ایجاد جاذبه به رشته ببخشد بخصوص در گرایش‌هایی که چندین سال است دانشجو اقبالی به آنها نشان نمی‌دهد.

۳-۲. استفاده از پهپاد در نقشه‌برداری و بروزرسانی اطلاعات

تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی و ژئوفیزیکی که همزمان معمولاً انجام می‌شود، در پروژه‌های زمین‌شناسی اکتشافی بخصوص در مناطق بکر و دورافتاده جزو اطلاعات پایه هستند. این امر هزینه و زمان زیادی را در این پروژه‌ها ایجاد نموده و نیز بدلیل سختی کار و خطرات موجود در آن مانند آسیب‌های جانی چندان مورد اقبال دانشجویان نیستند. همچنین این کارها بطور سنتی نیاز به تجربه بالایی داشته و بارها نقشه‌های رسمی دچار بازنگری شده و می‌شوند.

هواپیمای بدون سرنشین (Unmanned Aerial Vehicle, UAV) یا پهپاد فناوری جدیدی می‌باشد که تحول عظیمی در صنایع و دانش در سال‌های اخیر ایجاد کرده است. استفاده این فناوری در حوزه نقشه‌برداری و اکتشافات منابع هیدروکربوری و معدنی از جمله موارد قابل ذکر است [۱۵]. به نظر می‌رسد در آینده‌ای بسیار نزدیک این تکنولوژی سهم قابل توجهی از بازار مطالعات در حوزه‌های مختلف را به خود اختصاص دهد. مزیت اصلی این فناوری ارایه تصاویر یا اطلاعات برداشتی سریع، با دقت و وضوح بالا و ارزان از محدوده مورد مطالعه است. علاوه بر این اخذ اطلاعات و تصاویری جدید و تکراری از مناطق در حال تغییر مانند مخاطرات زمینی در گرایش زمین‌شناسی مهندسی و نیز زمین‌شناسی زیست‌محیطی و به نقشه در آوردن آنها از دیگر برتری‌های این فناوری است. این کارها با روش‌های سنتی عکس‌برداری، اطلاعات ماهواره‌ای معمولی و زمین‌شناسی امکان‌پذیر نیست. تهیه انواع نقشه هوایی توسط روش‌های لیزر هوایی یا لیدار (LiDAR) و فتوگرامتری هوایی با وضوح بالا بخصوص مقیاس‌های بزرگ از مهمترین کاربردهای فعلی این دستاورد می‌باشد. تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و نقشه‌های اکتشافی، مطالعات زمین‌شناسی ساختاری، توپوگرافی و آبشناسی، تهیه نقشه‌های مخاطرات طبیعی، تهیه نقشه‌های راهسازی و عمرانی و باستان‌شناسی از جمله کاربردهای این روش در علوم زمین است. برخلاف تصاویر ماهواره‌ای که در بهترین حالت می‌توان در تهیه نقشه ۱:۲۵۰۰۰ استفاده نمود، پهپاد در مقیاس ۱:۱۰۰۰ و حتی بزرگتر می‌تواند نقش مهمی در تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی، توپوگرافی، معدنی و ژئوفیزیکی بخصوص در مناطق صعب‌العبور و دورافتاده کاربردی باشد [۱۶]. به نوعی این کار می‌تواند زمان یک پروژه را از یک ماه به حدود یک هفته



کاهش داده و عبارتی میزان هزینه را نیز کاهش قابل توجهی خواهد داد. این امر در گرایش‌های زمین‌شناسی اقتصادی، سنجش از دور در زمین‌شناسی، زمین‌شناسی زیست محیطی، زمین‌شناسی ساختاری و زمین‌شناسی مهندسی در عمل باید گنجانده شود. همچنین ژئوفیزیک در مناطق صعب‌العبور با توپوگرافی سخت را با فناوری پهباد بخوبی می‌توان برداشت نمود.

۳-۳. کلان داده و بروزرسانی اطلاعات

داده‌های زمین‌شناسی بسیار گران‌قیمت و جمع‌آوری آنها سخت می‌باشد، بخصوص داده‌های صحرایی. همچنین بعضی از آنالیزهای زمین‌شناسی چون LA و EPMA و نیز مغزه‌گیری در حفاری اکتشافی عملیات‌های با زمان و هزینه بالا بوده و از دست رفتن آنها زبان بالایی را در پی خواهد داشت. متأسفانه از دست رفتن اطلاعات قبلی در کشور ما بسیار افتاده است. ساخت پایگاه داده‌ها که شامل منظم‌سازی و نیز اصلاح داده‌ها به همراه بروزرسانی و گسترش آن که پایه GIS تحت وب یا WebGIS به یک امر ضروری در پروژه‌های معدن و زمین‌شناسی تبدیل شده است. همچنین برای بحث شبیه‌سازی سه‌بعدی و چهاربعدی زمین‌شناسی یک نیاز عمده است. هم‌اکنون آموزش این امر برای تمام دانشجویان در تمام گرایش‌های علوم زمین یک الزام مهم است. بحث GIS تحت وب یک ابزار مهم برای تمام گرایش‌های زمین‌شناسی بخصوص در مراحل گوناگون اکتشاف منابع معدنی، هیدروکربوری و انرژی است.

۳-۴. هوشمندسازی فعالیت‌های زمین‌شناسی

هوشمندسازی در زمین‌شناسی در دو بعد نرم‌افزاری و سخت‌افزاری است. بعد سخت‌افزاری شامل خودران کردن ماشین‌آلات بخصوص دستگاه‌های حفاری، دستگاه‌های نمونه‌گیری از مناطق دوردست و غیرقابل دسترسی و حتی در کشورهای دیگر، انجام آنالیز با دقت بالا برجا و نیز استفاده از ربات‌های گوناگون است. در بعد نرم‌افزاری روش‌های هوشمند متعدد شامل شبکه‌های عصبی مصنوعی، سیستم‌های تصمیم‌گیری چندمعیاره هوشمند، الگوریتم‌های فراابتکاری و مدیریت هوشمند پایگاه داده‌ها است. هوشمندسازی در این عرصه ضمن بروزرسانی و اصلاح کلان داده‌ها و پایگاه‌های داده، در شبیه‌سازی شرایط سطحی و زیرسطحی و نیز انجام تحلیل و مدل‌سازی پویا بخصوص مدل‌سازی چهاربعدی اهمیت بسیاری دارد [۱۷]. این امر در شبیه‌سازی شرایط یک منطقه و حضور مجازی قبل از حضور فیزیکی بخصوص در مناطق دورافتاده بسیار ارزشمند است، زیرا هزینه و زمان یک پروژه زمین‌شناسی را کاهش داده و نیز دقت عملیات را بالا می‌برد.

۳-۵. ارزرها و زمین‌شناسی

ارزرها از سال ۲۰۰۹ و با پایه‌گذاری بیت کوین توسط ساتوشی ناکاموتو به جهان دانش و اقتصاد وارد شدند و در حال حاضر بیش از ۳۵۰ میلیارد دلار در این زمینه سرمایه در گردش است. ارزرها بدلالی چون مجازی بودن، عدم انتشار کاغذی، نگرهبانی با زنجیره بلوکی (block chain)، استقلال از دولت‌ها و قابلیت معافیت از تحریم‌های بین‌المللی به سرعت جای خود را در عرصه جهانی باز نموده و ارزش آن از زیر یک دلار به حدود ۲۰۰۰۰ دلار برای بیت کوین نیز رسیده است [۱۸]. در حال حاضر کشورهای متعدد تا حدود ۳۰۰۰ ارزرمز ارایه نمودند اما تعدادی حدود ۳۰ ارزرمز جای خود را در بازار جهانی کم و بیش باز نموده و سرمایه‌ها را بخود جذب نموده و می‌نمایند. بسیاری از تحلیلگران اقتصادی اعتقاد دارند که این ارزها به تدریج و بخصوص در دوران پسا کرونا جای ارزهای رایج را خواهند گرفت [۱۹]. یک مساله این است که مقدار انرژی موردنیاز برای استخراج ارزرها به مراتب کمتر از قیمت آنها معادل بشکه نفت می‌باشد. امروز بحثی آغاز شده که منابع معدنی و هیدروکربوری می‌توانند بعنوان پشتوانه ارزرها



جدید و نیز تبدیل بخشی از منابع معدنی و هیدروکربوری به ارزش‌ها با توجه به ارزش روزافزون آنها می‌توان در اقتصاد زمین-شناسی مورد بحث قرار گیرد. با تبدیل بخشی از منابع معدنی به ارزش‌های قابل اطمینان و در حال پیشرفت می‌توان ارزش منابع معدنی را افزوده و حتی از مرحله اکتشاف و مطالعات زمین‌شناسی درآمدزایی را آغاز نمود.

۴. نقش زمین‌شناسی در بهره‌وری در ایران در دوران انقلاب صنعتی چهارم و پساکرونا

بخش معدن می‌تواند از طریق فراهم نمودن موادخام برای تولید، ایجاد اشتغال، ارزش افزوده و درآمدهای مالیاتی رشد و توسعه کشورها را تسریع بخشد. افزایش سرمایه‌گذاری بخش معدن و صنایع معدنی و نقش زمین‌شناسی بعنوان حلقه نخست این زنجیره، ارزش افزوده و صادرات همه بخش‌های اقتصادی کشور را افزایش خواهد داد. همچنین، چنانچه به همراه افزایش سرمایه‌گذاری بخش معدن و صنایع معدنی، بهره‌وری کل عوامل تولید این بخش نیز افزایش یابد، با فرض ثبات سایر عوامل، سبب جذب و جابجایی منابع و سرمایه‌های سرگردان به سوی بخش معدن و صنایع معدنی می‌شود. از این رو به لحاظ اثرات پسین انقلاب صنعتی چهارم و پساکرونا، ارزش افزوده و صادرات سایر بخشها افزایش می‌یابد ولی میزان رشد ارزش افزوده و صادرات بخش معدن و زمین‌شناسی به مراتب بیش از سایر بخش‌های اقتصادی کشور است.

براساس برآوردهای وزارت صمت، سهم بخش معدن از تولید ناخالص داخلی در چارچوب ششمین برنامه توسعه کشور از ۱,۱ درصد کنونی به ۱,۵ درصد ارتقا می‌یابد و با احتساب سهم پنج درصدی صنایع معدنی، برآوردها بیشتر می‌شود. سیاست وزارت صمت، معدن و تجارت کاهش ریسک و مخاطره سرمایه‌گذاری برای مردم (بخش خصوصی) در بخش معدن و بر اطلاعات پایه زمین‌شناسی برای رونق بخشیدن به فعالیت معدنی تمرکز دارد. لذا، امروز باید باور داشت بخش معدن از بهترین کانون‌ها برای سرمایه‌گذاری محسوب می‌شود و دولت (وزارت صمت، معدن و تجارت) می‌تواند زمینه‌های سرمایه‌گذاری در معادن را مشخص سازد و تدابیر حمایتی و تسهیلگری فعالیت در این بخش را تقویت کند. در این راستا بحث اقتصاد معدن و زمین‌شناسی باید بیش از پیش در گرایش‌های زمین‌شناسی تقویت شود.

۵. نتیجه‌گیری

مجازی‌سازی و هوشمندسازی دو الزام اصلی انقلاب صنعتی چهارم و دوران پساکرونا هستند. کرونا که می‌توان آنرا بعنوان جنگ جهانی سوم نام برد، همچون دو جنگ جهانی قبلی تاثیر عظیمی بر دانش و فناوری بر جهان پس از خود خواهد گذاشت و تجلی آن در شکوفایی انقلاب صنعتی چهارم خواهد بود. دانش زمین‌شناسی در این دوره با ظهور دانش‌های دیگر و نیز الزامات ذکرشده در دنیا دچار تحولات اساسی شده و می‌شود. زمین‌شناسی در ایران با توجه به پتانسیل‌های بالای منابع معدنی، هیدروکربوری و انرژی‌های پایدار موجود نیاز به تحول ساختاری دارد و باید از پوسته سنتی خود خارج شود. این تحول در پنج زمینه شامل تغییر اهداف بخصوص برای اکتشاف عناصر کمیاب و استراتژیکی چون لیتیوم و عناصر نادر خاکی، استفاده از پهباد در تهیه نقشه‌ها و برداشت‌های زمین‌شناسی، کلان داده‌ها، هوشمندسازی و ارتقای اقتصادی با استفاده از ارزش‌ها است. کاهش زمان و هزینه در عملیات زمین‌شناسی و ازسویی دیگر ایجاد جذابیت اقتصادی، مواردی هستند که می‌تواند دانش زمین‌شناسی در ایران را در دوران پساکرونا نجات بخشیده و بالنده نماید. بحث استفاده از زمین‌شناسی در اکتشاف و نیز بهره‌برداری از انرژی‌های پاک و پایدار یک زمینه دیگری مغفول در زمین‌شناسی ایران است که در عصر پساکرونا باید موردتوجه جدی قرار گیرد. در این دوران کاهش زمان و هزینه و بالاتر رفتن دقت همزمان در پروژه‌های زمین‌شناسی به همراه کم‌شدن سفرهای صحرائی و نیز استفاده از



مدلسازی-شبيه‌سازی هوشمند یک امر اساسی خواهد بود. همچنین تحول در دروس گرایش‌های مختلف زمین‌شناسی و حتی در خود گرایش‌ها با توجه به زمینه‌های ذکر شده امری ضروری و اساسی می‌باشد.

منابع

- [1]: Schwab K (2017) The fourth industrial revolution. Crown Publishing Group.
- [2]: Huwart JY, Verdier L (2013) Economic globalisation: origins and consequences, OECD Insights. OECD Publishing.
- [3]: Zhang W, Tian X, Yu A (2020) Is high-speed rail a catalyst for the fourth industrial revolution in China? Story of enhanced technology spillovers from venture capital, Technological Forecasting and Social Change, 120286.
- [4]: Cowie Paul, Townsend L, Saleminck K (2020) Smart rural futures: Will rural areas be left behind in the 4th industrial revolution?, Journal of Rural Studies 79, 169-176.
- [5]: Van der Woude S (2019) Challenges in mining for the Fourth Industrial Revolution, Minerals council South Africa.
- [6]: Mitra S (2019) Depletion, technology, and productivity growth in the metallic minerals industry, Mineral Economics 32, 19-37.
- [7]: Wolf M (2018) The long wait for a productivity resurgence. Financial Times. 12 June 2018.
- [8]: Jyothi RK, Thenepalli T, Ahn JW, Lee JY, Chung KW, Parhi PK (2020) Review of rare earth elements recovery from secondary resources for clean energy technologies: Grand opportunities to create wealth from waste, Journal of Cleaner Production 267, 122048.
- [9]: Jaskula BW (2020) LITHIUM, Mineral Commodity Summaries, U.S. Geological Survey.
- [10]: Ghorbani Y, Nwail GT, Zhang SE, Hay MP, Bam LC, Guntoro PI (2020) Repurposing legacy metallurgical data Part I: A move toward dry laboratories and data bank, Minerals Engineering 159, 106646.
- [11]: Koch PH, Lund C, Rosenkranz J (2020) Automated drill core mineralogical characterization method for texture classification and modal mineralogy estimation for geometallurgy, Minerals Engineering 136, 99-109.
- [12]: Nye CW, SA Quillinan SA, Neupane G, McLing TL (2017) Aqueous Rare Earth Element Patterns and Concentration in Thermal Brines Associated With Oil and Gas Production, 42nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California.
- [13]: Smith YR, Kumar P, McLennan JD (2017) On the Extraction of Rare Earth Elements from Geothermal Brines, Resources 6(3), 39-55.
- [14]: Lewis AJ, Komninou A, Yardly BWD, Palmer MR (1988) Rare earth element speciation in geothermal fluids from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. Geochim. Cosmochim. Acta 1988, 62, 657-663.
- [15]: Su TC, Chou HT (2015) Application of Multispectral Sensors Carried on Unmanned Aerial Vehicle (UAV) to Trophic State Mapping of Small Reservoirs: A Case Study of Tain-Pu Reservoir in Kinmen, Taiwan, Remote Sensing 7(8), 10078-10097.
- [16]: Fernández-Lozano J, Gutierrez-Alonso G, Ángel Fernández-Morán M (2015) Using airborne LiDAR sensing technology and aerial orthoimages to unravel roman water supply systems and gold works in NW Spain (Eria valley, León), Journal of Archaeological Science 53, 356-373.
- [17]: Zuffetti C, Bersezio R (2019) Deciphering Quaternary palimpsest landscapes to constrain 3D (4D) geological models: an example from the Po Plain-Apennines border (N-Italy), INQUA 2019, Dublin (IRE)
- [18]: Morabito V (2017) Digital Currencies, Business Innovation Through Blockchain, DOI: 10.1007/978-3-319-48478-5_5.
- [19]: Maulana A, Anggia D, Dasa Putri A (2019) Development of digital currency technology Development of digital currency technology, J. Phys.: Conf. Ser. 1175 012205



برنامه‌ریزی کوتاه مدت تولید در معادن روباز با استفاده از مدل تصمیم‌گیری چند معیاره

فازی در نرم‌افزار Arc Map

عبدالمجید حدادی*

دانشجوی کارشناسی ارشد رشته مهندسی معدن دانشگاه شهید باهنر کرمان

amajidhaddadi2013@gmail.com

حمید منصوری

عضو هیئت علمی بخش مهندسی معدن دانشگاه شهید باهنر کرمان

hmansouri@uk.ac.ir

حجت‌اله رنجبر

عضو هیئت علمی بخش مهندسی معدن دانشگاه شهید باهنر کرمان

h.ranjbar@uk.ac.ir

چکیده

در معادن جهت استفاده مناسب و اصولی از منابع انسانی و معدنی، از برنامه‌ریزی تولید استفاده می‌شود. این برنامه‌ریزی در قالب طرح‌های بلندمدت، میان‌مدت و کوتاه مدتی ارائه می‌شود. در واقع برنامه‌ریزی تولید، اولویت استخراج از محدوده معدنی را در مقیاس‌های متفاوت معین می‌کند. در حال حاضر نرم‌افزارهای موجود برنامه‌ریزی بلند مدتی و میان‌مدتی را با دریافت اطلاعات گمانه‌های اکتشافی ارائه می‌دهند، اما برای ایجاد برنامه‌ریزی کوتاه مدت عمدتاً با روش‌های سنتی، این مهم اتفاق می‌افتد. در این تحقیق با در نظر گرفتن معیارهای تاثیرگذار در ایجاد برنامه‌ریزی تولید کوتاه مدت، با ارائه راهکاری مبتنی بر نظرات افراد خبره و روش تحلیل سلسله مراتبی فازی در نرم‌افزار Arc Map، مدلی ارائه شده است که زمان‌بندی استخراج را برای تمام بلوک‌هایی که باید در بلندمدت استخراج شوند، تعیین کرده است. در این روش، معیارهای تاثیرگذار بر استخراج بلوک‌های کانسنگ و باطله شناسایی شدند و با استفاده از نظرات افراد خبره برای هر کدام از معیارها ضریب اهمیتی تعیین شد. سپس با استفاده از عملگرهای فازی نرم‌افزار Arc Map تمامی معیارها با هم ترکیب شدند و خروجی مدل، اولویت استخراج به تفکیک هر بلوک را مشخص کرد. اطلاعات مورد نیاز از معدن مس به صورت مدل بلوک عیاری، دریافت شده با استفاده از نرم‌افزار Data mine به دست آمد. مدل بلوک مورد نظر را جهت تبدیل به مدل اقتصادی و تعیین محدوده‌های بهینه استخراج وارد نرم‌افزار NPV Scheduler کرده و با تعیین پارامترهای اقتصادی، فازهای استخراجی سالانه را ایجاد کرده. فاز شماره ۱ جهت برنامه‌ریزی کوتاه مدت به نرم‌افزار Arc Map انتقال داده و معیارهای مربوط به هر طبقه جهت فازی‌سازی تعیین می‌شود. نتایج حاصل از پرسش‌نامه‌های توضیح شده بین افراد خبره وارد نرم‌افزار Expert Choice شده تا ضرایب هر معیار نیز تعیین گردد.

کلمات کلیدی: برنامه‌ریزی کوتاه مدت، تحلیل سلسله مراتبی، فازی، نرم‌افزار Arc GIS.



Short-term production planning in open pit mines using Fuzzy Analytical Hierarchy Process model in Arc Map

Abdolmajid Haddadi*

M. Sc. Student of Mining Engineering, Shahid Bahonar University of Kerman

amajidhaddadi2013@gmail.com

Hamid Mansouri

Faculty member of Mining Engineering Department, Shahid Bahonar University of Kerman

hmansouri@uk.ac.ir

Hojatolah Ranjbar

Faculty member of Mining Engineering Department, Shahid Bahonar University of Kerman

h.ranjbar@uk.ac.ir

Abstract

In mines, extraction production planning is used for proper and principled use of human and mineral resources. This planning is presented in the form of long-term, medium-term and short-term plans. In fact, production planning determines the priority of extraction from the total area of the mine at different scales. Existing software currently provides long-term and medium-term planning by receiving exploratory borehole information, but for short-term planning, this is mainly done by traditional and manual methods. In this research, by considering the effective criteria in creating short-term production planning, by providing a solution based on the opinions of experts and fuzzy hierarchical analysis method in Arc GIS software, a model is presented that extracts the timing for the whole block. Determined which should be extracted in the long run. In this method, the criteria affecting the extraction of ore blocks and waste were identified and using the opinions of experts for each criterion, the coefficient of importance was determined. Then, using fuzzy operators and related functions in Arc GIS software, all criteria with They were combined and the output of the model determined the extraction priority of each block.

Keywords: Short term planning, Analytical Hierarchy Process, Fuzzy, Arc GIS Software.



۱. مقدمه

فرآیند برنامه‌ریزی و طراحی یک معدن روباز کاواکی پس از تعیین پارامترهای اولیه طراحی و تهیه مدل بلوکی و سپس تعیین محدوده نهایی وارد مرحله برنامه‌ریزی تولید می‌شود. در این مرحله باید تعیین شود که بلوک‌های ماده معدنی و باطله‌ای که استخراج آن‌ها در طول عمر معدن در مرحله تعیین محدوده نهایی قطعی شده است، در چه زمانی استخراج و به چه مقصدی حمل شود. یکی از مدل‌هایی که امروزه مورد بحث کارشناسان داخل و خارج از کشور می‌باشد مدل تصمیم‌گیری چند معیاره فازی است که می‌توان از مدل مذکور جهت برنامه‌ریزی کوتاه مدت تولید استفاده کرد. این مدل با در نظر گرفتن معیارهای تاثیرگذار موجود در استخراج معدن و رتبه‌دهی به هر معیار، اولویت استخراج مواد را مشخص می‌کند.

از جمله اولین تحقیق در راستای برنامه‌ریزی تولید معادن در سال ۱۹۰۹ میلادی هورر بیان داشت که سرمایه‌گذاران نیاز دارند که سطح سرمایه‌گذاریشان با درآمدی که دریافت می‌کنند و نرخ بازگشت سرمایه سازگاری داشته باشد. هر قدر سطح تولید پایین‌تر باشد، نیاز به سرمایه‌گذاری کمتر، زمان دریافت درآمد طولانی‌تر و ریسک سرمایه‌گذاری نیز کم‌تر خواهد بود.

بعد از آن کاربردهای تحقیق عملیات مربوط به برنامه‌ریزی معدن به دهه ۱۹۶۰ باز می‌گردد. در آن زمان بهینه‌سازی و بخصوص شبیه‌سازی، برای برنامه‌ریزی هر دو معدن سطحی و زیرزمینی به عنوان یک مشکل مطرح بوده است که شامل طراحی معدن، برنامه‌ریزی تولید طولانی مدت و کوتاه مدت، انتخاب تجهیزات و کنترل مواد داخل پیت و موارد دیگر می‌باشد (Newman, 2010).

در سال ۱۹۹۵ میلادی دنبای و شفیلد بر مبنای الگوریتم ژنتیک مدلی جهت برنامه‌ریزی تولید در معادن روباز ارائه نمودند که در آن ریسک زمین‌شناسی (عدم قطعیت زمین‌شناسی) نیز منظور گردیده بود. هدف از این مدل بیشینه کردن ارزش خالص فعلی و به حداقل رساندن ریسک با استفاده از یک تابع چند هدفه بود (Denby and Schofield 1995).

عطائی و همکاران در سال ۲۰۰۸ با استفاده از مدل AHP روش مناسب استخراج برای ذخایر معدن شماره ۸ گلپینگی در جاجرم (ایران) را پیش‌بینی کردند. در واقع انتخاب روش مناسب جهت استخراج معادن براساس پارامترهای زمین‌شناسی، ژئوتکنیکی، جغرافیایی و اقتصادی است. در نهایت از بین روش‌های استخراج موجود، روش Cut & Fill به عنوان روش استخراج بهینه انتخاب شد (Ataei, Jamshidi et al. 2008).

۱-۱. اهداف تحقیق

هدف از انجام این تحقیق تنظیم برنامه زمان‌بندی کوتاه مدت به صورت روزانه با روش تحلیل سلسله مراتبی فازی می‌باشد.

۲-۱. داده‌ها و روش تحقیق

جهت انجام این تحقیق ابتدا مدل بلوکی زمین‌شناسی که در واقع از اطلاعات گمانه‌های اکتشافی در نرم‌افزار Datamine تهیه شده است، به عنوان داده اولیه برای ایجاد مدل بلوکی اقتصادی وارد نرم‌افزار NPV Scheduler می‌شود. در مرحله بعد پارامترهای فنی و اقتصادی نظیر قیمت فروش، هزینه‌های تولید، درصد بازیابی و ... تعیین می‌شود. پس از ایجاد مدل بلوکی اقتصادی، تعداد فازهای استخراج و برنامه‌ریزی تولید بلند مدت با توجه به اهداف مورد نظر ایجاد می‌شود. سپس فازهای استخراجی ایجاد شده از مدل بلوک اقتصادی به نرم‌افزار Arc GIS منتقل می‌شود و با تعریف معیارهای مربوط به استخراج کانسنگ و باطله مانند مدل عیاری، فاصله تا مقصد، وضعیت عیاری پله‌های زیرین و میزان دسترسی به ماده معدنی، مدل رستری^۱ هر معیار جهت تعریف

۱ Raster



فرآیند سلسله مراتبی فازی^۱ ایجاد می‌شود. در ادامه با تهیه پرسش‌نامه مقایسات زوجی بین معیارها و جمع‌آوری نظرات افراد خبره و اعمال آن‌ها در نرم‌افزار Expert Choice وزن هر معیار محاسبه می‌گردد. بعد از یکسان‌سازی واحدهای هر معیار، این نقشه‌ها با هم تلفیق شده و مدل رستری خروجی ایجاد می‌گردد. سپس با استفاده از توابع درونی Arc GIS ضرایب بلوک‌های استخراجی تعیین می‌گردد. در مرحله بعد، از نتایج بدست آمده برای پله اول استفاده می‌شود، برای ایجاد اولویت پله‌ی دوم و به همین صورت فرآیند انجام می‌شود تا کل فاز استخراجی شماره ۱ اولویت‌بندی شود.

۳-۱. برنامه ریزی تولید معادن

برنامه ریزی تولید یک معدن روباز می‌تواند این‌گونه تعریف شود: تعیین سکانس استخراج بلوک‌ها از معدن برای رسیدن به بالاترین ارزش خالص فعلی، با در نظر گرفتن محدودیت‌های تنوع تولید، ترکیب عیار و شیب پیت.

۱-۳-۱. برنامه‌ریزی تولید بلند مدت

برنامه‌ریزی تولید بلندمدت عبارت است از تعیین زمان و ترتیب استخراج کانسنگ و باطله از نقاط مختلف معدن به طوری که با در نظر گرفتن انواع محدوده‌های عملیاتی موجود، بالاترین ارزش اقتصادی، عاید معدن شود.

۲-۳-۱. برنامه‌ریزی تولید میان مدت

مدت زمان برنامه ریزی تولید میان مدت یک تا ۱۰ سال در بازه‌های یک تا شش ماهه است. برنامه‌ریزی تولید میان مدت در واقع اساس و پایه برنامه‌ریزی تولید کوتاه مدت در معادن است. هدف از انجام این برنامه ریزی، پیش بینی میزان تولید، هزینه و درآمد است.

۳-۳-۱. برنامه‌ریزی تولید کوتاه مدت

برنامه ریزی تولید کوتاه مدت چگونگی ترتیب استخراج بلوک‌های کانسنگ و باطله را برای دوره‌های زمانی شیفی، روزانه، هفتگی یا ماهانه تعیین می‌کند. هدف از این برنامه‌ریزی تعیین زمان استخراج بلوک‌ها به گونه‌ای است که محدودیت‌هایی نظیر حداقل و حداکثر عیار مواد ارسالی به کارخانه فرآوری، تناژ کانسنگ و باطله استخراجی از معدن، شیب معدن و غیره در هر دوره زمانی برآورده شوند. لزوم مدیریت صحیح در برنامه‌ریزی کوتاه مدت این است که مشخصات کیفی کانسنگ ارسالی به کارخانه فرآوری کمترین تغییرات را داشته باشد که این مهم ترین مساله در برنامه‌ریزی تولید کوتاه مدت است همچنین در برنامه‌ریزی کوتاه‌مدت سعی می‌شود محل فعالیت شاول‌ها به نحوی تنظیم شود که کمترین جابجایی داشته باشند و محیط کاری مناسب و قابل اجرا برای آن‌ها فراهم گردد علاوه بر این موارد باید وضعیت عیاری پله‌های زیرین با توجه به نیاز آینده و همچنین موقعیت بلوک‌های استخراج شده را نیز در نظر گرفت. بنابراین مساله برنامه ریزی تولید کوتاه مدت با هدف کنترل عیار استخراجی و تنظیم هندسه پله انجام می‌شود.

۴-۱. فرایند تحلیل سلسله مراتبی فازی^۲

این فرایند به ما کمک می‌کند تا بتوانیم تصمیمات مناسب برای موضوعات پیچیده را با ساده نمودن و هدایت مراحل تصمیم‌گیری اتخاذ کنیم. در این روش بر اساس جواب‌هایی که تصمیم‌گیرندگان به سئوالات می‌دهند، مقادیر مثلثی فازی، جایگزین داده-

^۱ Fuzzy Analytical Hierarchy Process (FAHP)

^۲ Fuzzy Analytic Hierarchy Process



های مبهم می‌شوند و برای یک سطح خاص سلسله مراتب، ماتریس مقایسات زوجی تشکیل می‌شود. در رویکرد منطق فازی، برای هر مقایسه زوجی، نقطه تقاطع پیدا می‌شود و سپس مقدار عضویت نقطه با وزن آن برابر می‌شود.

بعد از تعریف معیارها، یک پرسشنامه تهیه می‌شود تا سطوح اهمیت این معیارها تعیین شود. برای ارزیابی سئوالات، افراد تنها متغیر توصیفی مربوطه را انتخاب می‌کنند، سپس گزینه‌های منتخب، به مقیاس‌هایی که شامل اعداد فازی مثلثی است، تبدیل می‌شوند و برای انجام محاسبات و تحلیل نتایج، تعمیم داده می‌شوند (طالقانی و همکاران، 2012).

AHP ابزاری برای تصمیم‌گیری چند معیاره است که می‌تواند مسائل پیچیده را به صورت سلسله‌مراتبی ایجاد کند، در نتیجه ارزیابی همه معیارهای مرتبط با تصمیمی را که باید داده شود ساده می‌کند (Saaty, 1980). همه گزینه‌ها بر اساس هر معیار با استفاده از مقیاس ترجیحی به طور جداگانه مقایسه می‌شوند و برای هر معیار یک لیست اولویت از گزینه‌ها بدست می‌آید. مقیاس ترجیحی که بیشتر استفاده می‌شود مقیاس ۱-۹ است. FAHP تحلیلگر تصمیم‌گیری را قادر می‌سازد برای مواردی که بسیاری از عدم قطعیت‌ها در آن وجود دارد، امتیاز واقعی‌تری برای گزینه‌های دیگر ارائه دهد. مدل تحلیل توسعه چانگ (۱۹۹۲) یکی از آن‌ها است که بستگی به میزان احتمال هر معیار دارد.

طیف فازی برای پاسخ دادن به مقایسات زوجی

Fuzzy Number	Linguistic	Scale of fuzzy number
9	Perfect	(8.9.10)
8	Absolute	(7.8.9)
7	Very good	(6.7.8)
6	Fairly good	(5.6.7)
5	Good	(4.5.6)
4	Peeferable	(3.4.5)
3	Not bad	(2.3.4)
2	Weak advantage	(1.2.3)
1	Equal	(1.1.1)

۵-۱. مکان‌یابی با عملگر فازی

در بحث مکان‌یابی با توجه به هدف؛ تعدادی معیار مورد استفاده قرار می‌گیرد، در این بین هر یک از این معیارها واحد خاص خود را دارند، بنابراین برای ترکیب این معیارها باید آن‌ها را هم مقیاس کرد، برای این کار می‌توان از عملگر فازی استفاده نمود (Patil, S. K., & Kant, R. 2014)





روش‌های عضویت دهی فازی با استفاده از عملگرهای مختلف

۶-۱. همپوشانی وزن‌دار

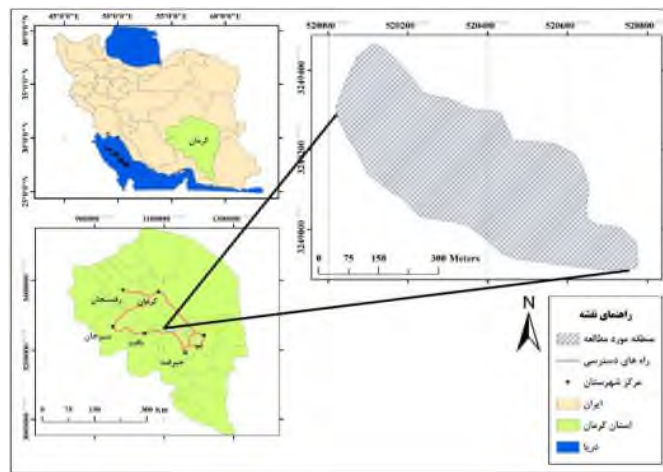
پس از آماده‌سازی لایه‌های رستری مدنظر برای تهیه نقشه مکانیابی، نیاز است که این لایه‌ها همپوشانی ریاضی شوند. یکی از متداول‌ترین روش‌های همپوشانی ریاضی روش ترکیب وزنی- خطی می‌باشد. به صورتی که هر معیار در وزن مربوط به خود ضرب می‌شود و نهایتاً همه معیارها با هم جمع می‌شوند.

$$Z_j = \sum_{i=1}^n [(A_i \times W_a) + (B_i \times W_b)]$$

که در این رابطه Z_i ارزش پیکسل هدف مورد نظر در نقطه i ، A_i ارزش پیکسل معیار A ، B_i ارزش پیکسل معیار B ، W_a وزن معیار A و W_b وزن معیار B می‌باشد.

۷-۱. موقعیت جغرافیایی، راه‌های دسترسی و زمین‌شناسی منطقه مطالعاتی

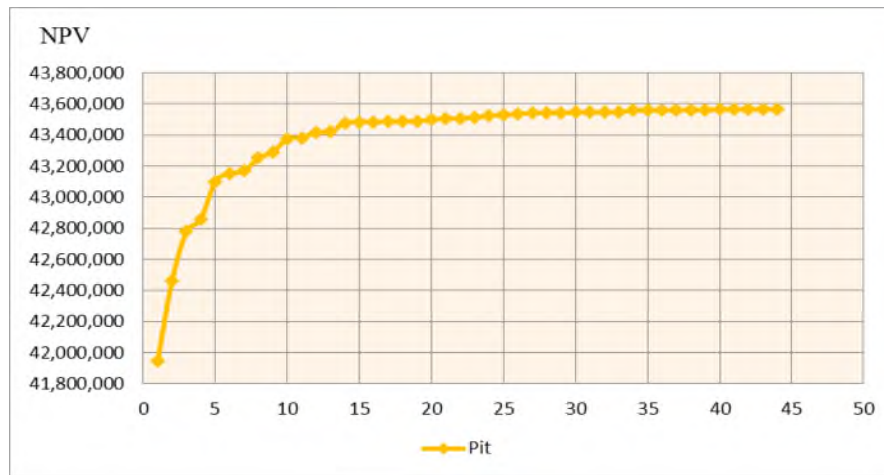
معدن مورد مطالعه در جنوب‌شرقی ایران مرکزی و ۱۰۳ کیلومتری جنوب شهر کرمان در شهرستان رابر بخش هنزا واقع شده است. آب و هوای آن خشک و دارای توپوگرافی کوهستانی است. منطقه دارای موقعیت جغرافیایی ۳۲۴۸۸۰۰ تا ۳۲۴۹۵۰۰ متر عرض شمالی و ۵۲۰۰۰۰ تا ۵۲۰۸۰۰ متر طول شرقی در زون ۴۰ UTM که مساحتی حدود ۲۰۰ هزار m^2 را دارا می‌باشد.



۱ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه و راه‌های دسترسی

۲. یافته‌های تحقیق

با توجه به اینکه در نرم‌افزار NPV پیت نهایی معدن و برنامه‌ریزی تولید با هدف بیشینه شدن ارزش خالص فعلی انجام می‌شود، پارامترهای اقتصادی باید با دقت و به درستی وارد شوند تا نتیجه نهایی با کمترین خطا ایجاد شود. برای تعیین محدوده نهایی پیت معدن باید شیب در جهات مختلف پیت داده شود که شیب معدن به طور متوسط ۴۵ درجه در نظر گرفته شده است و نرخ تنزیل ۱۵ درصد و نرخ تولید سالیانه ۳۰۰ هزار تن و تعداد روزهای کاری در سال ۳۴۵ روز انتخاب شده است که در نهایت ۴۴ پیت لانه-ای ساخته شده است. در این پروژه کوچکترین پیت با حداقل فاکتور قیمت شروع شده و با افزایش یک درصدی فاکتور قیمت، پیت متناظر با آن محصول تولید شد. بزرگترین فاز بنا بر تنظیمات صورت گرفته با ۱۰۰٪ فاکتور قیمت محصول؛ دارای ۱۱ میلیون تن ماده معدنی و کوچکترین پیت با ۱٪ فاکتور قیمت محصول، ۶ میلیون تن ماده معدنی است.



مقدار NPV در جهت افزایش تعداد پیت

پیت شماره ۲۳ به عنوان پیت بهینه انتخاب گردید که در نهایت با انتخاب ۳ پوشیک برای محدوده نهایی بهینه معدن حاصل شد و در ادامه پوشیک شماره ۱ جهت ادامه انجام پروژه به نرم افزار Arc GIS انتقال پیدا کرد.

۱-۲. معرفی معیارهای موثر بر استخراج

مورد اول: وضعیت عیاری کانسنگ. آیا نیاز است در هر مرحله از استخراج ابتدا بلوک‌های پر عیار استخراج شوند و بلوک‌های کم عیار برای مراحل آخر دوره زمانی باقی بماند یا این که عیار متوسط ورودی کارخانه فرآوری تامین شود که جهت دست یافتن به این هدف نیاز است بلوک‌های پرعیار و کم عیار همزمان و بلوک‌های نزدیک به عیار متوسط به صورت جداگانه استخراج شوند.

مورد دوم: وضعیت فاصله هر بلوک کانسنگ/ باطله تا مقصد می‌باشد. استخراج باید به گونه‌ای باشد که میانگین فاصله حفظ شود در واقع نباید بلوک‌های نزدیکتر را در ماه‌های اول استخراج شود و بلوک‌های دورتر را در مرحله آخر زمانی قرار داد. استخراج باید با ترکیب بلوک‌های دور و نزدیک با هم صورت بپذیرد.

مورد سوم: وضعیت عیار بلوک‌های کانسنگ پله‌های زیرین می‌باشد در واقع یکی از معیارهای تصمیم‌گیری که برای انتخاب بلوک برای استخراج در یک پله انجام می‌گیرد بر اساس وضعیت عیاری بلوک‌های کانسنگ پله‌های زیرین می‌باشد که در واقع باید به گونه‌ای استخراج صورت گیرد که بلوک‌های بالای بلوک‌های مستعد برای استخراج در پله‌های زیرین، در ابتدای کار برداشته شوند تا در مراحل بعد که استخراج از پله‌های زیرین انجام می‌شود محدودیت وجود نداشته باشد.

مورد چهارم: وضعیت بلوک‌های استخراج شده در پله‌ی بالایی، استخراج یک بلوک باید به گونه‌ای باشد که علاوه بر رعایت شیب پله، تئوری‌های استخراج که حداقل ۵ و حداکثر ۹ بلوک بالای بلوک مورد نظر باید استخراج شده باشد نیز رعایت شود.

۲-۲. محاسبه ضریب اهمیت معیارها

قاعده‌ها اهمیت هر معیار برای استخراج از دید افراد مختلف و متخصص در این زمینه متفاوت می‌باشد از این جهت نیاز است ضریب اهمیت هر معیار با توجه به نظر افراد خبره تعیین شود.

معیار z	اولویت‌ها															معیار i		
فاصله تا سنگ شکن یا دامپ	۹	۸	۷	۶	۵	۴	۳	۲	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	عیار ماده معدنی
وضعیت عیاری پله زیرین	۹	۸	۷	۶	۵	۴	۳	۲	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	عیار ماده معدنی

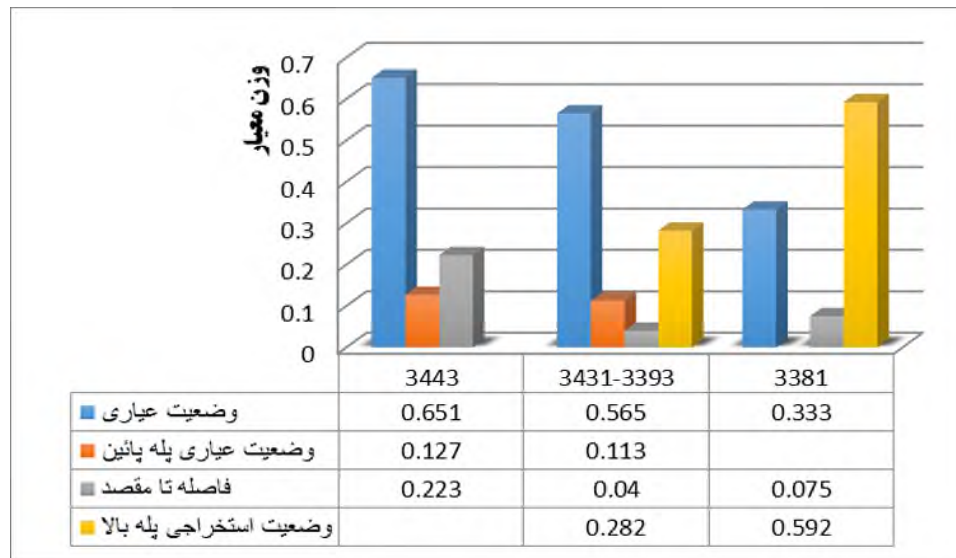


عیار ماده معدنی	۹	۸	۷	۶	۵	۴	۳	۲	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
فاصله تا سنگ شکن یا دامپ	۹	۸	۷	۶	۵	۴	۳	۲	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
فاصله تا سنگ شکن یا دامپ	۹	۸	۷	۶	۵	۴	۳	۲	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
وضعیت استخراجی پله بالایی	۹	۸	۷	۶	۵	۴	۳	۲	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹

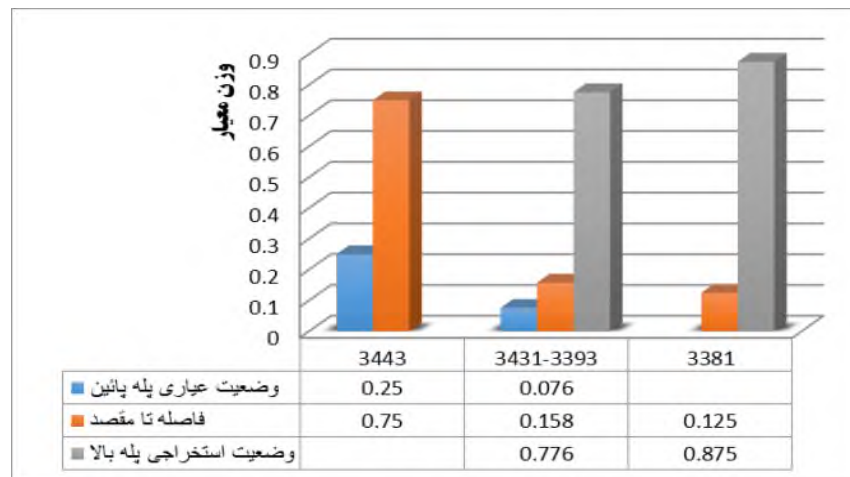
پرسشنامه خبره توزیع بین ۱۰ نفر از افراد متخصص

۳-۲. تعیین اوزان با تحلیل سلسله مراتبی

جهت تعیین وزن نهایی معیارها از نرم افزار Expert Choice استفاده می‌شود. معیارها و ترجیحات انتخاب شده توسط افراد خبره به عنوان ورودی نرم‌افزار و وزن هر معیار به عنوان خروجی مشخص می‌شود.



نتایج وزن معیارهای بلوک‌های کانسنگ به تفکیک پله‌های استخراجی

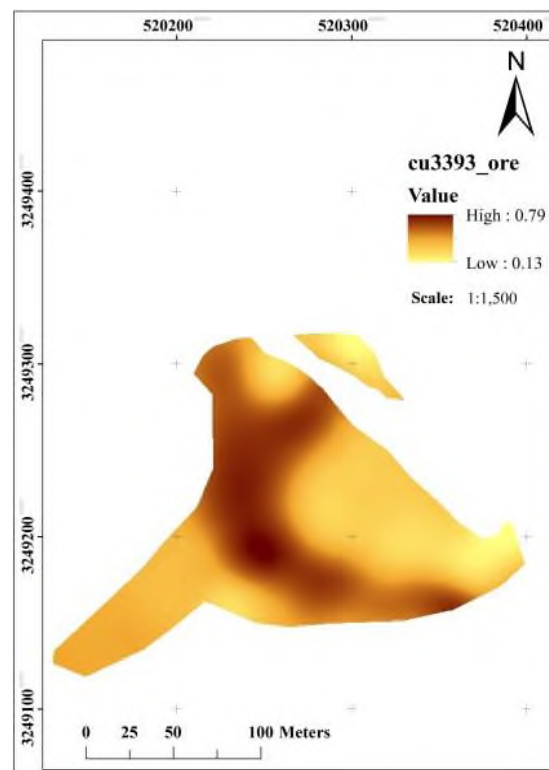


نتایج وزن معیارهای بلوک‌های باطله به تفکیک پله‌های استخراجی



۲-۴. فازی‌سازی معیارها در محیط Arc Map

اطلاعات فاز استخراجی شماره ۱ جهت تفکیک به صورت پله‌ای و ایجاد معیارهای استخراج در هر پله به نرم افزار Arc GIS انتقال داده شد. بلوک‌های استخراجی مکعب مربع با ابعاد ۱۲/۵ متر می‌باشد البته در محدوده‌هایی که با توپوگرافی برخورد داشته زیر بلوک‌های ایجاد شده با ارتفاع ۳/۷۵ متر وجود دارد. فاز ۱ شامل ۶ پله از ارتفاع ۳۴۴۳ تا ۳۳۸۱ متر با ارتفاع هر پله ۱۲/۵ متر می‌باشد. اطلاعات بلوک‌های هر پله جهت ایجاد معیارهای مربوط به آن به صورت مجزا طبقه‌بندی گردید. با توجه به عیار حد که عدد ۰/۱ درصد بدست آمد، بلوک‌های با عیار زیر عیار حد به عنوان باطله شناسایی شدن. با استفاده از تابع کریجینگ ۱ در نرم‌افزار GIS لایه‌های رستری وضعیت عیاری هر پله ایجاد گردید.



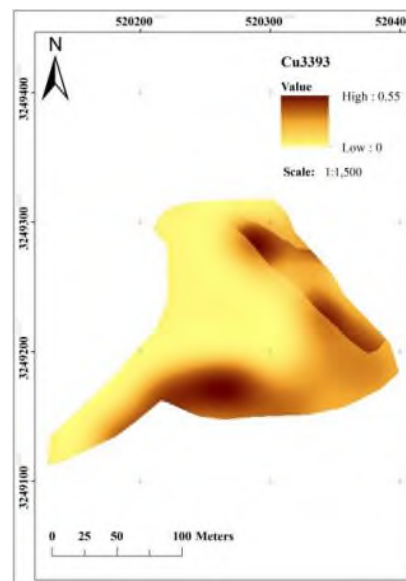
وضعیت عیاری کانسنگ پله ۳۳۹۳ فاز ۱ به صورت نقشه Raster

با استفاده از تابع فاصله اقلیدسی^۲ نقشه‌های رستری فاصله تا مقصد ایجاد می‌شود. فاصله اقلیدسی در واقع فاصله مستقیم هر بلوک تا محل حمل که سنگ شکن یا دامپ باطله می‌باشد را تعیین می‌کند. به همین ترتیب معیار فاصله تا مقصد برای بلوک‌های کانسنگ و باطله به صورت نقشه‌های رستری تهیه گردید.

اطلاعات بلوک‌های عیاری پله‌ی زیرین هر پله نیز استخراج گردید و با استفاده از تابع کریجینگ فازی شد.

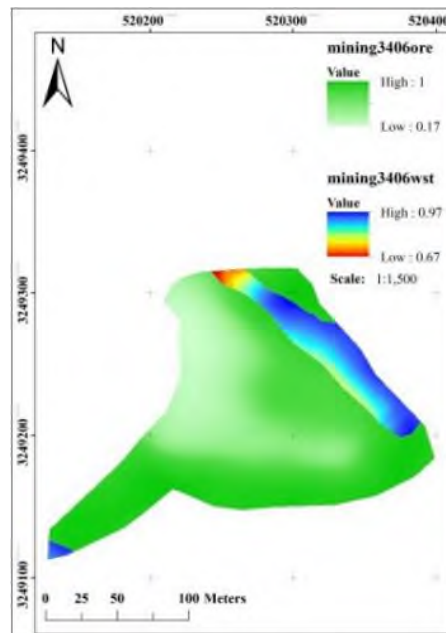
¹ Kriging

² Euclidean Distance



وضعیت عیاری پله زیرین برای پله ۳۳۹۳ فاز ۱ به صورت نقشه Raster

طیف رنگی شکل بالا مناطق پر عیار در پله زیرین را با رنگ قهوه‌ای و مناطق کم‌عیار را با رنگ زرد نشان می‌دهد. در واقع نیاز است که استخراج در هر پله به گونه‌ای انجام پذیرد که آماده‌سازی برای بلوک‌های پر عیار پله‌های زیرین انجام پذیرد. نتایج نهایی تعیین هر پله جهت اولویت استخراج، در پله‌های زیرین تاثیرگذار است. در واقع یکی از معیارهایی که باید ایجاد گردد وضعیت استخراجی بلوک‌های کانسنگ و باطله پله‌های بالاتر می‌باشد. استخراج هر بلوک باید به گونه‌ای باشد که بلوک‌های بالای آن استخراج شده باشند. بر این اساس لایه رستری وضعیت استخراجی پله دوم تا ششم ایجاد می‌شود.



وضعیت استخراجی پله بالا برای کانسنگ و باطله؛ پله ۳۳۹۳ فاز ۱ به صورت نقشه Raster



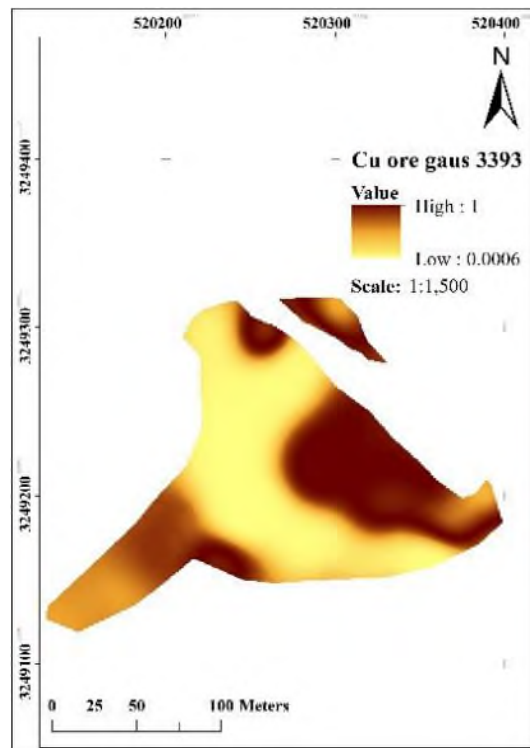
در شکل بالا طیف رنگی سبز و سفید بلوک‌های استخراج شده از ماده معدنی در پله بالایی و طیف رنگی آبی تا قرمز بلوک‌های استخراج شده از باطله را نشان می‌دهد. (در واقع این مرحله از مراحل نهایی انجام پروژه است یعنی باید اولویت استخراج پله اول مشخص شود و از این اولویت استفاده کرد تا با معیارهای دیگر ترکیب شود برای ادامه انجام پروژه و تعیین اولویت استخراج پله‌های پایین‌تر)

۲-۵. یکسان‌سازی واحدها و عضویت‌دهی فازی

جهت انجام فرآیند تجمیع وزن‌دار نیاز است واحدهای نقشه‌های فازی ایجاد شده باهم یکسان شوند، به همین منظور باید عضویت فازی بر اساس نوع معیار انجام شود تا واحدهای بین ۰ تا ۱ ایجاد گردد.

۱-۵-۲. معیار وضعیت عیاری بلوک‌های کانسنگ

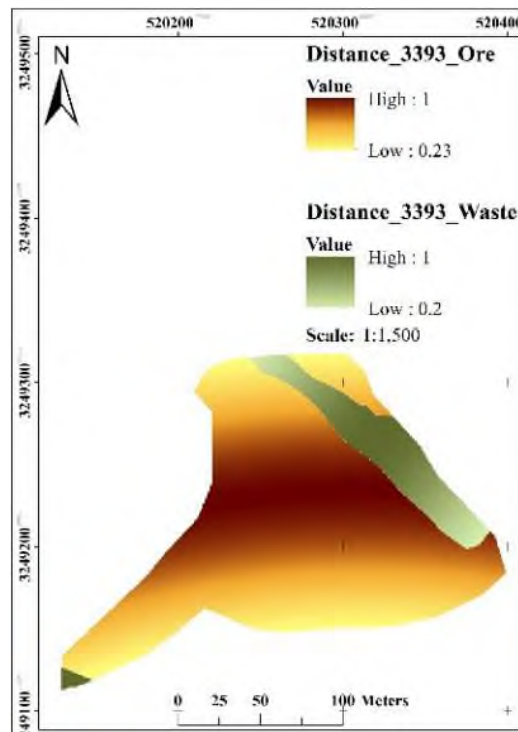
استخراج بلوک‌های کانسنگ بر اساس عیار، به گونه‌ای باید باشد که عیار متوسط ورودی به سنگ‌شکن در تمام طول عمر کاری معدن حفظ شود، به همین منظور بلوک‌های عیار بالا و پائین باهم ترکیب می‌شوند تا عیار متوسط بدست بیاید و این ۰/۳ درصد لحاظ شده است. طبق این تعریف عملگر مناسب برای عضویت دهی فازی Gaussian می‌باشد که اطلاعات ورودی به تابع برای تمامی پله‌ها، Midpoint عدد ۰/۳ و Spread عدد ۳۰ می‌باشد.



عضویت‌دهی فازی معیار وضعیت عیاری براساس عملگر Gaussian برای پله ۳۳۹۳ فاز ۱ به صورت نقشه Raster

۲-۵-۲. معیار فاصله تا مقصد

استخراج بلوک‌های کانسنگ و باطله باید به گونه‌ای باشد که حد متوسط فاصله تا مقصد رعایت شود در واقع نیاز است که بلوک‌های دور و نزدیک به مقصد با هم استخراج شوند و تعادل بین استخراج حفظ شود. عملگر مناسب برای عضویت دهی فازی در این حالت Gaussian می‌باشد.



عضویت‌دهی فازی معیار فاصله تا مقصد براساس عملگر Gaussian برای پله‌های فاز ۱ به صورت نقشه Raster

۲-۵-۳. معیار وضعیت عیاری پله‌های زیرین

استخراج بلوک‌های کانسنگ و باطله باید به صورت ترکیبی در پله‌های مختلف معدن انجام بپذیرد به همین منظور جهت استخراج بلوک‌ها باید عیار بلوک‌های کانسنگ پله زیرین نیز در نظر گرفته شود در واقع باید استخراج به گونه‌ای باشد که عملیات آماده‌سازی برای پله‌های زیرین انجام شود. طبق این تعریف عملگر مناسب برای عضویت دهی فازی Linear می‌باشد.

۲-۵-۴. معیار وضعیت استخراجی پله بالایی

معیار وضعیت استخراجی پله بالا در واقع ترکیب استخراج از پله بالا به پایین را مشخص می‌کند. در این مرحله نیاز است که وضعیت استخراج پله اول (پله ۳۴۴۳) با ترکیب وزنی ۳ معیار فاصله تا مقصد، عیار ماده معدنی و وضعیت عیاری پله زیرین برای کانسنگ و ۲ معیار فاصله تا مقصد و وضعیت عیاری پله زیرین برای باطله طبق روش شرح داده شده و اوزان بدست آمده تعیین شود. سپس وضعیت نهایی استخراج پله دوم (پله ۳۴۳۱) با ۴ معیار برای کانسنگ و ۳ معیار برای باطله که یکی از معیارها وضعیت استخراجی پله ۳۴۴۳ می‌باشد، تعیین و به همین ترتیب تا پله پنجم وضعیت استخراجی هر پله با توجه به نتایج پله بالایی تعیین می‌گردد. برای پله آخر (پله ۳۳۸۱) معیار وضعیت استخراج نهایی آن با ۳ معیار عیار ماده معدنی، فاصله تا مقصد و وضعیت استخراجی پله بالا برای کانسنگ و ۲ معیار فاصله تا مقصد و وضعیت استخراجی پله بالا برای باطله تعیین می‌شود.

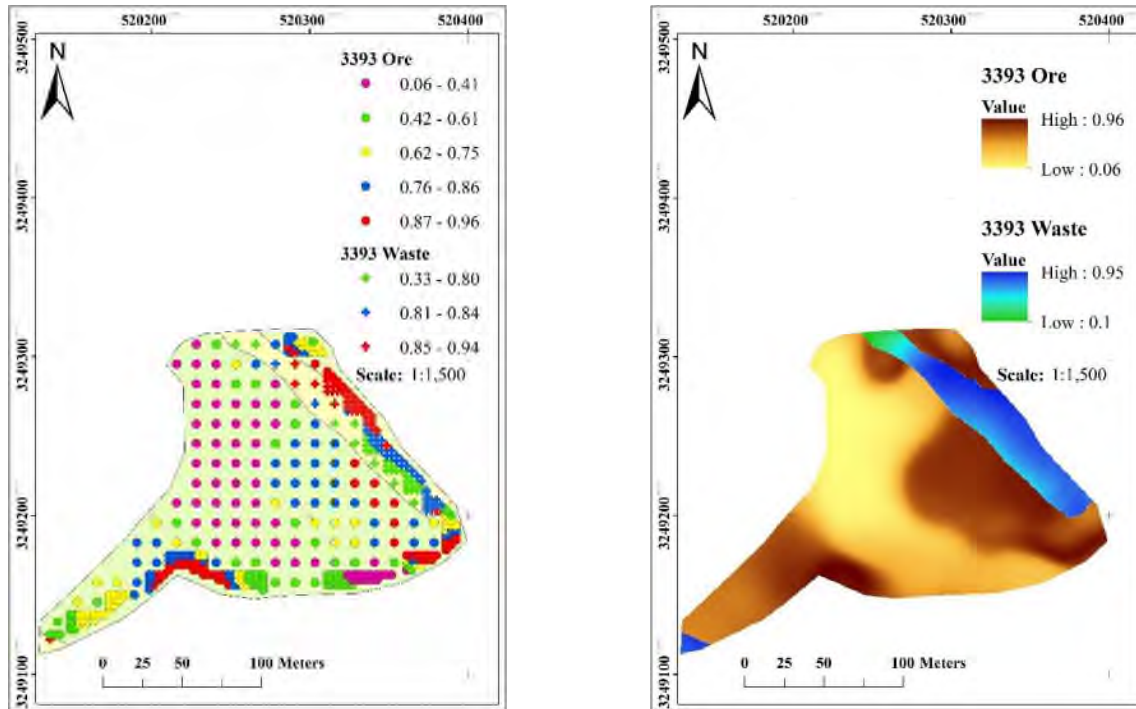
۲-۶. بحث و نتایج

۲-۶-۱. تجمیع وزن‌دار

پس از آماده‌سازی معیارهای اطلاعاتی برای هر پله، مرحله نهایی ترکیب وزنی خطی اطلاعات هر پله به تفکیک باطله و کانسنگ است به صورتی که وزن بدست آمده از نظرات افراد خبره برای هر معیار در آن ضرب می‌شود و سپس تمام معیارها باهم



جمع می‌شوند. در واقع ضریب اهمیتی که در معیار رستری ضرب می‌شود، در تک تک ارزش پیکسل‌های نقشه رستری ضرب می‌شود که ارزش هر پیکسل نشان‌دهنده اهمیت آن نقطه از معیار است در آخر ارزش هر پیکسل که بین ۰ تا ۱ بدست می‌آید نشان دهنده اولویت استخراج در هر پله است.



نقشه نهایی اولویت‌بندی استخراج کانسنگ و باطله پله ۳۳۹۳ فاز ۱ به صورت رستری و نقطه‌ای نشان‌دهنده هر بلوک.

شکل بالا تشکیل شده از نقشه‌های رستری به تفکیک باطله و کانسنگ می‌باشد که طیف رنگی زرد قهوه‌ای مناطقی از کانسنگ را نشان می‌دهد که اولویت استخراج با مناطق قهوه‌ای است و هر چه به سمت مناطق زرد رنگ از هر پله حرکت شود از اولویت آن کاسته می‌شود به همین ترتیب برای باطله نیز اولویت استخراج با مناطق آبی و به سمت طیف سبز رنگ از اولویت آن کاسته می‌شود و نقشه‌های به صورت نقطه‌ای که هر کدام از نقاط محل یک بلوک کانسنگ و باطله را نشان می‌دهد که طبق راهنمای نقشه اولویت استخراج با بلوک‌هایی است که کد نزدیک به ۱ دارند و کدهای نزدیک به صفر اولویت آخر را شامل می‌شوند. نرم‌افزار GIS اولویت‌بندی هر بلوک کانسنگ و باطله را به صورت مجزا انجام داده است اما بدلیل محدودیت و ازدحام رنگ در اشکال، امکان نشان دادن اولویت تمام بلوک‌ها در یک تصویر نمی‌باشد به همین دلیل بلوک‌های کانسنگ به ۵ دسته و بلوک‌های باطله به ۳ دسته طبق الگوریتم Quantile تقسیم‌بندی شده است.

بحث

۳. نتیجه‌گیری

- تحلیل سلسله مراتبی فازی اولویت استخراج بلوک‌های کانسنگ و باطله را به تفکیک هر پله را محاسبه کرد.
- این روش تحلیل قادر است تمام نقاط یک محدوده معدنی را از نظر استخراج، اولویت بندی کند.
- با روش تحلیل سلسله مراتب فازی بدلیل این‌که اولویت استخراج هر بلوک به صورت مجزا مشخص می‌شود، تناژ روزانه و ماهانه هر مقداری باشد می‌توان بر اساس اولویت بدست آمده، استخراج بلوک‌ها را انجام داد.



- تحلیل سلسله مراتبی فازی یک ایده نو در تعیین اولویت استخراج بلوک‌های معدن می‌باشد که در مقایسه با نرم‌افزارهای مشابه از انعطاف‌پذیری بالایی برخوردار است و تفاوت عمده‌ای که با نرم‌افزارهای دیگر دارد در نحوه انجام پروژه است. در واقع نرم‌افزارهای مشابه؛ یک قالب کد نویسی شده هستند که ورودی‌های از قبل تعریف شده را دریافت می‌کنند و با پردازش داخلی خود، خروجی را ارائه می‌دهند اما این روش در نرم‌افزار Arc GIS ورودی نامحدود دارد و هیچ محدودیتی از قبل وجود ندارد و تمام قیدها را می‌توان تعریف و اجرا کرد.

منابع

- [1] Newman, A. M., Rubio, E. Caro, R. Eurek, K. (2010). "A review of operations research in mine planning." *Interfaces* 40(3): 222-245.
- [2] Denby, B. and D. Schofield (1995). Inclusion of risk assessment in open-pit design and scheduling. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*.
- [3] M. Ataei; M. Jamshidi; F. Sereshki; S.M.E. Jalali. (2008). "Mining method selection by AHP approach." *Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy* 108(12): 741-749.



تحلیل عددی بار استاتیکی وارد بر قطعات بتنی پیش ساخته تونل (مطالعه موردی: تونل خط ۲ قطارشهری شیراز)

عباس نوری نژاد

دانشجوی مقطع دکتری، گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کاشان

A_noorinezhad@yahoo.com

مجید نوریان بیدگلی*

عضو هیات علمی، گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کاشان

noriyan@kashanu.ac.ir

چکیده

امروزه در شهرهای بزرگ، توسعه زیرسطحی سیستم حمل و نقل همگانی از طریق تونل‌های قطارشهری یکی از بهترین روش‌های کاهش حجم ترافیک و هر نوع آلودگی و افزایش سرعت انتقال مسافران محسوب می‌گردد. در این خصوص استفاده از ماشین حفاری تونل، انتخاب مناسبی برای حفر مکانیزه تونل نسبت به روش‌های سنتی نظیر چالزنی و آتشیاری است. سرعت بالای حفاری و نصب نگهدارنده دائم تونل، یعنی قطعات بتنی پیش ساخته (سگمنت)، از مزایای عمده این ماشین می‌باشد. سگمنت شامل یک قالب سازه‌ای فرم داده شده توسط آرماتور و بتن قالب‌گیری شده با شکل و ابعاد هندسی مختلف می‌باشد که دور تا دور تونل، پشت سینه کار پیشروی، قرار می‌گیرد و یک سیستم نگهداری یکپارچه را تشکیل می‌دهد. سگمنت باید به نحوی طراحی شود که در برابر بارهای خارجی وارد از طرف خاک و سنگ در برگیرنده تونل مقاوم باشد تا جابجایی‌های زمین و در نتیجه نشست سطح زمین کنترل گردد. هدف از انجام این مقاله، تعیین بار وارد بر سگمنت‌های استفاده شده در تونل‌های خط ۲ قطارشهری شیراز است. بدین منظور بر پایه روش تفاضل محدود و به کمک نرم‌افزار FLAC، ضمن مدل‌سازی عددی شرایط حاکم در منطقه، بار استاتیکی وارده بر سگمنت تونل مذکور بدست آمده و نتایج آن با روش تئوری قوس فشار ترزاقی مقایسه شده است. نزدیک بودن نتایج روش عددی با تئوری نشان می‌دهد که مدل‌سازی عددی راهکاری مناسب برای تجزیه و تحلیل پایداری و طراحی سیستم نگهداری تونل‌ها در راستای کاهش ریسک پروژه در شرایط مختلف و پیچیده زمین است.

کلمات کلیدی: سگمنت، مدل‌سازی عددی، روش تفاضل محدود (FDM)، تونل، قطار شهری شیراز، نرم‌افزار FLAC.



Numerical analysis of static load applied to the tunnel's precast concrete segment (Case study; Shiraz metro Line 2 tunnel)

Abbass Noorinezhad

Mining Engineering Department, Faculty of Engineering, University of Kashan
A_noorinezhad@yahoo.com

Majid Noorian-Bidgoli*

Mining Engineering Department, Faculty of Engineering, University of Kashan
norijan@kashanu.ac.ir

Abstract

Nowadays in large cities, the subsurface development of public transportation system through metro tunnels is one of the best ways to reduce the volume of traffic and any kind of pollution, and increase the speed of passengers transport. In this regard, the use of tunnel boring machine (TBM) is a good choice for mechanized tunnel excavation compared to traditional methods such as drilling and blasting. The high speed of excavation and installation of the tunnel permanent support, namely the precast concrete segment, are the major advantages of this machine. The segment includes a structural formwork formed by rebar and molded concrete with different geometric shapes and dimensions that is placed around the tunnel, behind the face advance, and formed a uniform support system. The segment should be designed in such a way that resistant to external loads applied from the soil and rock surrounding the tunnel to control the ground movements and consequently the land subsidence. The aim of this paper is to determine the applied load to the segments used in the Shiraz metro tunnel line 2. For this purpose, based on the finite difference method (FDM) and by using FLAC code, in addition to the numerical modeling of existing conditions in the region, the static load applied to the tunnel's precast concrete segments obtained and its results have been compared with the Terzaghi's rock-load theory. The similarity of the numerical and theoretical results shows that the numerical modeling is an appropriate approach to stability analysis and design of the tunnels support system in order to reduce project risk in the different and complex ground conditions.

Keywords: Segment, Numerical modeling, Finite difference method (FDM), Tunnel, Shiraz metro, FLAC software.



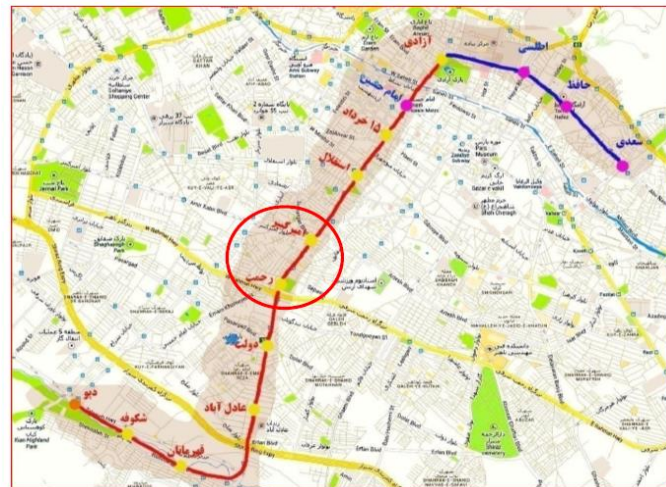
۱. مقدمه

امروزه استفاده از فضاهای زیرزمینی در نواحی شهری، یکی از معیارهای مهم توسعه‌یافتگی در راستای بهبود کیفیت زندگی است. در این خصوص توسعه قطارشهری از طریق حفر تونل‌های متعدد در نواحی پر جمعیت، راهکاری مناسب برای صرفه‌جویی در وقت و انرژی و کاهش معضلات متعدد ترافیکی در جابجایی مسافری است. پایدار سازی این نوع تونل‌ها از طریق انتخاب، طراحی و نصب سیستم نگهداری یکی از موضوعات مهم در علوم زمین می‌باشد. آنچه که در این زمینه مهم است برآورد صحیح از میزان بار وارد بر نگهدارنده در زمان بهره‌برداری از تونل‌های شهری است تا ریسک پروژه کاهش و ضریب ایمنی افزایش یابد. قطعات بتنی پیش‌ساخته (سگمنت) معمولاً در روش حفاری مکانیزه به کمک ماشین حفاری تونل (TBM)، به عنوان نگهدارنده دائم کاربرد برای تونل استفاده می‌شود. به دلیل اهمیت نگهداری تونل به منظور جلوگیری از ریزش‌های احتمالی سقف تونل و نشست سطح زمین در مناطق شهری، لذا این نوع سیستم‌های نگهداری باید در مقابل انواع بارهای موجود در منطقه نظیر؛ فشار زمین، فشار آب، فشار بارسنگ، بارهای مرده و ... مقاوم باشد. بدین منظور طی سالهای گذشته محققین مختلفی سعی نموده‌اند از روش‌های متعددی نظیر؛ روش‌های تجربی، تحلیلی و عددی در تخمین بار وارد بر پوشش‌های بتنی مذکور استفاده نمایند [۱-۴].

در این مقاله ضمن معرفی و تشریح ویژگی‌های پروژه قطارشهری شیراز، بخشی از آن (تونل خط ۲) توسط روش عددی تفاضل محدود و با بکارگیری نرم‌افزار FLAC مدل‌سازی شده است. هدف از مدل‌سازی تعیین بار استاتیکی وارد بر سگمنت‌های طراحی شده در این تونل بوده است. در پایان نیز نتایج بدست آمده با مقادیر بدست آمده از روش تئوری مقایسه شده است.

۲. معرفی تونل خط ۲ قطارشهری شیراز

مسیر خط ۲ قطارشهری شیراز با طولی حدود ۱۴/۱ کیلومتر، شامل ۱۳ ایستگاه، از میدان سعدی در شمال شیراز شروع شده، خط یک را در میدان امام حسین (ع) قطع کرده و در امتداد خیابان انقلاب اسلامی به سمت میدان امیرکبیر و از آنجا در امتداد بلوار عدالت به سمت میدان قهرمانان ادامه می‌یابد (شکل ۱). برای اتصال میان ایستگاه‌ها از دو تونل موازی به قطر داخلی ۶ متر و فاصله مرکز به مرکز حدوداً ۱۵ متر استفاده شده است. حفاری این تونل‌ها در پروژه مذکور به روش مکانیزه توسط ماشین حفاری تونل (TBM) از نوع متعادل کننده فشار زمین (EPB) می‌باشد.

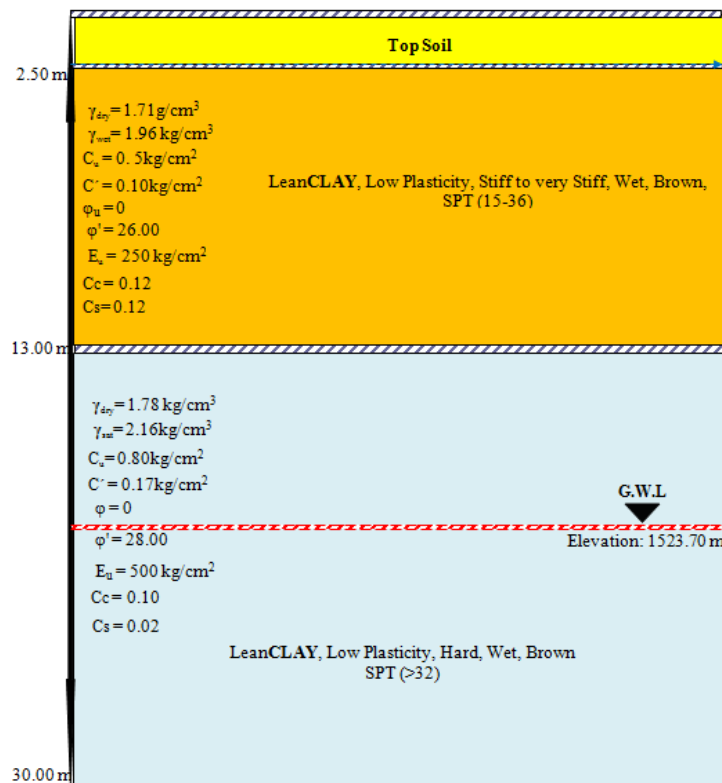


شکل ۱- مسیر خط ۲ قطارشهری شیراز [۵]



بطور کلی مسیر خط ۲ متروی شیراز تقریباً از تمام آبرفت‌های شیراز عبور می‌کند. لذا مواد دربرگیرنده تونل بیشتر از خاک‌های رسی و ماسه‌ای تا گراول‌های درشت دانه به همراه قلوه سنگ تشکیل شده است. پارامترهای ژئوتکنیک ناحیه مورد نظر بر اساس گزارش ژئوتکنیک و خدمات مهندسی حد فاصل ایستگاه رحمت تا امیرکبیر مهندسین مشاور گمانه کاو، در نظر گرفته شده است. ارتفاع بار خاک تونل در این محدوده از ۹/۷۵ تا ۱۲/۵ متر می‌باشد.

به منظور تعیین پارامترهای فیزیکی و مکانیکی خاک، آزمایش‌های صحرایی از جمله؛ نفوذ استاندارد، دانسیته صحرایی و پرسیمتری در سایت پروژه، آزمایش‌های آزمایشگاهی فیزیکی شامل؛ دانه‌بندی، هیدرومتری، حدود اتربرگ، درصد رطوبت بر روی تمامی نمونه‌ها و همچنین آزمایش‌های آزمایشگاهی مقاومتی شامل؛ تک محوری، برش مستقیم، تحکیم و سه محوری بر روی برخی از نمونه‌های بصورت دست نخورده و با رطوبت طبیعی انجام گرفته است. با توجه به نتایج آزمایش‌های انجام شده، مقطع ژئوتکنیک شامل؛ وضعیت لایه بندی زمین و پارامترهای مهندسی خاک مورد استفاده در این تحقیق، در شکل ۲ ارائه شده است. همچنین خصوصیات مهندسی ژئوتکنیکی واحدهای مختلف خاک در برگیرنده تونل در جدول ۱ ارائه گردیده است.



شکل ۲- مقطع ژئوتکنیکی منطقه مورد مطالعه (حد فاصل ایستگاه‌های رحمت تا امیرکبیر) [۵]

با توجه به شکل ۳، تونل دارای شکل مقطع دایره‌ای است که با احتساب اجرای سگمنت، دارای قطر داخلی ۶ متر می‌باشد. در این پروژه، سگمنت‌ها از نوع تتراگونال بوده که هر رینگ کامل آن، از ۶ قطعه بتنی پیش ساخته تشکیل شده است که یکی از آنها سگمنت کلید می‌باشد. در جدول ۲ مشخصات مکانیکی سگمنت‌های مورد استفاده ارائه شده است.

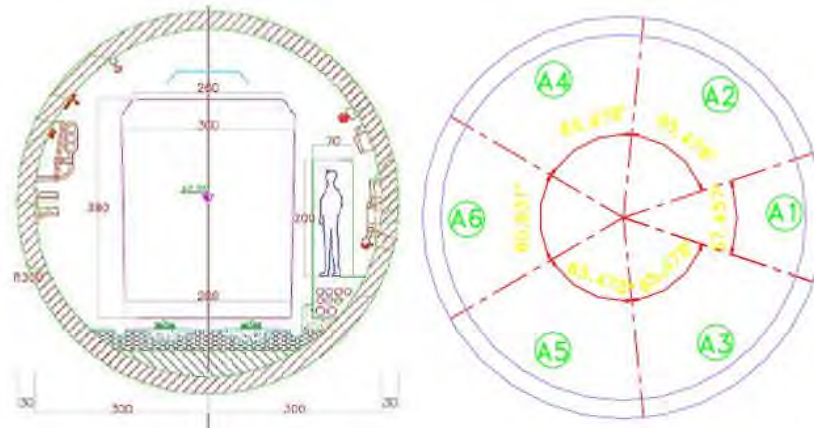


بیست و سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران
 ۲۰ و ۲۱ آبان‌ماه ۱۳۹۹
 The 23rd Symposium of Geological Society of Iran
 10-11 November, 2020



جدول ۱- خصوصیات مکانیکی منطقه مورد مطالعه [۵]

مقادیر			پارامتر	
لایه رسی با تراکم سخت (Hard)	لایه رسی با تراکم سفت (Stiff) تا خیلی سفت (VeryStiff)	واحد		
>32	15<N<32	--	N	تعداد ضریبات SPT
0.7-0.9-----0.8	0.50	(Kg/cm ²)	C _U	مقاومت چسبندگی زهکشی نشده
0.17	0.10	(Kg/cm ²)	C _D	مقاومت چسبندگی زهکشی شده
0.0	0.0	(deg)	Φ _U	زاویه اصطکاک داخلی زهکشی نشده
28.00	26.00	(deg)	φ _D	زاویه اصطکاک داخلی زهکشی شده
0.44	0.40	--	v	ضریب پواسون زهکشی نشده
(400-600)-----500	(200-300)-----250	(Kg/cm ²)	E _u	مدول الاستیسیته زهکشی نشده بی سطحی
(3-5)E _u -----≈2000	(3-5)E _u -----≈1000	(Kg/cm ²)	E _{ur}	مدول الاستیسیته زهکشی شده (Unloading-Reloading)
E-6-E-7	E-5-E-6	Cm/s	K	ضریب نفوذپذیری
19-23	10-18	%	ω	درصد رطوبت
5-23	7-17	%	PI	دامنه خمیری
17-44	17-35	%	LL	حد روانی
-	1.81-2.12	(g/cm ³)	γ _w	وزن مخصوص مرطوب
2.02-2.30	-	(g/cm ³)	γ _{sat}	وزن مخصوص اشباع
1.70-1.89	1.65 - 1.80	(g/cm ³)	γ _s	وزن مخصوص خشک



شکل ۳- سطح مقطع تونل با در نظر گرفتن سیستم نگهداری



جدول ۲- مشخصات قطعات بتنی (سگمنت) بکاررفته در تونل [۵]

عرض سگمنت	$W = 1.4 \text{ m}$
ضخامت سگمنت	$t = 30 \text{ cm}$
مقاومت فشاری بتن	$f'_c = 450 \text{ kg/cm}^2$
مدول الاستیسیته بتن	$E_c = 320319 \text{ kg/cm}^2$

۳. محاسبه بارهای وارد بر پوشش بتنی

به منظور طراحی سازه ای سگمنت، در این مرحله انواع بارهای وارده بر پوشش بتنی در طول عمر سازه زیرزمینی باید تعیین و در طراحی منظور گردد. این بارها در واقع بارهای زمان بهره‌برداری هستند که عمدتاً متأثر از شرایط زمین‌شناسی و محیطی حاکم بر مسیر تونل می‌باشد. به عنوان نمونه، بارهای ناشی از فشار خاک یا سنگ روبراه تونل، فشار آب‌های زیرزمینی موجود در منطقه یا بارهای خارجی ناشی از وقوع زلزله از این نوع می‌باشند. به هر حال در این تحقیق، هدف تعیین بارهای استاتیکی وارد بر پوشش بتنی به شرح ذیل است:

(۱) بار مرده

بار مرده شامل وزن اجزای سازه می‌باشد. در تعیین این بار، چگالی بتن مسلح برابر با 2500 Kg/m^3 در نظر گرفته شده است.

(۲) بار هیدرو استاتیکی (آب)

طبق نقشه زمین‌شناسی موجود، به دلیل اینکه حداکثر ارتفاع تراز آب در منطقه مورد مطالعه پایین‌تر از کف تونل می‌باشد، لذا مقدار این بار برابر با صفر است.

(۳) بار ناشی از کاربری زمین بالای تونل

این بار ناشی از عبور تونل از زیر سازه‌های روزمینی است که باید اثر آن بر تونل در نظر گرفته شود. بر اساس توصیه اداره بزرگراه-های ایالات متحده (FHWA)، این بار معادل یک تن بر متر مربع در سطح زمین در نظر گرفته می‌شود [۶].

(۴) بار ناشی از فشار بار سنگ

از بین روش‌های تعیین بار ناشی از فشار بار سنگ روی تونل، در این تحقیق از دو روش تحلیلی و عددی استفاده شده است که در ادامه هر روش توضیح داده شده است.

۳-۱. روش تئوری

یکی از روش‌های تئوری-تحلیلی پرکاربرد در تعیین بار وارد بر سقف تونل، تئوری قوس فشار ترازقی است. در این روش فرض شده که با حفاری تونل قسمتی از سقف بالای آن به شکل گنبد سست می‌گردد (زون سست شده) و به ارتفاع این منطقه سست شده روی تونل بار قرار می‌گیرد. بر اساس این روش مقدار بار وارده بصورت تابعی از هندسه تونل و خصوصیات فیزیکی و مکانیکی خاک بوده و از روابط ۱ بدست می‌آید:



$$\sigma_v = \frac{B \cdot \gamma' - c}{k_0 \tan \phi} \left(1 - e^{-k_0 \tan \phi \frac{H_w}{B}} \right) + \frac{B \cdot \gamma - c}{k_0 \tan \phi} \left(e^{-k_0 \tan \phi \frac{H_w}{B}} - e^{-k_0 \tan \phi \frac{H}{B}} \right) + q_0 \cdot e^{-k_0 \tan \phi \frac{H}{B}}$$

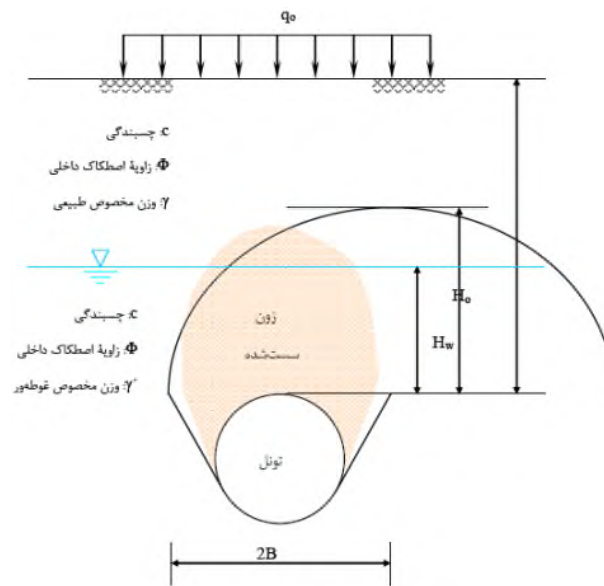
$$B = R \cdot \cot \left(\frac{\pi}{8} + \frac{\phi}{4} \right)$$

روابط ۱:

$$k_0 = 1 - \sin \phi$$

$$H_0 = H_w + \frac{\sigma_v - H_w \cdot \gamma'}{\gamma}$$

در این روابط مطابق با شکل ۴؛ K_0 ضریب فشار جانبی خاک در حالت اولیه (سکون)، σ_v تنش عمودی، H_0 ارتفاع زون سست شده، H_w ارتفاع آب روی سقف تونل، γ وزن مخصوص خشک، γ' وزن مخصوص اشباع، R شعاع تونل، B شعاع قوس فشار، c چسبندگی، ϕ زاویه اصطکاک داخلی، q_0 بار وارد بر سطح زمین می‌باشد.



شکل ۴- نمایی شماتیک از تئوری قوس فشار ترزاقی در تونل

همچنین بر اساس آیین نامه ژاپن، حداقل بار قائم مؤثر از رابطه فوق با توجه به مشخصات مقاومتی خاک و عمق تونل، کمتر از ۱ الی ۱/۵ برابر قطر تونل یا ۲۰ تن بر متر مربع نخواهد بود. معمولاً در این شرایط فشار جانبی خاک بر سازه تونل تابعی از بار قائم و از نوع فشار جانبی خاک در حالت اولیه با ضریب فشار جانبی K_0 در نظر گرفته می‌شود. بر اساس تئوری قوس فشار ترزاقی، در کیلومتراژ ۵+۸۴۰ با روباره حداقل (۹/۷۵ متر)، مقدار بار وارد بر پوشش بتنی در تونل فوق برابر ۱۵/۷ تن بر متر مربع می‌باشد که از حداقل مقدار توصیه شده در آیین نامه ژاپن کمتر بوده و همچنین در کیلومتراژ ۶+۳۲۰ با روباره حداکثر (۱۲/۵ متر)، مقدار بار وارد بر پوشش بتنی در تونل مذکور برابر با ۲۰/۲ تن بر متر مربع می‌باشد که از حداقل مقدار توصیه شده در آیین نامه ژاپن بیشتر می‌باشد.



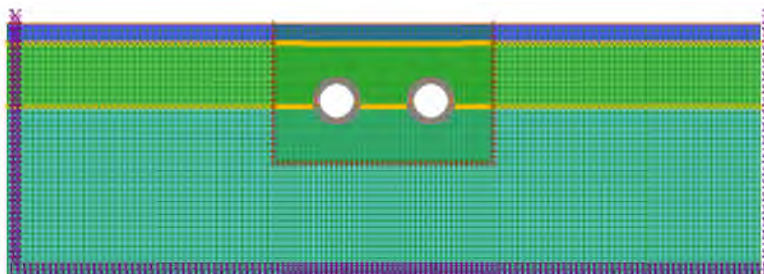
۲-۳. روش عددی

از بین روش‌های عددی مختلفی که وجود دارد، انتخاب صحیح یک روش عددی برای حل یک مسئله به توانایی و قابلیت‌های آن روش و محیط مورد بررسی بستگی دارد. بر اساس نوع محیط، روش‌های عددی به دو دسته پیوسته و ناپیوسته تقسیم می‌گردند. به طور کلی در روش‌های عددی معادله دیفرانسیل حاکم بر محیط توده خاک یا سنگ اطراف فضای حفاری شده با توجه به شرایط اولیه و مرزی موجود در منطقه حل شده و میزان جابجایی عمودی و افقی مختلف سطح بالای فضای حفاری شده مشخص می‌شود. خاک معمولاً یک محیط پیوسته فاقد ناپیوستگی است، لذا می‌توان از روش عددی تفاضل محدود در تحلیل سازه‌ها استفاده نمود. این روش زیر مجموعه روش‌های محیطی یا دیفرانسیلی برای تحلیل تنش-جابجایی اطراف فضای حفاری شده می‌باشد [۷].

FLAC2D یک نرم‌افزار عددی دو بعدی بر اساس روش تفاضل محدود است که در این تحقیق برای برآورد بار وارد بر پوشش بتنی تونل مذکور استفاده شده است. مراحل مدل‌سازی تونل نگهداری شده در این نرم‌افزار به شرح زیر می‌باشد که در این تحقیق هم بکار رفته است [۸]:

- ۱) انتخاب محدوده مناسبی اطراف تونل
- ۲) انتخاب مدل رفتاری مناسب
- ۳) تعیین هندسه تونل و اعمال شرایط مرزی و تنش‌های اولیه
- ۴) حل مدل تا رسیدن به تعادل قبل از حفاری
- ۵) حفاری تونل و تعیین میزان جابجایی
- ۶) آزاد سازی جابجایی
- ۷) اعمال سیستم نگهداری و حل نهایی مدل

معمولاً برای اینکه مدل تا حد امکان به واقعیت نزدیک تر شود، باید شرایط مرزی یا تکیه‌گاهی اولیه در فاصله مناسب انتخاب شود. لذا مرزهای جانبی مدل بایستی آنقدر از محدوده تونل فاصله داشته باشد تا تغییر محسوسی از نظر تنش و کرنش در المان‌های مرزی رخ ندهد و ضمناً نتایج بدست آمده تحت تأثیر محل قرار گیری مرزها نباشد. در این خصوص، انتخاب ابعاد مدل تا ۵ برابر قطر تونل از هر طرف تا مرز تونل می‌تواند تا حد قابل قبولی، شرط دست نخورده باقی ماندن تنش‌های برجا در مرزها را ارضا نماید. در این تحقیق مطابق با شکل ۵، مدل شامل دو تونل دوقلو مجاور هم‌دیگر واقع در کیلومتر ۸۴۰+۵ با حداقل روباره فرض شده است. به منظور در نظر گرفتن شعاع تأثیر حفاریات بعد از حفاری، طول و ارتفاع مدل به ترتیب برابر با ۱۲۰ و ۴۰ انتخاب شده است. همچنین لایه‌های مختلف زمین مطابق با مقطع قائم ژئوتکنیکی شکل ۲، در مدل در نظر گرفته شده است. برای اعمال شرایط مرزی، در این مدل مرزهای جانبی در جهت محور افقی و مرزهای پایینی در جهت قائم ثابت در نظر گرفته شده است.

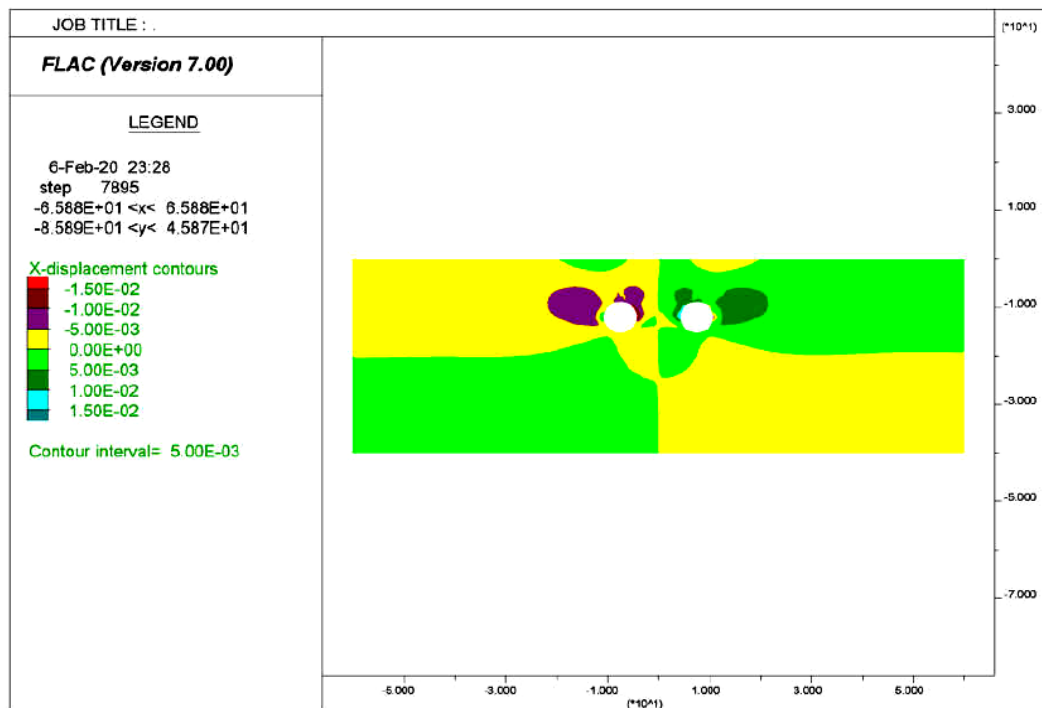


شکل ۵- هندسه مدل عددی ساخته شده

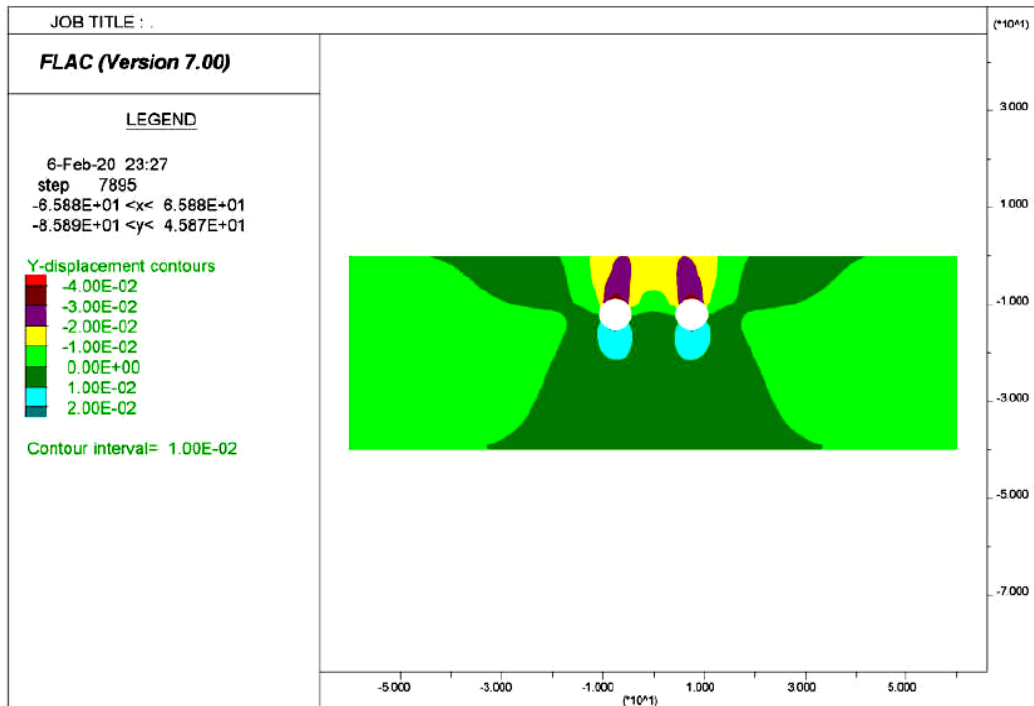


بعد از ساخت هندسه مدل، با انتخاب مدل رفتاری موهر-کلمب، خواص مواد مطابق با پارامترهای ژئوتکنیکی منطقه (جدول ۱) اعمال شده است. همچنین خاک اطراف تونل توسط المان‌های ۸ گره‌ای شبکه بندی شده است. از آنجائیکه قبل از حفاری تونل، زمین در حالت تعادل قرار دارد و حفر تونل باعث آشفتگی در وضعیت تنش‌ها و جابجایی‌ها می‌شود. لازم است تا قبل از حفاری، مدل را با توجه به خصوصیات ژئومکانیکی، شرایط مرزی و تنش‌های برجای تعریف شده حل کرده و پس از به تعادل رسیدن مدل، جابجایی در گره‌ها صفر شود. شرط به تعادل رسیدن مدل این است که مقدار نیروهای نامتعادل کننده خیلی کوچک شود. لذا با تعادل رسیدن مدل و صفر نمودن جابجایی، حفاری تونل انجام شده و میزان جابجایی تونل تعیین شده است. در شکل‌های ۶ و ۷ کانتورهای جابجایی پس از حفاری تونل به ترتیب در دو راستای X و Y نشان داده شده است. مطابق این شکل‌ها، حداکثر مقدار جابجایی افقی برابر با ۱ سانتیمتر و در دیواره تونل و همچنین حداکثر مقدار جابجایی قائم برابر با ۴ سانتیمتر و در سقف تونل ایجاد شده است.

در ادامه نیز ضمن مدل‌سازی و اعمال سیستم نگهداری تونل (پوشش بتنی سگمنت)، مقدار بار وارد بر آن بدست آمده است. بدین منظور با استفاده از المان ساختاری موجود در نرم‌افزار، پوشش بتنی سگمنت به صورت یک رینگ (حلقه) کامل ساخته شده است. در این حالت بارهای موجود در منطقه بر پوشش نگهدارنده مذکور اعمال می‌گردد. لازم به ذکر است، با توجه به اینکه در زمان اجرا تونل مذکور فاصله بین سینه کار تا محل نصب سگمنت (انتهای شیلد) حدوداً ۱۰ متر می‌باشد، اثر مخروطی شکل شیلد باعث می‌شود تا زمین قبل از اینکه بر روی سازه اعمال نیرو نماید، مقداری جابجایی رخ دهد (جابجایی اولیه). این میزان جابجایی قبل از نصب سگمنت در حدود ۳ سانتی‌متر در تاج تونل فرض شده که در مدل اعمال شده است. در پایان به منظور اجرای مدل، باری معادل با ۵ تن بر متر مربع در محدوده خیابان و ساختمان و به صورت متقارن روی پوشش بتنی تونل اعمال شده است.



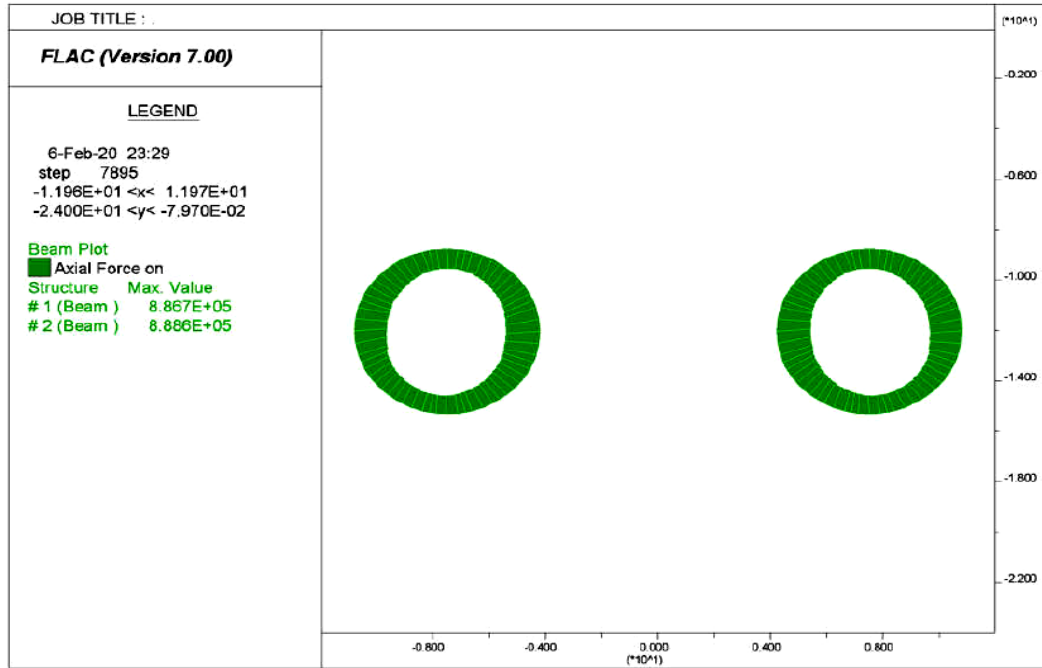
شکل ۶- وضعیت جابجایی اطراف تونل‌ها در راستای محور X



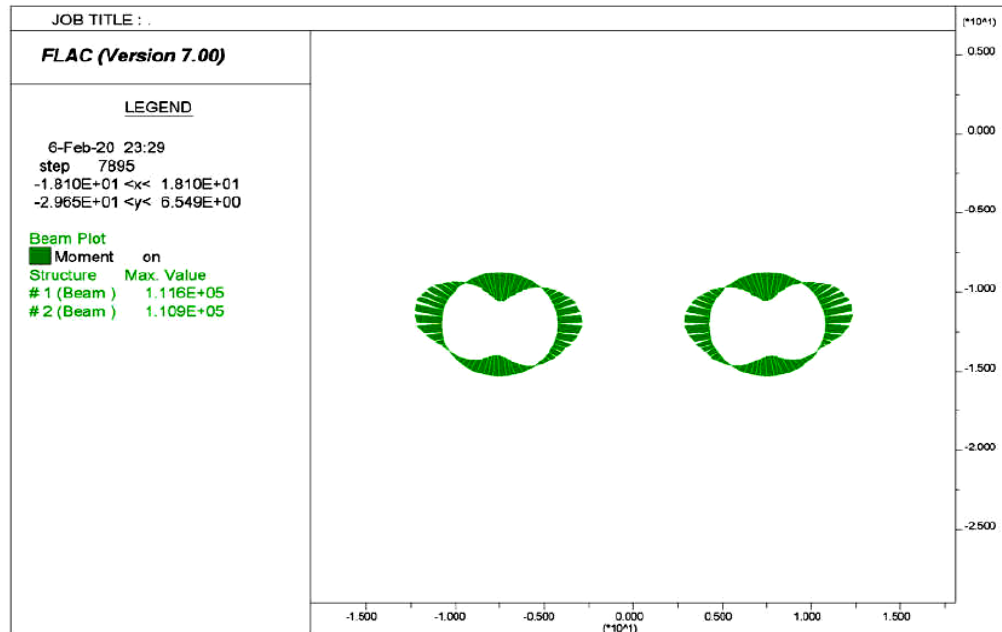
شکل ۷- وضعیت جابجایی اطراف تونل‌ها در راستای محور y

در شکل ۸ نیروهای محوری اعمالی بر روی پوشش بتنی سگمنت تونل ناشی از بار خاک وارد بر سقف تونل را نشان می‌دهد که بر اثر تنش‌های وارد به سگمنت بر اساس شرایط موجود در منطقه بدست آمده است. مطابق این شکل، در تونل‌های دو قلو تنش اعمال شده به سطح مقطع سگمنت ناشی از بار خاک وارده، باعث بوجود آمدن نیروی‌های محوری ۸۸/۶ و ۸۸/۸ تن در تونل یک و دو می‌شود. در ادامه برای بدست آوردن بار وارد بر سگمنت‌ها در تونل یک و دو، باید نیروی محوری بدست آمده ناشی از بار خاک را بر سطح مقطع سگمنت $S=5.9m^2$ تقسیم گردد. لذا بار وارد بر سگمنت تونل‌های یک و دو به ترتیب برابر ۱۵ و ۱۵/۱ تن بر متر مربع محاسبه شده است. این مقادیر با مقادیر بدست آمده از روش تئوری قوس فشار در این عمق روباره (یعنی ۱۵/۷ تن بر متر مربع) بسیار نزدیک است.

همانطور که در شکل ۹ مشاهده می‌شود، اعمال نیروی‌های محوری در سگمنت‌ها توسط بار خاک باعث شده که در تونل اول و دوم سقف و کف تونل به سمت داخل و دیواره‌ها به سمت بیرون جابجا شوند. لذا بار خاک تونل باعث ایجاد نیروی لنگر خمشی اعمالی در سگمنت‌های تونل می‌شود. مطابق این شکل، حداکثر مقدار نیروی لنگر خمشی بدست آمده در تونل اول برابر با ۱۱/۲ تن و در تونل دوم برابر با ۱۱/۱ تن می‌باشد. بدست آمدن نیروی لنگری خمشی اعمالی در سگمنت ناشی از بار خاک تونل عموماً در طراحی خود سازه بتنی پیش ساخته و همچنین نوع آرماتورها و چیدمان آرماتورهای خمشی موجود در سگمنت‌ها موثر است. همچنین با تعیین نیروی لنگر خمشی، سازه بتن از لحاظ تغییر شکل و گسیختگی قابل کنترل می‌باشد. با توجه به نیروی لنگری خمشی بدست آمده در تونل‌ها، هرچه در طراحی سازه بتنی سطح مقطع آرماتور کمتر باشد، پوشش بتنی بکار رفته شکل پذیرتر می‌گردد.



شکل ۸- نیروهای محوری اعمالی به پوشش بتنی (سگمنت) تونل



شکل ۹- نیروی لنگری خمشی اعمالی به پوشش بتنی (سگمنت) تونل



۴. نتیجه‌گیری

تونل‌های شهری بدلیل نیاز به روش حفاری با سرعت بالا و کاهش نشست سطح زمین، اغلب توسط ماشین‌های حفاری تمام مکانیزه (TBM) ایجاد می‌شوند. در این روش حفاری و نگهداری تونل همزمان انجام می‌گردد، لذا میزان جابجایی زمین بعد از حفاری نسبت به روش‌های سنتی حفر تونل می‌تواند بسیار کم باشد. در این شرایط معمولاً از پوشش‌های بتنی پیش‌ساخته چند قطعه‌ای (سگمنت) در تونل‌های دایره‌ای شکل به عنوان سیستم نگهداری یکپارچه جهت جلوگیری از تغییرشکل‌های ناشی از اعمال بار وارد بر تونل استفاده می‌شود. بنابراین طراحی دقیق این نوع سازه‌ها، متناسب با شرایط زمین‌شناسی منطقه، گامی بسیار مهم و ضروری است. در این مقاله سعی شده با شبیه‌سازی بخشی از تونل قطارشهری شیراز (تونل خط ۲)، پایداری استاتیکی سگمنت‌های طراحی شده در تونل مذکور ارزیابی گردد. بدین منظور از کد عددی تفاضل محدود FLAC2D استفاده شده و نتایج نهایی بدست آمده از آن با روش تئوری قوس فشار ترزاقی مقایسه شده است. تجزیه و تحلیل نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که روش‌های تحلیل عددی می‌تواند راهکار مناسبی در طراحی و ساخت سیستم‌های نگهداری تونل‌ها در شرایط مختلف و پیچیده زمین باشد. در این صورت می‌توان از نتایج بدست آمده از این روش‌ها با ضریب اطمینان بالا، در راستای کاهش ریسک پروژه‌های مهندسی سنگ و خاک استفاده نمود.

منابع

- [۱] مقبلی اسکویی آ.، عجم زاده ح.، منصورزاده س.، اسمعیل پورقمشلو ر. "کاربرد روش تونل کاری کم عمق برای حفاری کراس اور در خاک ضعیف (مطالعه موردی: متروی شیراز)". پژوهشنامه حمل و نقل. ۱۳۹۷. دوره ۱۵، شماره ۵۷، صفحه ۶۰-۴۵.
- [2] Liu N, Huang Q, Ma Y, Bulut R, Peng J, Fan W, Men Y. "Experimental study of a segmented metro tunnel in a ground fissure area". *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. 2017. 100: 410-416
- [3] Avanaki MJ, Hoseini A, Vahdani S, de la Fuente A. "Numerical-aided design of fiber reinforced concrete tunnel segment joints subjected to seismic loads". *Construction and Building Materials*. 2018. 170: 40-54
- [4] Molins C, Arnau O. " Experimental and analytical study of the structural response of segmental tunnel linings based on an in situ loading test. Part 1: Test configuration and execution". *Tunnelling and Underground Space Technology*. 2011. 26(6): 764-777.
- [۵] مهندسین مشاور گمانه کاوگزارش. " گزارش ژئوتکنیک و خدمات مهندسی حد فاصل ایستگاه رحمت تا امیر کبیر بخشی از خط ۲ قطار شهری شیراز ". ۱۳۹۷.
- [6] National Highway Institute (US), Parsons, Brinckerhoff, Quade and Douglas. "Technical manual for design and construction of road tunnels-civil elements". AASHTO. 2010.
- [7] Jing L, Hudson JA. "Numerical methods in rock mechanics". *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*. 2001. 39(4): 409-427.
- [۸] شهریار ک.، رضوانی س.، کریمیان م. " مبانی تحلیلی دینامیکی محیط های سنگی و خاکی با استفاده از نرم افزار FLAC". انتشارات قرارگاه سازندگی کربلا. چاپ اول. ۱۳۹۳.



تحلیل عددی رفتار تغییر شکل پذیری تونل واقع در توده سنگ درزه‌دار (مطالعه موردی: تونل آب بر سد سیمره)

محمد القاصی چگنی

دانشجوی مقطع دکتری، گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کاشان

mani862@gmail.com

مجید نوریان بیدگلی*

عضو هیات علمی، گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کاشان

noriyan@kashanu.ac.ir

چکیده

توده سنگ بر خلاف ماده سنگ که محیطی پیوسته می‌باشد، معمولاً شامل ناپیوستگی‌هایی نظیر درزه است که محیط را ناپیوسته می‌نماید. لذا تعیین رفتار مکانیکی (تغییر شکل پذیری، مقاومتی و ...) چنین محیطی، فرآیندی پیچیده و مشکل است. در این نوع مسائل معمولاً مدل‌سازی توده سنگ به کمک روش‌های عددی، تنها روشی است که می‌تواند رفتار محیط را درست و سریع پیش‌بینی نماید. روش اجزای مجزا از جمله روش‌های عددی قدرتمندی است که می‌تواند محیط‌های سنگی ناپیوسته را با ایجاد سیستم بلوک‌های سنگی، مدل‌سازی نماید. 3DEC کد عددی سه بعدی بر پایه روش اجزای مجزا می‌باشد که قادر به مدل‌سازی توده سنگ درزه‌دار است. در این مقاله تلاش شده است با استفاده از این نرم‌افزار، رفتار تغییر شکل پذیری تونل آب بر سد سیمره بررسی گردد. بدین منظور ضمن بررسی ناپیوستگی‌های موجود در منطقه، دسته درزه‌های غالب در محیط تعیین شده و در ادامه به مدل‌سازی تونل واقع در توده سنگی شامل دسته درزه‌های مذکور پرداخته شده است. تحلیل تنش-جابجایی مدل، در دو مرحله قبل و بعد از نصب سیستم نگهداری (نوعی پیچ سنگ تمام تزریق) تونل انجام شده است. نتایج نشان می‌دهد بعد از نگهداری تونل، حداکثر میزان جابجایی در سقف تونل برابر با ۶/۵ میلی‌متر است. در پایان نیز به منظور اعتبارسنجی، نتایج بدست آمده از تحلیل عددی با اطلاعات جمع‌آوری شده از ابزار دقیق (یک متر همگرایی‌سنج) نصب شده در مسیر تونل مقایسه شده است. مقایسه بین نتایج نشان می‌دهد که مقادیر جابجایی‌های محاسبه شده با مقادیر اندازه‌گیری شده در تونل بسیار نزدیک است.

کلمات کلیدی: توده سنگ درزه‌دار، تغییر شکل پذیری، روش اجزای مجزا (DEM)، تونل، سد سیمره، 3DEC.



Numerical analysis of deformability behavior of tunnel in the fractured rock mass (Case study: Water intake tunnel of Saymarch Dam)

Mohammad Alghasi Chegeni

Mining Engineering Department, Faculty of Engineering, University of Kashan
mani862@gmail.com

Majid Noorian-Bidgoli*

Mining Engineering Department, Faculty of Engineering, University of Kashan
noriyan@kashanu.ac.ir

Abstract

Unlike the rock material which is a continuous medium, the rock mass usually consists of discontinuities such as joint that changes the medium to discontinuous. Therefore, determining the mechanical behavior (deformability, strength, and ...) this medium is a complicated and difficult process. In this type of problems, usually the modeling of rock mass by numerical methods is the only approach to predict the behavior of medium accurately and quickly. The discrete element method (DEM) is one of the powerful numerical methods that can be modeled the discontinuous medium by making the rock blocks system. 3DEC is a three-dimensional numerical code based on the DEM which is able to model of the fractured rock mass. In this paper, it has been tried that the deformability behavior of the water intake tunnel of the Saymarch dam is investigated by the code. For this purpose, in addition to study the discontinuity of the region, the major joint sets are determined and then the modeling of tunnel located in the rock mass including these joint sets has been addressed. The stress/displacement analysis of the model has been done in two stages before and after installing the support system (fully grouting rockbolt). The results show that after supporting, the maximum displacement in the tunnel roof is 6.5 mm. Finally, in order to validate, the results obtained from the numerical analysis are compared with the collected data from the instrumentation (a convergence meter) were installed along the tunnel. Comparison between the results shows that the calculated displacements are very close to measured values in the tunnel.

Keywords: Fractured rock mass, Deformability, Discrete element method (DEM), Tunnel, Seymarch dam, 3DEC.



۱. مقدمه

به دلیل وجود انواع ناپیوستگی در توده سنگ، بررسی وضعیت پایداری حفریات واقع در آن (مانند یک تونل)، رفتار تغییرشکل-پذیری محیط قبل و بعد از انجام عملیات حفاری عموماً پیچیده و نامشخص است. در این موارد می‌توان از مدل‌سازی به عنوان روشی سریع و قدرتمند در طراحی انواع سازه‌های مهندسی سنگ با اهداف گسترده، بهره برد. به همین دلیل توسعه و استفاده از روش‌های عددی به منظور مدل‌سازی و حل مسائل مذکور، روز به روز طیف گسترده‌تری را شامل می‌شود [۱]. روش المان محدود (FEM)، تفاضل محدود (FDM) و المان مرزی (BEM) از جمله مهم‌ترین روش‌های عددی موجود در محیط‌های پیوسته و روش اجزای مجزا (DEM) نیز روش پرکاربرد در محیط‌های ناپیوسته‌ای نظیر توده سنگ درزه‌دار است. درزه‌ها معمولاً از نظر تعداد دارای فراوانی بالاتری نسبت به سایر ناپیوستگی‌های موجود در توده سنگ هستند که می‌توان آنها را به شکل‌های مختلف توسط روش اجزای مجزا مدل‌سازی نمود [۲]. توسط این روش، المان‌ها به عنوان بخشی از بلوک‌های سنگی سخت یا تغییرشکل‌پذیر تلقی شده که طی مراحل مختلف تحلیل تنش-جابجایی، روند حرکت آنها شناسایی و به روز رسانی می‌شود. 3DEC از جمله شاخص‌ترین کدهای عددی بر پایه روش اجزای مجزا است که می‌توان از آن برای حل مسائل مختلف موجود در علوم زمین در حالت سه بعدی استفاده نمود [۳-۴]. استفاده از روش عددی اجزای مجزا به کمک نرم افزار مذکور طی سالهای گذشته در تحلیل پایداری و طراحی سیستم نگهداری انواع فضاهای زیرزمینی استفاده شده است [۵-۱۲].

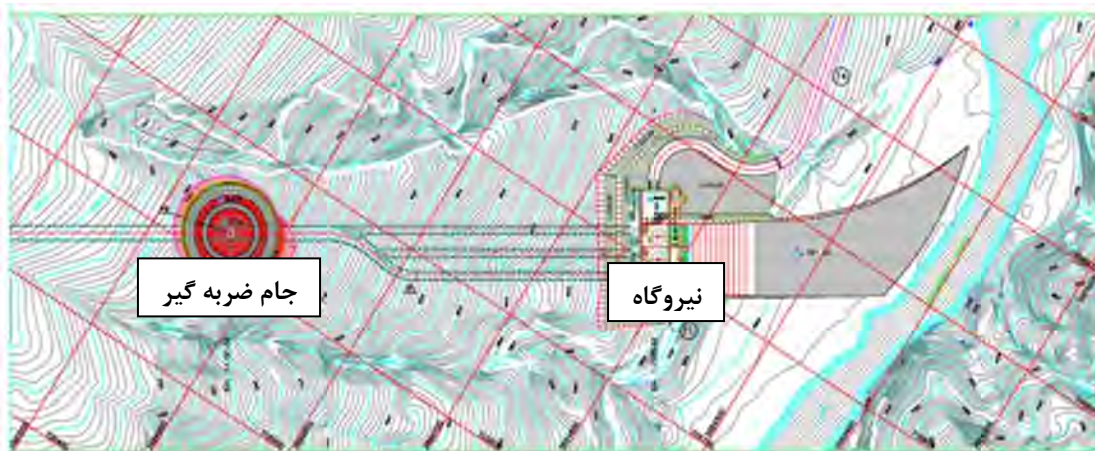
در این تحقیق با هدف بررسی رفتار تغییر شکل پذیری تونل واقع در توده سنگ درزه‌دار، از روش عددی اجزای مجزا استفاده شده است. بدین منظور پس از برداشت درزه‌های موجود در تونل آب‌بر سد و نیروگاه سیمره، دسته درزه‌های قالب در منطقه توسط نرم‌افزار Dips تعیین شده است. در مرحله با ساخت مدل سه‌بعدی توده سنگ، به کمک نرم‌افزار 3DEC تحلیل پایداری و تغییر شکل پذیری تونل مذکور انجام شده است. در پایان نیز نتایج مدل‌سازی عددی انجام شده با اطلاعات بدست آمده از ابزاربندی تونل مقایسه شده است.

۲. معرفی تونل آب‌بر سد و نیروگاه سیمره

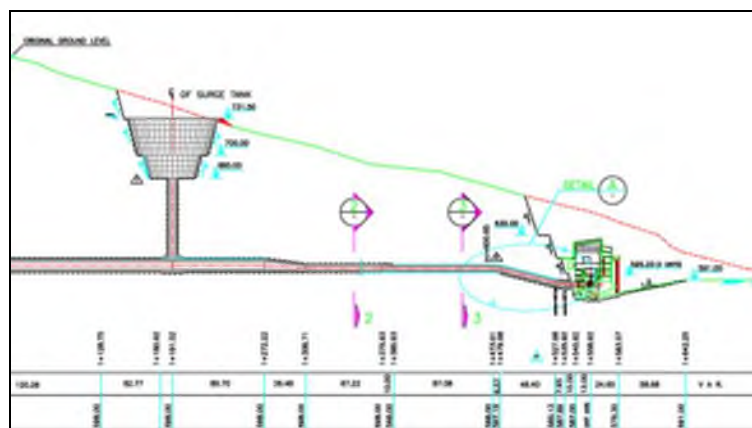
پروژه سد و نیروگاه سیمره در حدود ۴۰ کیلومتری شمال غربی شهرستان دره شهر و در ۱۰۶ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان ایلام واقع شده است (شکل ۱). تونل آب‌بر سد و نیروگاه سیمره، آب را از مخزن سد به سمت نیروگاه منتقل می‌کند. این تونل دارای سطح مقطع دایره‌ای، به قطر تمام شده ۱۱ متر می‌باشد که به روش چال‌زنی و آتشیاری و به طول ۱۵۴۶ متر حفاری شده است. به دلیل کامل‌تر بودن اطلاعات زمین‌شناسی و ژئومکانیکی در ۱۲۵۲ تا ۱۲۷۲ تونل، کلیه تحلیل‌های انجام شده در این تحقیق در این بازه مکانی (یعنی طولی با اندازه ۲۰ متر) در تونل انجام شده است. نمایی کلی از مسیر تونل آب‌بر سد و نیروگاه سیمره در شکل ۲ نشان داده شده است. همچنین پلان عرضی از تونل مذکور در شکل ۳ آورده شده است. بطورکلی تونل مذکور در سازند آهک آسماری قرار گرفته و شامل درزه‌های متعددی است که از سمت شمال غربی به جنوب شرقی امتداد یافته‌اند.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی سد و نیروگاه سیمره [۱۳]



شکل ۲. نمایی کلی از تونل آب‌بر سد و نیروگاه سیمره [۱۳]



شکل ۳. مقطع عرضی از تونل آب‌بر سد و نیروگاه سیمره [۱۳]

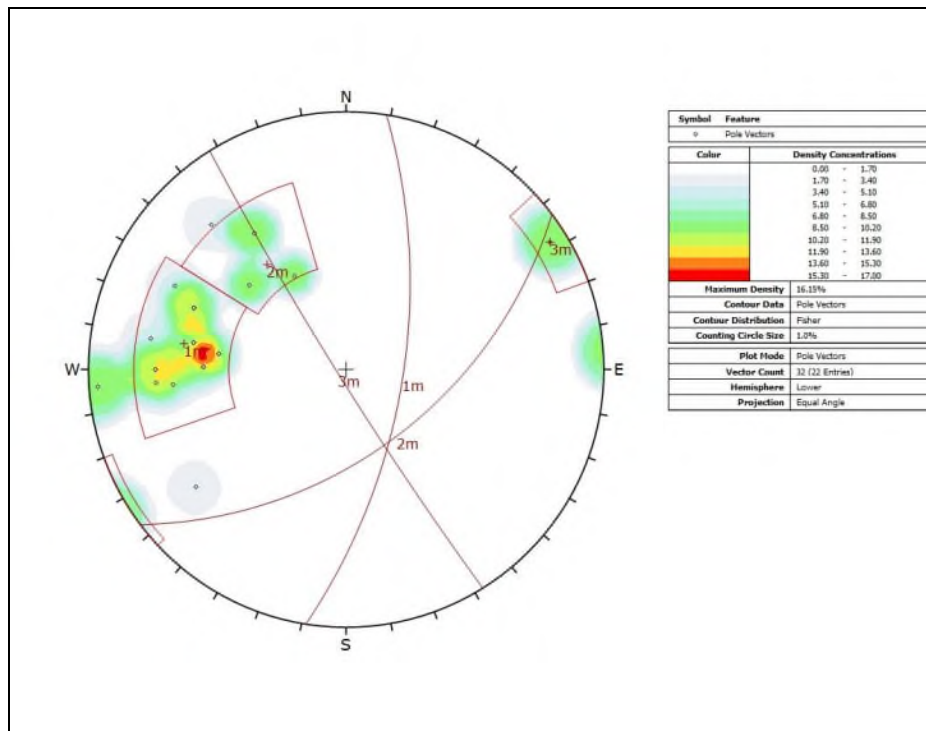


۱-۲. مطالعات درزه‌نگاری ساختمانی تونل

به منظور بررسی تاثیر ناپیوستگی‌های موجود در توده سنگ بر تغییر شکل پذیری تونل، نیاز به داشتن اطلاعاتی دقیق از تعداد و جهت‌داری آنهاست. منطقه مذکور شامل تعداد زیادی درزه است که به روش خط برداشت (Scan line) اطلاعات آنها جمع‌آوری شده است. در مرحله بعد به منظور تعیین تعداد دسته درزه‌های غالب در منطقه، از نرم افزار Dips استفاده شده است (شکل ۴). مطالعه و تحلیل درزه‌ها نشان می‌دهد که منطقه مذکور شامل سه دسته درزه غالب است که شیب و راستای متوسط هر کدام از آنها در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱. مشخصات دسته درزه‌های غالب در منطقه مورد مطالعه

دسته درزه	جهت شیب متوسط	شیب متوسط
۱	۲۷۹	۷۵
۲	۳۲۳	۵۴
۳	۵۸	۸۶



شکل ۴. تعیین دسته درزه‌های غالب در منطقه به کمک نرم‌افزار Dips

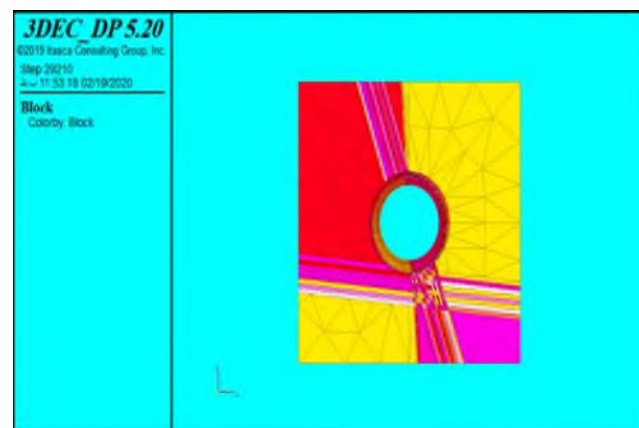
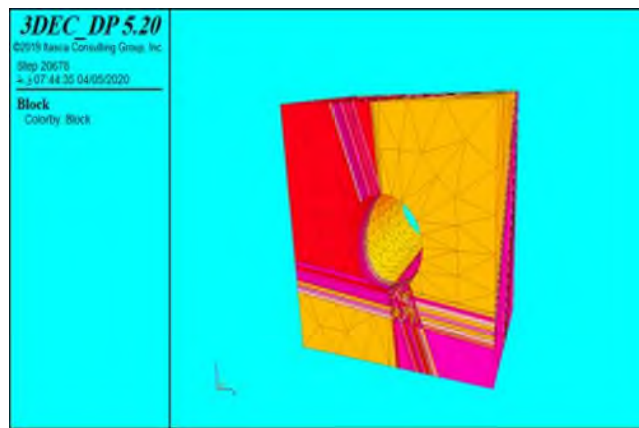
۳. مدل‌سازی عددی تونل



در این تحقیق به منظور بررسی رفتار تغییر شکل پذیری تونل مذکور، از نرم‌افزار 3DEC بر پایه روش عددی اجزای مجزا استفاده شده است. این نرم‌افزار قادر است محیط ناپیوسته توده سنگ را به بلوک‌های مجزای صلب و یا تغییر شکل پذیر تقسیم نماید و در نهایت با در نظر گرفتن ناپیوستگی بین آنها (نظیر درزه)، تغییر شکل آنها را محاسبه کند. مراحل کار با این نرم‌افزار در این تحقیق شامل؛ ساخت مدل هندسی توده سنگ و تونل واقع در آن، اعمال شرایط اولیه و مرزی به مدل، تخصیص پارامترهای ژئومکانیکی سنگ و درزه و در نهایت تحلیل تنش-جابجایی در دو مرحله قبل و بعد از نصب سیستم نگهداری بعد از حفر تونل بوده است.

۳-۱. ایجاد هندسه مدل

در این مرحله با استفاده از اطلاعات بدست آمده از وضعیت درزه‌های موجود در منطقه، توده سنگ شامل سه دسته درزه به صورت سه بعدی مدل شده است. ابعاد مدل برابر با $20 \times 55 \times 55$ متر، به ترتیب در جهت‌های محور مختصات x ، z و y انتخاب شده است. موقعیت و نحوه قرارگیری تونل واقع در توده سنگی شامل سه دسته درزه‌ی غالب در منطقه در شکل شماره ۵ به صورت سه بعدی و دید از روبرو نشان داده شده است.



شکل ۵. مدل هندسی تونل واقع در توده سنگ. شکل بالا: نمای سه بعدی، شکل پایین: نمای دو بعدی

۳-۲. شرایط اولیه و مرزی مدل



شرایط اولیه، شامل شرایطی است که پیش از تغییرات زمین، در مدل ایجاد می‌گردد. همچنین وضعیت جابجایی در مرزهای مدل، در شرایط مرزی تعیین می‌شود. برای تعریف و اعمال این شرایط به مدل، باید سعی گردد شرایط موجود در مدل به واقعیت نزدیک باشد. تونل مذکور در محل مورد مطالعه در عمق ۱۲۲ متری از سطح زمین واقع شده است. در این تحقیق بر اساس ابعاد مدل در نظر گرفته شده، برای تاثیر بار ناشی از ارتفاع روباره تونل، تنش‌های مگاپاسکال در جهت z در مدل اعمال شده است. همچنین با توجه به مقدار ضریب پواسون توده سنگ (۰/۲۵)، تنش‌های برجای افقی برابر با یک سوم تنش‌های برجای عمودی، به عنوان شرایط اولیه در مدل تعریف شده است. لازم به ذکر است در این حالت نیروی ثقل با فرض اینکه موثرترین تنش اعمالی، تنش حاصل از وزن توده سنگ بر محدوده تونل باشد، اعمال گردید. در مرحله بعد پس از تعریف و اعمال شرایط اولیه به مدل، شرایط مرزی مدل با ثابت نمودن میزان جابجایی‌ها در جهات x، y و z در محدوده‌ای به فاصله چهار برابر شعاع تونل و در قسمت‌های راست، چپ و زیر تونل، اعمال شده است.

۳-۳. پارامترهای ژئومکانیکی توده سنگ

معمولاً نوع و تعداد پارامترهای مقاومتی و تغییرشکل‌پذیری سنگ و درزه برای تعریف توده سنگ، بر اساس معیار شکست در نظر گرفته شده در مدل‌سازی تعیین می‌گردد. در این تحقیق از معیار موهر-کلمب برای تعریف مدل رفتاری ماده سنگ در منطقه پلاستیک اطراف حفریه استفاده شده است. در حفر تونل، زمانی که از روش چالزنی و آتشیاری استفاده می‌شود، بر اثر تنش ایجاد شده در اثر انفجار، یک منطقه پلاستیک اطراف تونل تشکیل می‌گردد که با معیار مذکور قابل مدل شدن است. همچنین بر اساس شرایط درزه داری منطقه و اطلاعات موجود، مدل رفتاری بارتن-باندیس برای تعریف رفتار تغییر شکل‌پذیری درزه‌های موجود در منطقه در نظر گرفته شده است. بر پایه مدل‌های رفتاری در نظر گرفته شده برای مدل‌سازی توده سنگ، در جدول ۲ مقادیر پارامترهای ژئومکانیکی تخصیص یافته به سنگ و درزه در مدل آورده شده است. این مقادیر از انجام آزمایش‌های صحرایی و آزمایشگاه روی توده سنگ و نمونه‌های سنگی بدست آمده است.

جدول ۲. پارامترهای مکانیکی سنگ و درزه محدوده مورد مطالعه [۱۳]

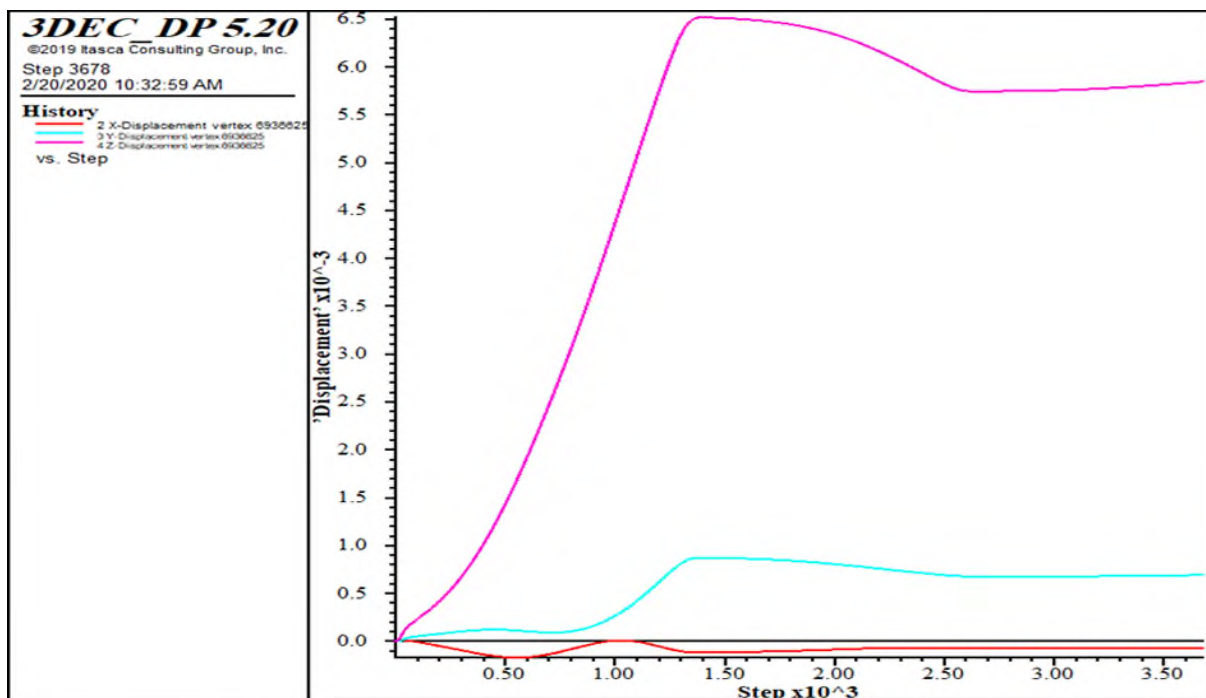
پارامتر	ϕ	E	ν	UCS	C	γ	ϕ_j	jkn	jks	JRC	JCS
واحد	Degree	GPa	-	MPa	MPa	Kg/m ³	Degree	GPa/m	GPa/m	-	MPa
مقدار	۴۶-۴۸	۳۶	۰/۲۵	۱۲۰	۰/۹۵	۲۵۰۰	۳۶	۱۰	۲	۸	۱۰۵

در این جدول؛ ϕ ضریب اصطکاک داخلی، E مدول الاستیسته، ν ضریب پواسون، UCS مقاومت فشاری تک محوری، C چسبندگی سنگ درحالت اشباع، γ وزن مخصوص، ϕ_j ضریب اصطکاک داخلی سطح درزه، jkn سختی نرمال درزه، jks سختی برشی درزه، JRC ضریب زبری سطح درزه و JCS مقاومت فشاری سطح درزه می‌باشد. همچنین مطابق با اطلاعات زمین‌شناسی برداشت شده از خطوط پیمایش، فاصله‌داری متوسط درزه‌های برابر با ۲۰ سانتی‌متر و بازشدگی دهانه درزه‌ها برابر با صفر در نظر گرفته شده است.



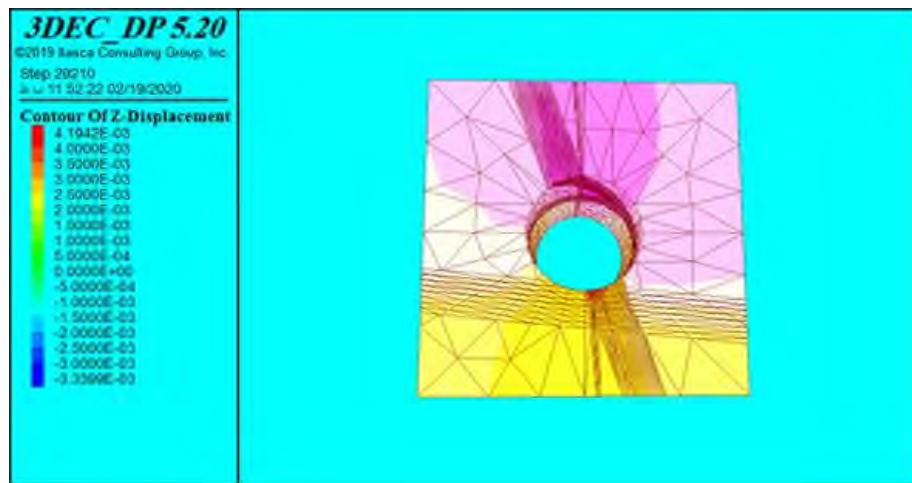
۴. نتایج تحلیل تنش-جابجایی

با ساخت مدل و به تعادل رساندن آن، برای تعیین مقدار تغییر شکل پذیری توده سنگ اطراف تونل از تحلیل تنش-جابجایی در دو مرحله قبل و بعد از نصب سیستم نگهداری تونل استفاده شده است. بدین منظور سعی شده است، محدوده مورد مطالعه تونل، در چهار مرحله ۵ متری ایجاد و شبیه‌سازی گردد. در مدل‌سازی تونل پس از هر مرحله حفاری، نگهداری تونل توسط پیچ سنگ‌های تمام تزریق به طول ۶ متر از جنس فولاد AIII به قطر ۳۲ میلی‌متر با مقاومت گسیختگی ۴۰۰ نیوتن بر متر مربع و مقاومت برشی دوغاب ۱۰ مگاپاسکال با الگوی نصب در شبکه ای به ابعاد یک در یک متر در سقف تونل، انجام شده است. در پایان اجرای مدل، مقادیر جابجایی بدست آمده توسط نرم‌افزار در سقف تونل در جهات X، Y و Z محور مختصات مطابق نمودار شکل ۶ بدست آمده است. بر اساس این نمودار، حداکثر مقدار جابجایی در راستای Z (منحنی بنفش) و به میزان ۶/۵ میلی-متر می‌باشد. همانطور که در شکل مشخص است، تغییرات جابجایی بعد از رسیدن به مقدار ماکزیمم در سه راستا تقریباً ثابت می‌گردد که این نشان دهنده تکمیل فرآیند حل مدل در این مرحله است.



شکل ۶. تغییرات جابجایی‌های بدست آمده در سقف تونل در سه راستای X, Y, Z

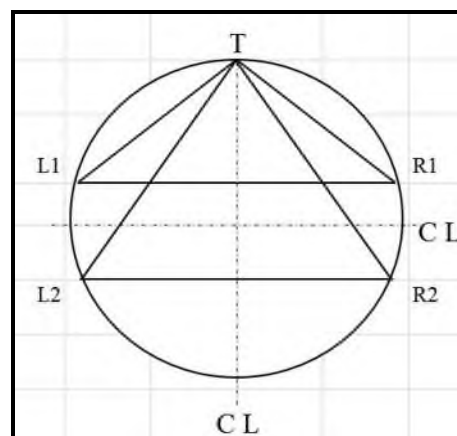
همچنین در شکل ۷، کانتورهای جابجایی بدست آمده در اطراف تونل در راستای Z نشان داده شده است. همانطور که در این شکل مشاهده می‌شود، در این حالت حداکثر جابجایی در محل دسته درزه‌های موجود در سقف تونل رخ داده است. لذا می‌توان نتیجه گرفت که تغییر شکل پذیری توده سنگ‌ها عموماً در نواحی است که تمرکز و فراوانی درزه‌ها وجود دارند. مسلماً داشتن این نوع اطلاعات در مرحله طراحی تونل می‌تواند منجر به انتخاب صحیح محل و راستای حفر تونل گردد. در این صورت، میزان تغییر شکل پذیری تونل کاهش خواهد یافت و به طبع آن، نیاز به نصب سیستم نگهداری تونل کاهش خواهد شد.



شکل ۷. کانتور جابجایی‌های بدست آمده اطراف تونل در راستای z

۵. اعتبارسنجی نتایج

در این مرحله به منظور اعتبارسنجی، نتایج بدست آمده از روش عددی با مقادیر اندازه‌گیری شده ابراز دقیق نصب شده در تونل مذکور مقایسه شده است. بدین منظور از اطلاعات یک متر همگرایی‌سنج که در کیلومتر ۱۲۶۸ تونل نصب شده، استفاده شده است. مطابق با شکل ۸، همگرایی‌سنج مذکور با آرایش ۵ نقطه‌ای، یکی در سقف (نقطه T) و چهار عدد دیگر در دیواره راست (نقاط R1 و R2) و چپ (نقاط L1 و L2) تونل نصب شده اند. قرائت مترها نیز پس از گذشت ۲۴ ساعت از نصب شروع شده و طی مدت زمان ۱۴ ماه و با دقت قرائت ۰/۱ میلیمتر انجام شده است.

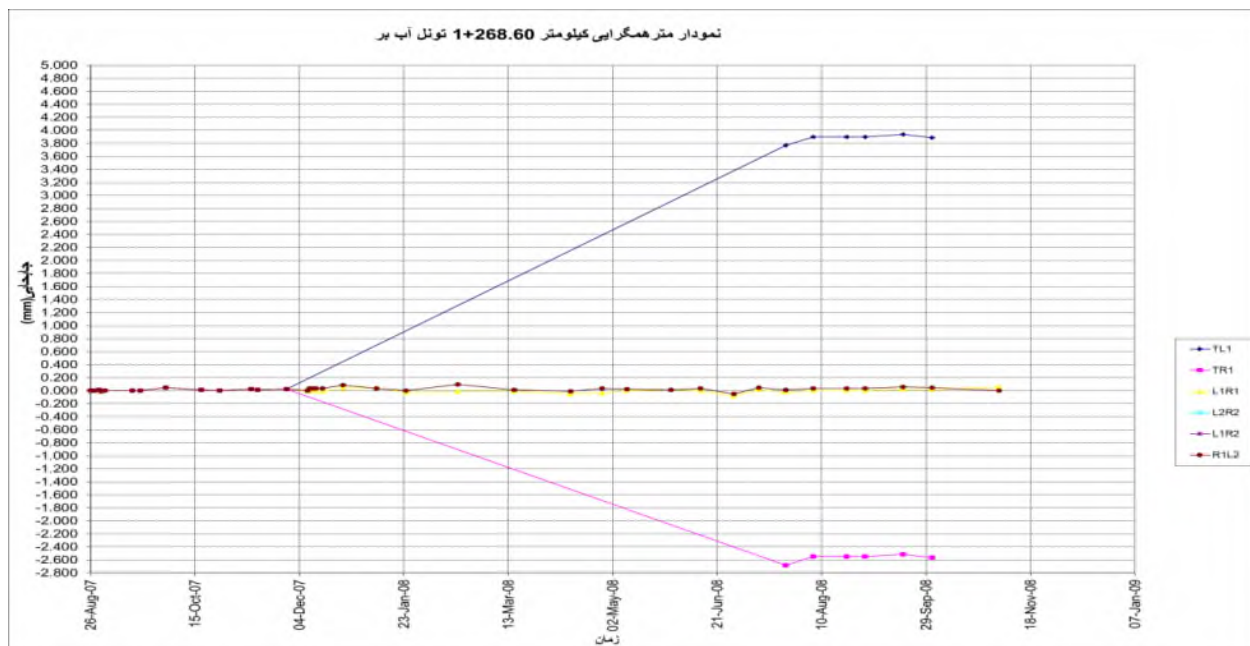


شکل ۸. الگوی نصب پین‌های همگرایی‌سنج پنج نقطه‌ای در تونل آب‌بر سد نیروگاه سیمره [۱۴]

همانطور که در شکل ۶ مشاهده گردید، جابجایی بدست آمده در راستای z حداکثر برابر با ۶/۵ میلی‌متر می‌باشد که بعد از مدتی مقدار آن کاهش یافته و ثابت می‌گردد. نتایج اندازه‌گیری جابجایی توسط متر همگرایی‌سنج نیز نشان دهنده روند مشابهی از



حداکثر شدن و ثابت ماندن مقدار جابجایی‌ها با گذشت زمان در همین راستاست (منحنی آبی شکل ۹). در این روش حداکثر مقدار جابجایی اندازه‌گیری شده نزدیک به ۴ میلی‌متر می‌باشد. این اختلاف ناچیز می‌تواند به دلیل تاخیر در زمان نصب پین‌های همگرایی‌سنج باشد. معمولاً اگر نصب ابزار همگرایی‌سنج بعد از حفر تونل کمی با تاخیر انجام شود، مقداری از جابجایی‌ها توده سنگ (جابجایی اولیه)، قبل از نصب ابزار رخ می‌دهد که در عمل قابل اندازه‌گیری نمی‌باشد. در مورد جابجایی‌ها در راستای x نیز، در حالی که مطابق با شکل ۶ حداکثر مقدار محاسبه شده برابر با ۰/۲- میلی‌متر می‌باشد، همین مقدار توسط متر همگرایی‌سنج برابر با ۰/۱- میلی‌متر اندازه‌گیری شده (منحنی زرد رنگ شکل ۹)، لذا اختلاف مقادیر بسیار ناچیز است. لازم به ذکر است، علاوه بر ناچیز بودن اختلاف مقادیر جابجایی محاسبه شده نسبت به اندازه‌گیری شده، پایداری تونل بعد از طراحی و نصب سیستم نگهداری، نشان دهنده تطابق بسیار خوب مدل عددی ساخته شده با شرایط واقعی موجود در تونل است.



شکل ۹. جابجایی‌های اندازه‌گیری شده در کیلومتر ۱۲۶۸ تونل در ایستگاه متر همگرایی‌سنج ۵ نقطه‌ای

۶. نتیجه‌گیری

به منظور بررسی پایداری سازه‌های زیرزمینی واقع در سنگ، تعیین رفتار تغییر شکل‌پذیری زمین بسیار مهم است. در این خصوص در اغلب موارد به دلیل وجود ناپیوستگی‌هایی نظیر درزه در زمین، توده سنگ رفتار نسبتاً پیچیده و متفاوتی نسبت به ماده سنگ دارد. در این شرایط، مدل‌سازی مسئله به کمک روش‌های عددی راهکار سریع، ارزان قیمت و معمولاً امکان‌پذیر برای حل چنین مسائل پیچیده و غیر قابل حل با دیگر روش‌های موجود است. در این تحقیق، ضمن مدل‌سازی توده سنگ درزه‌دار بخشی از مسیر تونل آب‌بر سد سیمره، رفتار تغییر شکل‌پذیری آن بررسی شده است. بدین منظور بر پایه روش عددی المان مجزا و به کمک نرم افزار 3DEC، دسته درزه‌های غالب در منطقه مدل شده و در نهایت میزان جابجایی تونل قبل و بعد از نصب سیستم نگهداری



تعیین شده است. اختلاف ناچیز بین نتایج بدست آمده از تحلیل‌های عددی با مقادیر جابجایی بدست آمده توسط متر همگرایی-سنجی نصب شده در تونل، ضمن اعتباربخشی به مدل‌های عددی ساخته شده، ضریب اطمینان استفاده از این روش‌ها در طراحی و اجرای انواع سازه‌های مهندسی سنگ را افزایش می‌دهد. لذا از این روش‌ها می‌توان در تحلیل هیدرومکانیکی توده سنگ با هدف بررسی تاثیر آب در رفتار تغییر شکل پذیری تونل مذکور بهره جست که این مهم در آینده بررسی خواهد گردید.

منابع

- [1] Jing L, Hudson JA. "Numerical methods in rock mechanics". International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 2002. 39(4): 409-427.
- [2] Cundall PA. "Formulation of a three-dimensional distinct element model-Part I: A scheme to detect and represent contacts in a system composed of many polyhedral blocks". International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts. 1988. 25(3):107-116.
- [3] Cundall PA, Hart RD. "Development of generalized 2-D and 3-D distinct element programs for modelling jointed rock". ITASCA Consulting Group. 1985.
- [4] Hart RD, Cundall PA, Lemos JV. "Formulation of a three dimensional distinct element method—Part II: mechanical calculations for motion and interaction of a system composed of many polyhedral blocks". International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts. 1988. 25(3): 117-125.
- [5] Barton N. "Modeling jointed rock behaviour and tunnel performance". World Tunneling. 1991. 4(7):414-426.
- [6] Jing L, Stephansson O. "Distinct element modelling of sublevel stoping". In 7th International Congress of ISRM. Germany. 1991.
- [7] Nordlund E, Radberg G, Jing L. "Determination of failure modes in jointed pillars by numerical modelling". In Fractured and jointed rock masses. 1995. 345-350.
- [8] Souley M, Hommand F, Thoraval A. "The effect of joint constitutive laws on the modelling of an underground excavation and comparison with in-situ measurements". International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences. 1997. 34(1): 97-115.
- [9] Nalini R, Sastery VR, Shivashankar R, Lakshmi S. "Behaviour of tunnel and surrounding strata using 3DEC numerical modeling: A case study of an U/G metro rail project". International Journal of Earth Sciences and Engineering. 2012.
- [10] Rebello N, Sastry VR, Shivashankar R. "Study of Surface Displacements on Tunnelling under Buildings Using 3DEC Numerical Modelling". International Scholarly Research Notices. 2014.
- [11] ITASCA Consulting Group, Inc. "3DEC Manual". 1994.

[۱۲] شرکت مهندسی مشاور مهتاب قدس. "گزارش تحلیل مرحله نخست آگیری سد سیمره". ۱۳۹۰.

[۱۳] شرکت مهندسی مشاور مهتاب قدس. "گزارش مکانیک سنگ ساختگاه سد سیمره (ناحیه‌بندی ژئومکانیکی پی و تکیه‌گاه‌ها)". ۱۳۸۷.

[۱۴] شرکت پایاب کوثر. "گزارش رفتارنگاری تونل آب بر نیروگاه سیمره". ۱۳۸۷.

مجموعه مقالات بیست و سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران

حامیان علمی و معنوی



حامیان علمی و معنوی



حامیان علمی و معنوی



حامیان علمی و معنوی



حامیان علمی و معنوی



با سپاس فراوان از تمامی جوامع دانشگاهی، صنعتی و کلیه نهادهای دولتی و خصوصی که در هر چه بهتر شدن این همایش ما را یاری نمودند، و با سپاس ویژه از سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور که ستاد برگزاری این دوره همایش عهده‌دار شدند.