بیست و دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران

۱۲ و ۱۳ آذرماه ۱۳۹۸

The 22nd Symposium of Geological Society of Iran

3-4 December, 2019

مجموعه مقالات

مجموعه مقالات بیست و دومین همایش انجمن زمین شناسی ایران

تهیه کننده: نیلوفر باباآدم

تاریخ انتشار: آذر ماه ۱۳۹۸

آدرس دبیرخانه:

تهران، بلوار آفریقا، عاطفی شرقی، ساختمان آسیا، واحد ۱۱

www. Geosociety.ir

مسئولیت و صحت داده‌ها، مطالب و حفظ امانت علمی بر عهده نویسندگان می‌باشد.

پیشگفتار:

بیست و دومین همایش انجمن زمین شناسی ایران در تاریخ ۱۲ و ۱۳ آذر ماه ۱۳۹۸ با میزبانی دانشکده علوم زمین در دانشگاه شهید بهشتی برگزارشد. به مناسبت تقارن این همایش با شصتمین سالگرد تاسیس دانشگاه و نیز شصتمین سالگرد تاسیس سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور ، همایش با شعار "زمین شناسی برای آینده "آغاز شد.

در مراسم افتتاحیه این همایش ریاست دانشکده علوم زمین سرکارخانم دکتر جمیله توکلی نیا ضمن خوشامدگویی و بیان نقش علوم زمین، جایگاه داوطلبان ورود به دانشگاه در رشته زمین شناسی را مطرح نموده و با توجه به اهمیت زمین شناسی در توسعه کشور خواهان بررسی و ارائه راهکارهای مناسب برای معرفی بهتر علوم زمین به جامعه، همزمان با برگزاری همایش شدند.

ریاست انجمن زمین شناسی و دبیر اجرایی همایش، آقای دکتر منصور قربانی، جایگاه و دستاوردهای علمی در سطح کشورهای پیشرو را برای زمین شناسی کشور معرفی کرده و دستاوردهای انجمن زمین شناسی را ارائه نمودند.

ریاست سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، آقای دکتر علیرضا شهیدی، فعالیت ها و دستاوردهای سازمان زمین شناسی را ارائه و برنامه های آینده این سازمان را تشریح نموده و بر توسعه ارتباط سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی با دانشگاه‌ها تاکید نمودند.

ریاست خانه معدن ایران، آقای مهندس محمدرضا بهرامن به جایگاه اکتشاف مواد معدنی در ایران اشاره نموده و نقش آن در توسعه اقتصاد ملی و کارآفرینی را تشریح کردند.

همایش با هفت نشست تخصصی با عناوین ۱) سنگ ها و کانی های صنعتی و گوهرسنگ ها، ۲) اکتشافات معدنی با تکیه بر اکتشافات ژرف، ۳) منابع انرژی و هیدروکربوری، ۴) نقش استاندارد در علوم زمین ، ۵) منابع آب، ۶) مخاطرات طبیعی و زیست محیطی، زمین پزشکی، و زمین شناسی تغییر اقلیم و ۷)کارآفرینی، گردشگری و ژئوتوریسم، برگزار شد که در هر یک از این نشست‌ها، متخصصان و سرآمدان مدعو آن حوزه به عنوان **سخنران ویژه** شرکت داشتند.

در مجموع تعداد ۱۲۰ مقاله برای شرکت در همایش ارسال شد که پس از بررسی های انجام شده ۸۴ مقاله جهت ارائه در همایش انتخاب شدند. از مجموع مقالات پذیرفته شده توسط کمیته داوران، ۲۱ مقاله به صورت سخنرانی و ۶۳ مقاله در قالب پوستر برای علاقه‌مندان به علوم زمین ارائه گردید. در این همایش جهت ارتقاء سطح سخنرانی‌ها و با توجه به نیازهای روز، سخنرانی‌ها به دو صورت ارائه شدند؛

- مقالاتی که در کمیته داوری به عنوان سخنرانی مورد پذیرش قرار گرفتند (۲۱ سخنرانی از مجموع ۸۴ مقاله).
- دعوت از ۱۷ سخنران ویژه که همگی از متخصصان و اساتید به نام در زمینه مطالعاتی ویژه‌ای هستند، که در آن زمینه دارای تجربه کافی بوده، و این تجربیات حاصل سالها تلاش و ممارست در کارهای علمی و پروژه‌های تحقیقاتی می‌باشد.

حضور مسولان علمی و اجرایی از مراکز مختلف دولتی و نیز مسولان و کارشناسان بخش خصوصی و صنعتی به همراه دانشگاهیان در همایش و نشست های تخصصی آن چشمگیر بود و می‌توان به حضور آقای دکتر سیدعلی معلمی، معاون امور اکتشافی مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران به اتفاق مدیران اکتشاف در رابطه با نشست تخصصی منابع انرژی هیدروکربوری و دکتر قاسم بیات، معاون ارزیابی کیفیت سازمان استاندارد ایران و همکاران پژوهشکده استاندارد برای نشست تخصصی نقش استاندارد در علوم زمین اشاره نمود.

همایش به صورت هم‌زمان در دو سالن "تالار مولوی" واقع در دانشکده ادبیات و " سالن شهید ابراهیمی" در دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی برگزار شد.

در کنار برگزاری همایش در بخش نمایشگاهی، غرفه های متعددی، دستاوردها و فعالیت‌های مراکز دولتی و خصوصی در زمین شناسی و معدن را به نمایش گذاشتتند.

همزمان با همایش، اولین مسابقه چالش رشد بلور با همکاری مرکز و قطب گوهرشناسی دانشگاه و انجمن علمی زمین شناسی دانشکده علوم زمین برگزار و در سه بخش دانش آموزی، انفرادی و گروهی، نفرات برتر انتخاب و با اهدا جوایز از آنها تقدیر به عمل آمد.

در مراسم اختتامیه دبیر علمی همایش آقای دکتر فریبرز مسعودی بر اساس موارد مطرح شده در طی همایش لزوم تدوین نقشه راه برای مطالعات و فعالیت های جدید در زمین شناسی و معدن را مطرح و بر تعریف گرایش های کاربردی جدید و ایجاد شرکت‌های دانش بنیان در علوم زمین به منظور تجاری سازی تاکید نمود.
با توجه به دستاوردهای همایش به عنوان بیانه پایانی موارد زیر پیشنهاد شد.

۱) به منظور ارتقاء معرفی و جایگاه علوم زمین در کشور، کارگروهی توسط انجمن زمین شناسی تعیین شود تا جنبه های مختلف موضوع را بررسی و راهکارهای عملی را برای پیشنهاد به مراکز اجرایی تدوین نمایند.

۲) جهت توسعه استانداردسازی در علوم زمین، پیشنهاد شد انجمن زمین شناسی با همکاری سازمان ملی استاندارد و سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی و دانشگاه‌ها و مراکز علمی و اجرایی علاقمند وضعیت استانداردهای تدوین شده و مورد نیاز برای تدوین و اجرا را بررسی و ایجاد کمیته متناظر زمین شناسی و معدن را پیگیری نماید.

۳) جهت پیگیری ارتقاء دروس و واحدهای درسی با توجه به نیازهای روز کشور ، پیشنهاد شد یک کمیته علمی ترکیبی از اساتید دانشگاه ، اعضای هیئت رییسه انجمن زمین شناسی ایران و نمایندگانی از دبیران آموزش و پرورش زیر نظر انجمن زمین شناسی تشکیل شود تا در رابطه با محتوای درسی زمین شناسی با توجه به نیاز جامعه علمی و صنعتی تصمیم گیری شود.

در مراسم اختتامیه:

- از جناب آقای مهندس همایون مطیعی، جناب آقای دکتر حسین معماریان و جناب آقای دکتر ایرج رسا به عنوان پیشکسوتان و جناب آقای مهندس بهرام اجاقی به عنوان کارآفرین برتر زمین شناس در بخش های دولتی، دانشگاهی و خصوصی تجلیل به عمل آمد.
- از گروه دانشجویی با نام" گروه تجاری تحقیقاتی آکو "با تخصص در رشته معدن دانشگاه شهید باهنر به دلیل همکاری مستمر با مرکز و قطب گوهرشناسی دانشگاه شهید بهشتی و انجمن علمی زمین شناسی دانشکده علوم زمین قدردانی شد.

برگزارکنندگان

انجمن زمین‌شناسی ایران

دانشگاه شهید بهشتی

حمایت کنندگان

مجموعه آزمایشگاه های زرآزما	مرکز پژوهشی زمین شناسی پارس آرین زمین
سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور	شرکت ملی نفت ایران
پایگاه استنادی علوم جهان اسلام (ISC)	سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو)
خانه معدن ایران	دانشگاه شهید بهشتی
سازمان گسترش و نوسازی صنایع ایران	سازمان مدیریت صنعتی
شرکت ایران داش	پارس پی آزما
پژوهشگاه استاندارد	گروه معدنی و بازرگانی زرمش
کنفرانس یاب	کنفرانس الرت
پایگاه داده های علمی تمام متن	پایگاه اطلاع رسانی رویدادهای علمی کشور

کمیته راهبردی بیست و دومین همایش انجمن زمین شناسی ایران

جناب آقای دکتر منصور قربانی	رئیس انجمن و دبیر اجرایی
جناب آقای دکتر فریبرز مسعودی	دبیر علمی
جناب آقای مهندس مسعود اویسی	مسئول کمیته اجرایی
سرکار خانم دکتر آذین آهی‌فر	رئیس کمیته داوران
سرکار خانم مهندس نیلوفر باباآدم	مسئول دبیرخانه
سرکار خانم مهندس پریسا هادی پناه	مسئول مسابقه چالش رشد بلور

کمیته علمی همایش

دکتر انوشیروان لطفعلی کنی	دکتر حبیب الله قاسمی
دکتر محمد یزدی	دکتر سید حسین رضوی
دکتر سید احمد علوی	دکتر منصور وثوقی عابدینی
دکتر یاسر نیک پیمان	دکتر عبدالرحیم هوشمندزاده
دکتر بهمن رحیم زاده	دکتر شهریار محمودی
دکتر محمدرضا قاسمی	دکتر عباس مقصودی
دکتر کوروش شعبانی	دکتر محمد قاسم حسن گودرزی
دکتر علیرضا طهماسبی سروستانی	دکتر بهمن سلیمانی
دکتر حمیدرضا ناصری	دکتر وحید احدنژاد

مهندس رضا سلامتی
دکتر روح الله ندری
دکتر جلیل قلمقاش
دکتر مهرداد بهزادی
دکتر سارا شیخ‌فخرالدینی

دکتر مهناز ندایی
دکتر پیمان افضل
مهندس زیبا دلپسند
دکتر سید بهزاد سعیدی رضوی

کمیته اجرایی همایش

دکتر هانیه زرگرللهی
علی سعیدی
شهره سالخورده
النا جامی الاحمدی
روشنک ارغایی
پروین شکراللهی
مرتضی شرف‌پور
شهرام عظیمی
شیرین تندکار
سپیده برقبانی
صدف صفری
کیمیا سرپولکی
مهتا جمشیدی
علی اصغر لشگری

محسن قربانی
مهدیس رش‌بر
سید سحر رئیس‌زاده
زهرا سلیمانی راد
مینا شهنوازی
ساحل سمیعی
اختر نظامیوند
سابرینا امیری گروسی
راضیه رضایی
رها وزیری
هانیه رحیمی
شیما سهیلی
فاضل جاوری
سیده سارا بدیعی

کانی زایی، دگرسانی و ژئوشیمی طلا در ناحیه گدار سرخ ، موته، پهنه سنندج-سیرجان

منیره سخدری[۱]، مهرداد بهزادی [۲]، محمد یزدی[۳]، نعمت الله رشید نژاد عمران[۴]، مرتضی صادقی نایینی[۵]
۱-دانشجوی دکترای زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی m_sakhdari@sbu.ac.ir
۲-دکترای زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی (m_behzadi@sbu.ac.ir)
۳-دکترای ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی (m-yazdi@sbu.ac.ir)
۴-دکترای پترولوژی،دانشکده علوم پایه ،دانشگاه تربیت مدرس rashid@modares.ac.ir
۵-کارشناس ارشد معدن، شرکت تولید و تامین مواد معدنی ایران morsadegi@yahoo.com

چکیده

محدوده گدار سرخ، در مرکز زون سنندج-سیرجان، در۲۰کیلومتری جنوب غربی منطقه معدنی موته واقع شده است. واحد های سنگی در محدوده گدار سرخ به ترتیب شامل کمپلکس شیست سبز به سن دونین همراه با مجموعه‌ای از سنگهای آتشفشانی – رسوبی دگرگون شده،کمپلکس اسلیتی که در بخش بالایی واحد های دگرگونی و در زیر واحد کربناته پرمین قرار دارد و شامل لایه های اسلیت و ماسه سنگ های دگرگون شده می باشد، و در نهایت واحد کربناته پرمین که بصورت تدریجی یا ناپیوستگی هم شیب و گاه گسله بر روی واحد های قدیمی تر قرار گرفته است. همچنین، واحد های نفوذی شامل توده ها ودایک های گرانیتی، دیوریتی تا متاگابرویی و متاریولیتی می باشند که در واحدهای کربناته پرمین نفوذ کرده اند. دگرسانی های موجود از انواع سریسیتی، کربناتی، کلریتی، سولفیدی، سیلیسی وآرژیلیکی است. کانی متداول پیریت و بصورت محلی شامل کانیهای کالکوپیریت، کالکوسیت، کوولیت، گالن، اسفالریت و کانیهای ثانویه آهن مانندگوتیت، هماتیت و لیمونیت می باشد.کانی سازی، به طور عمده، در شکستگی ها و گسله ها رخ داده است و به صورت ساختاری کنترل شده است. طلا به صورت خالص در اندازه های۱۵ تا ۲۵ میکرومتر درمطالعات میکروسکوپی همراه با رگه های اکسید و هیدرواکسید آهن –کربنات –سیلیس مشاهده شد. بالاترین مقدار طلا در نمونه های برداشت شده به روش لیتوژئوشیمیایی۹.۹ ppm و میانگین طلا ۰.۳ ppm می باشد. بررسی های زمین شناسی و مینرالوگرافی کانی سازی طلا در محدوده گدار سرخ نشان می دهد که بیشترین میزان کانی سازی طلا با رگه های اکسید و هیدرو اکسید های آهن- کربنات- سیلیس همراه است.

کلیدواژه: کانی زایی طلا ،دگرسانی، ژئوشیمی، گدار سرخ، سنندج-سیرجان

mineralization, Alteration and Geochemistry of Au in the Godar Sorkh area, Muteh region, sanandaj-sirjan zone

Monire sakhdari[۱]*, Mehrdad Behzadi[۲], Mohammad Yazdi[۳], Nematollah Rachidnejad-Omran[۴], Morteza Sadeghi Naeini [۵]

[1]Dept. Of Geology, Shahid Beheshti University, m_sakhdari@sbu.ac.ir
[2]Dept. Of Geology, Shahid Beheshti University, m_behzadi@sbu.ac.ir
[3]Dept. Of Geology, Shahid Beheshti University, m-yazdi@sbu.ac.ir
[4]Dept. Of Geology, Tarbiat modarres University, rashid@modares.ac.ir
[5]Iran Minerals Production and Supply Company, morsadegi@yahoo.com

Abstract

The Godar Sorkh area is located in the central part of Sanandaj-Sirjan geotectonic zone, 20km southwest of Muteh region, Iran. The rocks sequence of the Godar Sorkh area are green schist complex of the Devonian age consist of metamorphic Volcanic-Sedimentary rocks, slate complex settle in the upper part of the metamorphic units and below the Permian carbonate that involved metasedimentary sandstones and slate, and finally the Permian carbonate unit, which is gradual or discontinuous over the older units. also meta-rhyolite and diorite-gabbro dykes intruded into Permian Carbonate unites. The main alterations are sericitization, carbonization, chloritization, argilization, silicification and sulphidization. Ore-mineral assemblages included mainly pyrite and locally chalcopyrite, arsenopyrite, covellite, sphalerite, galena and Fe-oxide secondary minerals such as goethite, hematite and limonite. These minerals are commonly formed in the joints, fractures and faults directions, Gold mineralization is controlled by structures. We observed native gold minerals in the range of 15 to 25 Micrometer in our microscopic studies in Fe oxide- hydroxide-carbonate-quartz veins. The results show that maximum grade of gold in veins has been reported to be 9.9 ppm and the Average values of gold in the area is about 0.3 ppm. The result shows that the Gold mineralization is mainly associated with shear zone and Fe –Oxides and hydroxides-carbonated-quartz vein.

Keyword: gold mineralization, alteration, geochemical, Godar Sorkh, Sanandaj-Sirjan zone

مقدمه

منطقه سنندج-سیرجان در غرب ایران واقع شده است. پهنای این زون۱۵۰ تا ۲۰۰ کیلومتر و طول آن ۲۰۰۰ کیلومتر است که در حوادث کوهزاد زاگرس و فرورانش NeoTethys در غرب ایران ایجاد شده است (Rashidnejad et al., 2001; Kouhestani et al., 2014). این منطقه میزبان طیف گسترده ای از انواع ذخایر طلامی باشد. واحد های سنگی منطقه سنندج-سیرجان به سن پالئوزوئیک تا مزوزییک می باشدکه شامل توالی های آتشفشان- رسوبی است که به صورت واحدهای شیست سبز تا آمفیبولیت ایجاد شده است (Rashidnejad et al., 2002; Mohajjel et al., 2003; Aliyari et al., 2012; Kouhestani et al., 2014). واحدهای سنگی شامل سنگهای ولکانوکلاستیک و رسوبی دگرگون شده می باشد. توده های نفوذی گرانیتی، مافیک و دایک های متعددی در چندین مرحله نفوذ کرده اند (Rashidnejad et al., 2001). مطالعات قبلی نشان می دهد که منطقه تحت تاثیر چندین مرحله دگرگونی قرار گرفته است. مطالعات انجام شده در خصوص کانی زایی طلا در محدوده موته شامل نظرا ت مختلف در خصوص منشا طلا می باشد. برای مثال Thiele et al. (1968)کانی زایی طلادر منطقه را در ارتباط با نفوذ توده های گرانیتی با سن پرکامبرین، Moritz et al.(2006) کانی زایی طلا را در ارتباط با توده های نفوذی، Abdollahi et al. (2009) و Rashidnejad Omran(2002) ذخایر طلارا از نوع کوهزایی و *Kouhestani et al (2014)* نیز ذخایر طلا را از نوع کوهزایی معرفی نموده اند. منطقه موته شامل چندین معدن فعال شامل چاه خاتون، سنجده، دره اشکی، و مناطق مستعد دیگری مانند گدار سرخ می باشد. در محدوده گدار سرخ تراکم درزه ها، وشکستگی ها در رخنمون ها و گسله های موجود، معبر مناسبی را برای تشکیل نهشته های طلا فراهم کرده است. مقاله حاضر به بررسی ویژگی های کانی سازی، ژئو شیمی و دگرسانی طلا در محدوده اکتشافی می پردازد.

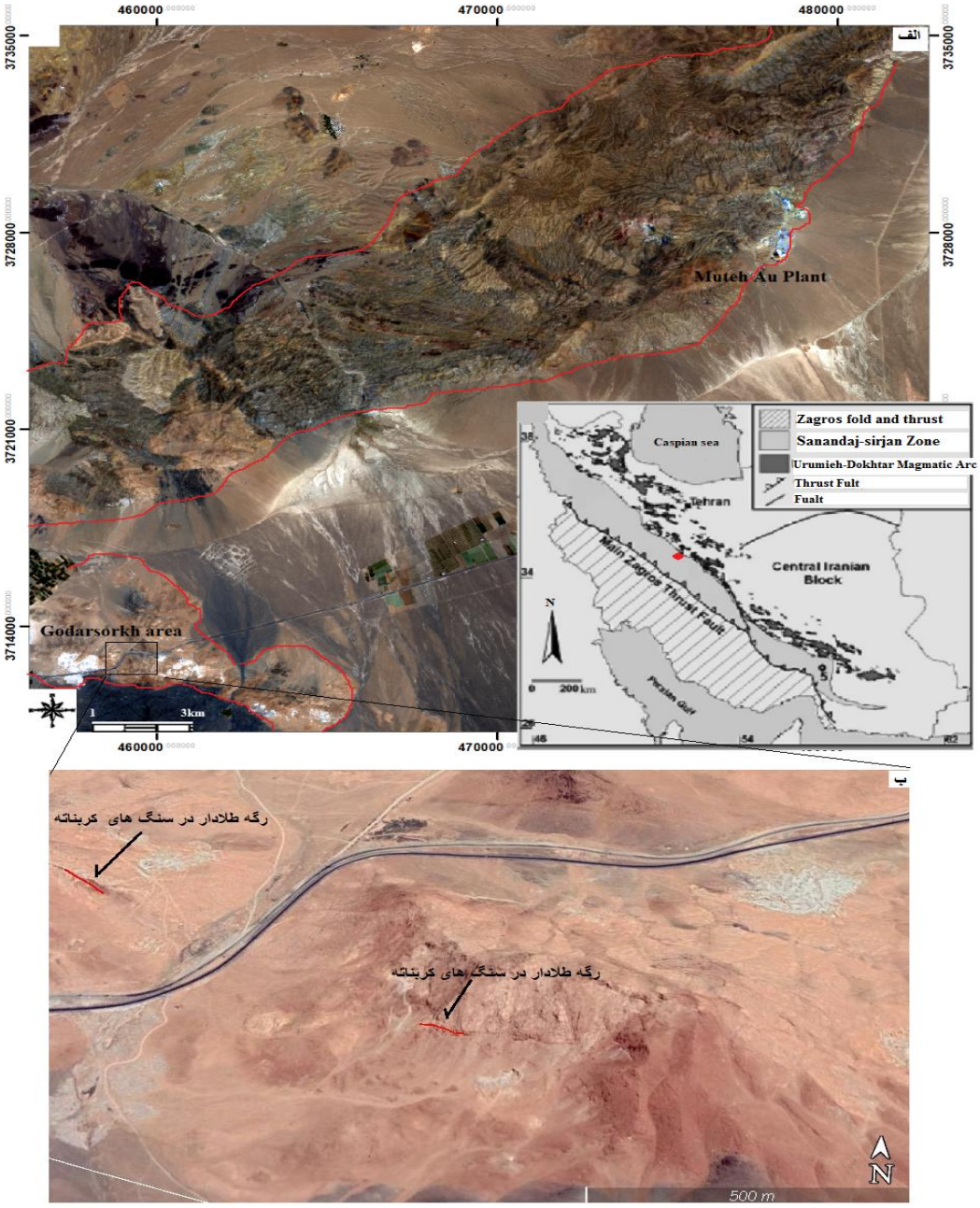
روش تحقیق

پس از مطالعات صحرایی و مطالعات پتروگرافی بر روی مقاطع نازک وصیقلی، جهت بررسی تغییرات عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و طلا، تعداد ۹ نمونه جهت آنالیز XRF، تعداد۱۰ نمونه جهت آنالیز به روش XRD، ۲۱ نمونه به روش ICP-MS و ۲۱ نمونه Fired Assay به مرکز تحقیقات فرآوری و مواد معدنی فرستاده شد. انتخاب و محل برداشت نمونه در سطح زمین بر اساس شواهد کانی سازی و دگرسانی مبتنی بوده است. از نتایج تجزیه ICP-OES شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران نیز استفاده شد.

بحث

زمین شناسی

محدوده گدار سرخ در۲۰ کیلومتری جنوب غرب موته واقع شده است. کمپلکس شیست سبز با سن دونین و حتی قدیمی تر (رشید نزاد عمران، ۱۳۸۱) میزبان کانی زایی طلا در منطقه موته است که شامل مجموعه ای از سنگهای آتشفشانی –رسوبی دگرگونه و دگریخته می باشد که توده های نفوذی بازیک و اسیدی درآنها نفود کرده اند. واحد های سنگی درکمپلکس شیست سبز شامل تناوبی از شیست سبز، میکاشیست، کالک شیست، کوارتزیت، شیست سیاه، و متاریولیت می باشند. کمپلکس اسلیتی، که در بخش بالایی واحد های دگرگونی و در زیر واحد کربناته پرمین قرار دارد، شامل لایه های اسلیت، اسلیت ماسه ای و ماسه سنگ های دگرگون شده می باشد، و درنهایت واحد کربناته پرمین که بصورت تدریجی یا ناپیوستگی هم شیب و گاه گسله بر روی واحد های قدیمی تر قرار گرفته است (رشید نژاد عمران،۱۳۸۱). در محدوده مورد مطالعه واحدهای نفوذی دیوریتی-گابرویی و ریو لیتی بیشتر به صورت دایک و با روند NW-SEدرون واحدهای سنگی محدوده تزریق شده ا ند که به شدت خرد شده، تکتونیزه و گاه آلتره می باشند. مجموعه های سنگی، در طی فاز های شدید دگریختی، دچارتغییر شکل شده و نظم و ترتیب اولیه خود را از دست داده، در نتیجه ساختارها و فابریک های متنوعی را ایجاد کرده است. مطالعات ساختاری انجام گرفته، وقوع سه مرحله دگر شکلی (D3-D1)را در منطقه مشخص ساخته است (صدیق۱۳۷۸، نوریان۱۳۹۵).کانی سازی اقتصادی طلا به صورت رگه های هیدرو اکسید و اکسیدآهن – کربنات-سیلیس در واحد های های کربناته دگرگون شده وهمچنین کانی زایی طلا به صورت پراکنده دانه و رگه ای در اسلیت و ماسه سنگ های دگرگون شده و شیست ها ی سبز رخ داده است. پاراژنز کانی زایی طلا، در منطقه موته، شامل پیریت، کلکوپیریت، آرسنوپیریت، پیروتیت و کانی های ثانویه اکسید آهن است (Abdollahi et al., 2014). که در محدوده گدار سرخ، در ارتباط با شکستگی ها و رگه های اکسید- هیدروکسیدهای آهن در امتداد گسله ها و بصورت افشان در حاشیه رگه ها ایجاد شده است (شکل ۱).

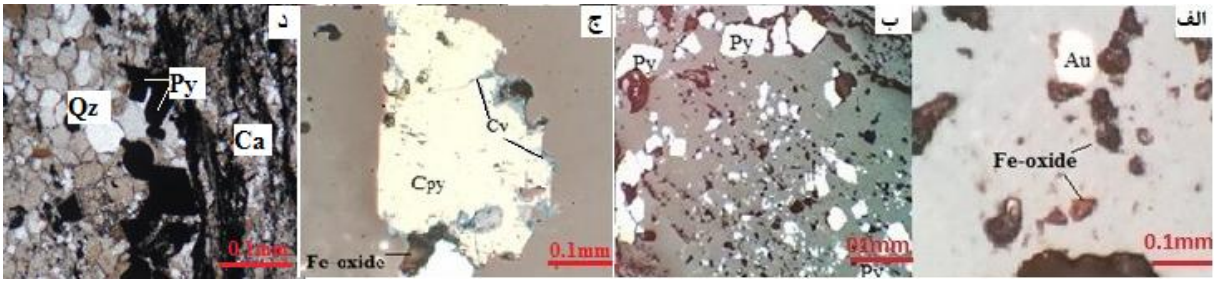


شکل۱: الف: موقعیت محدوده اکتشافی گدار سرخ در زون سنندج سیرجان و منطقه موته ب: موقعیت رگه های اکسید و هیدرو اکسید آهن – کربنات – سیلیس طلادار در سنگ میزبان کربناتی با سن پرمین.

کانی شناسی

در منطقه مورد مطالعه، کانی سازی به صورت انتشاری و رگه ای دیده می شود. کانه زایی رگه ای، بصورت رگه های اکسید و هیدرو اکسید های آهن - کربناته- سیلیس با روند NW-SE درون واحدهای کربناته برونزد دارند. این رگه ها در شکستگی های کششی منطقه، به صورت یک زون رگه-رگچه ای در محدوده تظاهر می یابند. بیشترین ضخامت رگه ها تقریباً ۲ متر و ضخامت رگچه ها۲ تا ۲۰ سانتیمتر است. رنگ این رگه ها قهوه ای تیره و گاه زرد لیمونیتی و هماتیتی می باشدکه با ساختارهای زمین ساختی کنترل شده اند.کانی زایی مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی شامل

پیریت، گوتیت، هماتیت، لیمونیت و بصورت محلی کالکوپیریت، کالکوسیت، کوولیت، گالن، اسفالریت می باشد. همچنین، کوارتز، کانیهای رسی (مونت موریونیت، ایلیت، کائولینیت و...) و کربنات ها از کانیهای همراه این مجموعه به شمارمی آیند. طلا به صورت خالص دراندازه ۱۵ تا۲۵ میکرون زیر میکروسکوپ مشاهده شد *(شکل ۲الف)*. پیریت کانی سولفیدی غالب در منطقه گدار سرخ می باشدکه در این جا به دو شکل مشاهده می شود. نخست در اندازه های متوسط تا درشت دانه، خود شکل و انتشاری در متن سنگ پراکنده است که اکثرا جهت یافته و بر برگوارگی منطقه ای منطبق هستند و در نتیجه فعالیت های اولیه گرمابی – ماگمایی ایجاد شده است. و در مرحله دگرسانی، در حال تبدیل به هماتیت و گوئتیت می باشد، ولی شکل بلوری خود را حفظ کرده است (شکل۲ب). گروه دوم به صورت سالم یا کمتر آلتره، با بافت پراکنده و پر کننده فضای خالی که رگه ها و رگچه ها را پر کرده و به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار وریز دانه دیده می شودکه توسط سیال های گرمابی جایگزین شده است. کانیهای ثانویه آهن (گوئتیت، لیمونیت، هماتیت)که از تغییر شکل و هوازدگی پیریت تشکیل شده اند، در مقاطع میکروسکوپی دیده می شوند. کالکوپیریت به مقدار کم، در واحد های سنگی به صورت پراکنده مشاهده می شود که در برخی قسمت ها از حاشیه به کوولیت تبدیل شده است (شکل۲ج). مطالعات میکروسکوپی نمونه های دگرسان شده نشان دهنده دو نوع کوارتز است.کوارتز پیش از مرحله دگرسانی وکوارتز مرحله گرمابی، کوارتزهای پیش از دگرسانی در متن سنگ به صورت پورفیروکلاست دیده می شوندکه تبلور دو باره یافته اند، اما کوارتز مرحله گرمابی همراه با سولفید دیده می شود و اغلب به شکل رگه هایی که *شیستوزیته سنگ را هم قطع می کنند(شکل۲د)*.

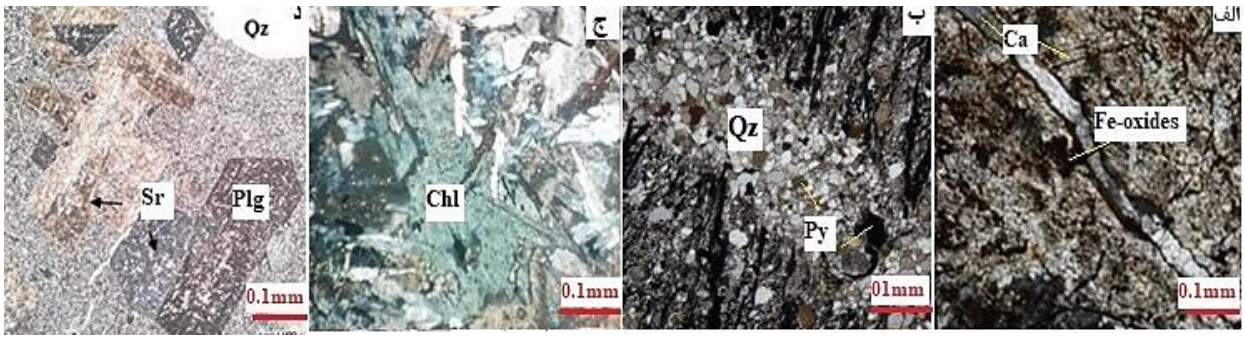


شکل۲: تصاویر میکروسکوپی شامل الف: طلای خاص(Au) در رگه های اکسیدو هیدرو اکسید آهن ، ب:کانی های پیریت(Py) در سنگهای دگرگونی محدوده اکتشافی، ج:کالکو پیریت(Cpy) در رگه سیلیسی که در حاشیه به کوولیت (Cv)تبدیل شده است، د:کوارتز (Qz)در زمینه سنگ های دگرگونی

دگرسانی

مطالعات پتروگرافی بر روی مقاطع نازک - صیقلی به منظور شناخت حضور یا عدم حضور کانه ها در سنگ های منطقه، مطالعه بافت های سنگها و کانه ها، مراحل و نسلهای مختلف کانی سازی، همچنین شناخت ارتباط ژنتیکی بین فازهای کانی سازی صورت گرفت. محصولات دگرسانی گرمابی می توانند نشان دهنده تحول سیال، مسیر مهاجرت آن، نیز منشاء سیال گرمابی باشند (اشرف پور، ۱۳۸۷). در نمونه های برداشت شده از واحدهای موجود در منطقه، عمده کانی های تشکیل شده در سنگهای آذرین فلدسپاتهای آلکالن، پلازیوکلازها، کوارتز، هورنبلند، پیروکسن،کلریت و بیوتیت می باشند کربنات ها اغلب به شکل کلسیت و دولومیت دیده می شوند. دگرسانی گرمابی سبب گسترش کانی های ثانویه مثل کلسیت، دولومیت، کانی های ثانویه آهن، سریسیت، کلریت و کانی های رسی شده است (شکل ۳). دگرسانی غالب در محدوده از نوع کربناتی است که بیشتر به صورت کلسیت، دولومیت و رگه های کربنات –اکسید و هیدرو اکسید های آهن دیده می شود (شکل ۳-الف). کوارتز هم در زمینه و هم بصورت رگه ای همراه با سولفیدها دیده می شود(شکل۳-

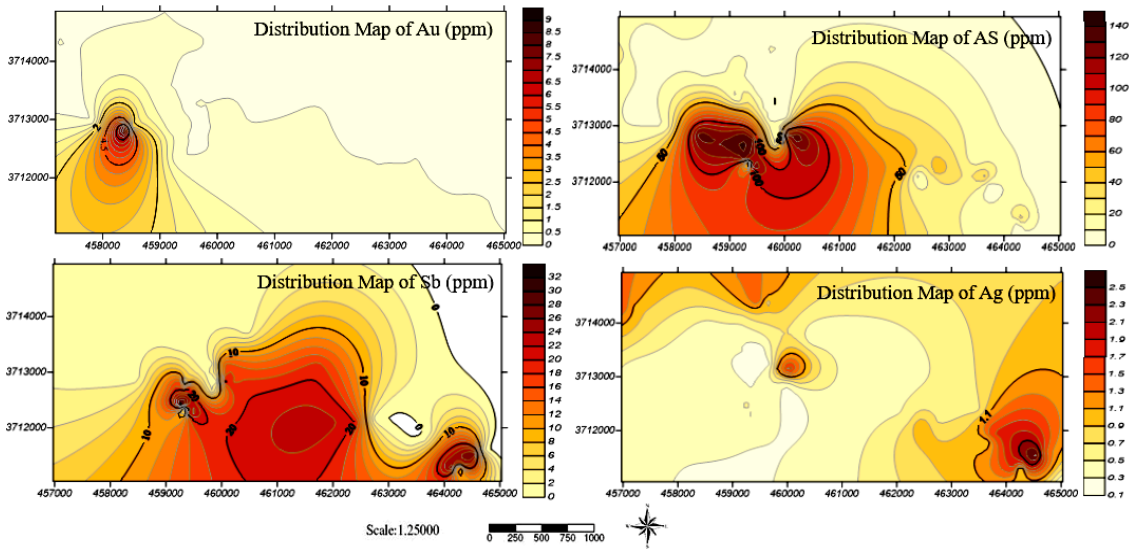
ب)، در برخی از نمونه ها، بیشتردر شیست های سبز و دایک های دیوریتی-گابرویی، کانیهای مافیک مانند آمفیبولها و گاهی پیروکسن ها در حال تبدیل به کلریت و اکسیدهای آهن می باشند (شکل ۳ج) اغلب فلدسپاتها و پلازیوکلازها درحال تبدیل به سریسیت، و گاهی کانی های رسی وکربنات ها می باشند (شکل ۳-د). کانیهای اکسید و هیدرو اکسید آهن بصورت کانیهای ثانویه مانند گوئتیت، لیمونیت، هماتیت و به شکل رگه ای در شکافها و گسله ها در سنگ میزبان کربناته و سنگ های رسوبی و دگرگونی دیده می شوند. کانی های سولفیدی عمدتا به شکل پیریت دیده می شوند (شکل۲-ب) برمبنای مطالعات صحرایی، میکروسکوپی و آنالیز اشعه ایکس دگرسانی های ایجاد شده شامل سریسیتی، کربناتی، سیلیسی، کلریتی و کائولینیتی و کانیهای اکسید و هیدرو اکسید آهن می باشد که گسترش آن ها با پهنه های برشی و شکستگی ها و گسله های موجود در منطقه هم خوانی دارد. کانی های سولفیدی عموما با دگرسانی سیلیسی همراه هستند . هوازدگی سولفید ها به کانی های ثانویه آهن (لیمونیت، هماتیت،گوئتیت) به رنگ سرخ و زرد به راحتی درصحرا قابل تشخیص است.



شکل۳:الف-دگرسانی کربناتی(Ca) در زمینه وهمچنین بصورت رگه ای، ب:کوارتز (Qz) درزمینه و به صورت رگه ای که شیستوزیته سنگ را قطع می کند،ج:دگرسانی کلریتی (Chl)در دایک ها و شیست ها د:دگرسانی سرسیتی(Sr) در پلازیوکلاز ها(Plg)

ژئوشیمی

در تجزیه نمونه های لیتوژئوشیمیایی و بررسی نتایج آنالیرها بالاترین مقدار طلا ۹/۹ ppm در پهنه کانی سازی شده و میانگین طلا در مجموع ۰/۳ ppm می باشد که بیشترین مقدار آن در رگه های هیدرو اکسید واکسید آهن- کربنات-سیلیس در جنوب غرب محدوده منطبق است. در راستای مطالعات لیتوژئوشیمیایی انجام شده، نمونه های ژئوشیمیایی از قسمت های کانی سازی شده و دگرسان شده در واحد های سنگی برداشت شد. بعد از تجزیه و تحلیل مطالعات آماری نقشه آنومالی ژئوشیمیایی طلا و تعدادی از عناصر همراه توسط نرم افزار Surfer ترسیم شد(شکل۴). در نتایج بدست آمده از همبستگی های ناپارامتری در بین عناصر اصلی، آهن وگوگرد و در بین عناصر فرعی، آرسنیک، آنتیموان نیز همبستگی قوی با طلا دارند (جدول۱). در توده های نفوذی آثار کانی سازی طلا مشاهده نشد و احتمالا فقط نقش منبع حرارتی را درتمرکز عناصر داشته اند.



شکل۴: نقشه آنومالی ژئو شیمیایی طلا، نقره، آرسنیک وآنتیموان در محدوده گدار سرخ

جدول۱:همبستگی عناصر مختلف در برابر طلا در منطقه مورد مطالعه

	Au	Ag	AS	CO	CU	Fe	Pb	S	Sb	Zn	Mo
Au	1										
Ag	.050	1									
As	.697	-.144	1								
Co	.554	.279	.590	1							
Cu	.128	-.044	.274	.163	1						
Fe	.658	.271	.633	.901	.233	1					
Pb	.499	.232	.569	.741	.229	.744	1				
S	.627	-.024	.564	.494	.247	.640	.510	1			
Sb	.613	.260	.519	.852	.306	.875	.692	.642	1		
Zn	.207	.026	.346	.521	263	458	747	327	434	1	
Mo	.522	.128	.493	.549	.332	.571	.617	.488	.627	.390	1

نتیجه گیری

با توجه به مطالعات کانی شناسی، دگرسانی و ژئو شیمی در محدوده گدار سرخ، توده های نفوذی نقش منبع حرارتی داشته و آثارکانی زایی در آن ها دیده نمی شود. این توده هادر سنگ میزبان رسوبی (دولومیت و آهک) به سن پرمین، با روند شمال غرب- جنوب شرق، نفود کرده اند. بررسی های کانی شناسی نشان می دهد که فرایندهای گرمابی درمحدوده گدارسرخ با تشکیل کوارتز، دولومیت، کلسیت، پیریت،کالکو پیریت،کوولیت،گالن، ژیپس و کانی های ثانویه آهن همراه است. با در نظرگرفتن مطالعات صورت گرفته می توان استنتاج نمود که طلا توسط سیالات گرمابی به صورت همگام با کوارتز و پیریت (به دو فرم جانشینی و رگچه ای) در محدوده مطالعاتی ته نشین شده است. کانی متداول سولفیدی اغلب پیریت است. برمبنای مطالعات صحرایی، میکروسکوپی و آنالیز اشعه ایکس دگرسانی های ایجاد شده شامل سریسیتی، کربناتی، سیلیسی، سولفیدی، کلریتی و کائولینیتی و کانی های اکسید و هیدرو اکسید آهن می باشد که گسترش آن ها با پهنه های برشی، شکستگی ها و گسل ها موجود در منطقه هم خوانی دارد. حضور کانی سازی در زون های گسلی و شکستگی ها نشانگر کنترل ساختمانی در کانی سازی موجود در منطقه می باشد. با توجه به مطالعات

ژئوشیمیایی صورت گرفته بالاترین مقدار طلا ۹/۹ ppm و میانگین طلا در مجموع نمونه های برداشت شده ۰/۳ ppm می باشد. طلا به صورت خالص در مقاطع میکروسکوپی همراه با اکسید و هیدرو اکسید آهن مشاهده شد.

منابع

-اشرف پور ،ا.،۱۳۸۷،ویژگیهای ژئوشیمیایی،کانی شناسی و دگرسانی محدوده طلای ارغش،پایان نامه دکتری، زمین شناسی اقتصادی ،دانشگاه شهید بهشتی

-حسنی پاک،ع.،۱۳۷۸، اکتشافات ذخایر طلا ،انتشارات دانشگاه تهران،۶۰۹

-کوهستانی،ح.، راستاد،ا.، رشیدنژادعمران،ن. ،محجل،م.، ۱۳۸۵، کانی زایی طلا در پهنه های برشی شکل پذیر و شکنای کانسار چاه باغ، فصلنامه علمی –پژوهشی، وزارت صنایع و معادن و سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

- یزدی محمد، ۱۳۸۱، روش های مرسوم در اکتشافات ژئوشیمیایی، انتشارات دانشگاه شهید بهشتی، ۱۸۰

Reference

Abdollahi M J, Karimpour M. H, Kheradmand A, and Zarasvandi A, (2009) Stable Isotopes (O, H, and S) in the Muteh Gold Deposit, Golpaygan Area, Iran. *Natural Resources Research*, 18, 137–151

Aliyari F, E Rastad and M Mohajjel, 2012. Gold Deposits in the Sanandaj–Sirjan Zone: Orogenic Gold Deposits or Intrusion-Related Gold Systems? *Resource Geology* Vol. 62, No. 3: 296–315

Kouhestani H, Rashidnejad-Omran N, Rastad E, Mohajjel M., Goldfarb r, Ghaderi M (2014) Orogenic gold mineralization at the Chah Bagh deposit, Muteh gold district, *Iran. Journal of Asian Earth Sciences* 91: 89–106

Nourian Ramsheh Z, Yazdi M, Rasa I, and Masoudi F (2014) Mapping gold deposits in the Muteh region, central part of the Sanandaj–Sirjan, Iran Using Landsat ETM+, *International Geoinformatics Research and Development Journal* Vol. 5, Issue 3, September 20

Paidar-Sarvi H (1989) Petrographisch-lagerstattenkundliche Untersuchungen a golfuhrenden Gesteinen im Muteh Gebiet im Western vom Zentral Iran. *Ruprecht-Karts Heidelberg University*.174

Rashidnejad-Omran N, Emami M.H, Sabzehei M, Rastad E, Bellon H, Pique A (2002) Lithostratigraphie et histoire paléozoique a paléoc´ene des complexes métamorphiques de la région de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran méridional). *C.R. Geosci*. 334: 1185–1191.

Rashidnejad-Omran, N (2001) Petrology and geochemistry of metavolcanosedimentary and plutonic rocks of Muteh region (South Delidjan) with special view to genesis of gold mineralization, (Ph.D. thesis), *Tarbiat Modares University*, Iran (in Persian).

Rashidnejad-Omran N, Moghaddam R.R, Aliyari F, Rastad E, Mohajjel M. (2008) Orogenic gold mineralization in the Zartorosht deposit, southern Sanandaj- Sirjan zone, southwest of Iran. *International Geological Congress*, Oslo, Abstract 33, #1257073

شیمی کانی‌ها و دما-فشارسنجی توده‌های کوارتزدیوریتی منطقه تیغناب، جنوب خاور سربیشه- خاور ایران

نویسنده مسئول: سید سعید محمدی*[۱]، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
سایر نویسندگان: سون لین چانگ[۲و۳]، ملیحه نخعی[۴]
۲- انستیتو علوم زمین، آکادمیا سینیکا، تایپه، تایوان
۳- دپارتمان علوم زمین، دانشگاه ملی تایوان، تایپه، تایوان
۴- گروه مهندسی معدن، دانشکده عمران، معدن و شیمی، دانشگاه صنعتی بیرجند، بیرجند، ایران

چکیده

منطقه مورد مطالعه در بخش خاوری زون جوش خورده سیستان و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیرود قرار گرفته است. توده‌های نیمه‌عمیق با ترکیب کوارتزدیوریتی به صورت گنبد، سیل و دایک، به درون واحدهای رسوبی پالئوسن-ائوسن نفوذ نموده است. بافت‌های عمده دردر این سنگ‌ها شامل پورفیری با زمینه ریزدانه و پوئیکلیتیک هستند. پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز سازنده‌های اصلی و کانی کدر، زیرکن، اسفن و آپاتیت، کانی‌های فرعی سنگ هستند. داده‌های حاصل از آنالیز ریزپردازشی بیانگر این است که محتوای آلبیت در پلاژیوکلازها ۵۵تا۸۵درصد و ترکیب آنها از آندزین تا الیگوکلاز متغیر است. آمفیبول‌ها در قلمرو کلسیک واقع شده و از نوع مگنزیوهورنبلند می‌باشند. فشار حاکم در زمان جایگیری کوارتزدیوریت پورفیری تیغناب ۵/۲۷کیلوبار(عمق حدود۲۰کیلومتر) و دمای میانگین آن بر اساس دماسنجی با استفاده از هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز حدود۷۸۸درجه سانتیگراد بدست آمد. مقدار فوگاسیته اکسیژن برای سنگ‌های نیمه‌عمیق تیغناب حدود (bars)۱۳/۵۰- است که بیانگر بالابودن نسبی گریزندگی اکسیزن در ماگمای سازنده این توده‌ها و شاهدی بر تشکیل آن‌ها در محیط فرورانش می‌باشد.

کلیدواژه: کوارتزدیوریت پورفیری، دما-فشارسنجی، تیغناب، زمین‌درز سیستان

Mineral chemistry and thermobarometry of quartz dioritic masses in Tighanab area, southeast of Sarbisheh, east of Iran

First Author: Seyyed Saeid Mohammadi[1]*
[1]Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran
ssmohammadi@birjand.ac.ir
Other Authors: Sun-Lin Chung[2,3], Malihe Nakhaei[4]
2-Institute of earth sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan
3- Department of geosciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan
4- Department of mining engineering, Faculty of civil , mining and chemistry, Birjand university of technology, Birjand, Iran

Abstract

The study area is located in eastern part of Sistan suture zone , and in Mahirud geological map (1:100000). Subvolcanic bodies with quartz dioritic composition intruded Paleocene-Eocene sedimentary units as dome, sill and dike. Main textures in these rocks are porphyry with microgranular groundmass and poikilitic. Plagioclase, hornblende and quartz are the main constitutes and opaque mineral, zircon, sphene and apatite are accessory minerals.Microprobe analyses show that plagioclases have albite content between55-85percent with albite-oligoclase composition. Amphiboles are calcic and magnesiohornblende type. The Tighanab quartzdiorite porphyry crystallized under pressures about 5.27kbar(depth ~ 20km) and temperature~788ºC by using coexisting hornblende and plagioclase thermometry. In addition, log $fO2$ for Tighanab subvolcanic rocks about -13.50(bars), which reflects relatively high oxygen fugacity in magma and indicates the formation of this rocks in the subduction zone.

Key Words: Quartz diorite porphyry, Thermobarometry, Thighanab, Sistan suture zone.

مقدمه

منطقه تیغناب در جنوب خاور شهرستان سربیشه و جنوب باختر نقشه‌ی زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیرود (Guillou et al., 1981) بین طول‌های جغرافیایی "۲۹ '۳۱ °۶۰ تا "۵۹ '۳۷ °۶۰ خاوری و عرض‌های جغرافیایی "۳۴ '۴ °۳۲ تا "۱۸ '۱۱ ° ۳۲ شمالی، در استان خراسان جنوبی و در ۱۰۴ کیلومتری جنوب خاور سربیشه قرار دارد. از دیدگاه تقسیم‌بندی ساختاری، منطقه تیغناب در بخش خاوری زمین‌درز سیستان (Tirrul et al., 1983) قرار گرفته است. این زون بقایایی از یک باریکه اقیانوسی است که به‌عنوان یکی از سرشاخه‌های نئوتتیس مطرح بوده و قبل از ۸۶ میلیون سال پیش بسته شده است (Zarrinkoub et al., 2012). زون سیستان در نتیجه برخورد دو بلوک لوت و افغان تشکیل شده و بر پایه سن سنجی‌های انجام شده، زمان بسته شدن آن را به کرتاسه پایانی مربوط می‌دانند (Brocker et al., 2013). ماگماتیسم ائوسن-الیگوسن در شرق ایران (لوت- سیستان) سبب تشکیل سنگ‌های آتشفشانی به همراه سنگ‌های آذرآواری و توده‌های نیمه عمیق شده (Pang et al., 2013) که در برخی مناطق، باعث کانی سازی اسکارن شده است. گرانیتوئیدها سازنده اصلی کمربندهای کوهزایی بوده و دارای تنوع ترکیبی وسیعی می‌باشند(Kaygusuz et al., 2008). به همین دلیل گرانیتوئیدهایی که از نظر ترکیبی خوب شناخته شوند، به توسعه و تکمیل اطلاعات لازم در ارتباط با پوسته قاره‌ای کمک می‌نمایند(Barbarin, 1999). ترکیب کانی‌ها نشان دهنده شرایط فشار- دما و ماهیت ماگما حین جایگیری گرانیتوئیدها بوده و محاسبه فشار و دمای یک پلوتون نقش مهمی در شناخت پتروژنز و تکتونیسم ناحیه‌ای دارد(Shabani et al. 2010; Şahin et al., 2010). توده‌های نیمه‌عمیق منطقه تیغناب در نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماهیرود (Guillou et al., 1981) و شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش گزیک با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ (Guillou et al., 1990) مورد اشاره قرار گرفته است. هدف از این پژوهش، مطالعه ترکیب شیمیایی کانی‌ها و تخمین دما- فشار جایگیری سنگ‌های کوارتزدیوریتی منطقه تیغناب می‌باشد.

زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در بخش خاوری زمین‌درز سیستان(Tirrul et al., 1983) و در محدوده نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماهیرود (Guillou et al., 1981)واقع شده است. در بخش شمالی پهنه جوش خورده سیستان، سنگ های نفوذی ترشیری با روند کلی شمال باختر-جنوب خاور رخنمون داشته و واحدهای مجموعه افیولیتی را قطع نموده است. در بخش باختری نقشه زمین شناسی ماهیرود، این سنگ‌ها به صورت توده‌های کوچک و بزرگ از جنوب به سمت شمال در اطراف روستاهای تیغناب، درح، کلاته بالا و کلاته گاوآباد(گوی) رخنمون دارند. قدیمی‌ترین واحد سنگی در محدوده مورد بررسی شامل شیل‌های سبز، ماسه سنگ و توربیدایت متعلق به کرتاسه فوقانی هستند. در زمان پالئوسن و ائوسن زیرین، بخش عمده منطقه کم ژرفا بوده و بوسیله سنگ آهک صخره‌ساز مشخص می شود که بالاترین بخش آن مربوط به ائوسن است. فاز تکتونیکی پس از ائوسن از اهمیت بالایی برخوردار است. این فاز سبب ایجاد چین خوردگی های بزرگ با روند شمال شمال غرب- جنوب جنوب شرق شده است. در بخش جنوب باختری محدوده مورد بررسی، یک توالی از ماسه سنگ‌های قرمز وجود دارد که در قاعده شامل یک واحد کنگلومرایی متشکل از قطعات افیولیتی و آتشفشانی می‌باشد. این واحد به طرف بالا به رخساره عمدتا ریزدانه تبدیل می‌شود که علاوه بر کنگلومرای درشت دانه و ریزدانه، حاوی ماسه سنگ قرمز تیره دانه‌ریز تا دانه متوسط با طبقه بندی مورب، آرژیلیت های قهوه‌ای شکلاتی، سیلت و افق‌های ژیپس با ضخامت در حد متر می‌باشد. این رخساره بیانگر محیط رسوبگذاری قاره‌ای است. در گستره وسیعی از محدوده مورد بررسی، توده های نفوذی-نیمه عمیق با ترکیب کلی کوارتزدیوریتی، با روند شمال باختر-جنوب خاور به درون سنگ آهک و ماسه سنگ‌های پالئوسن-ائوسن نفوذ نموده و سبب تشکیل انواع مختلف سنگ‌های

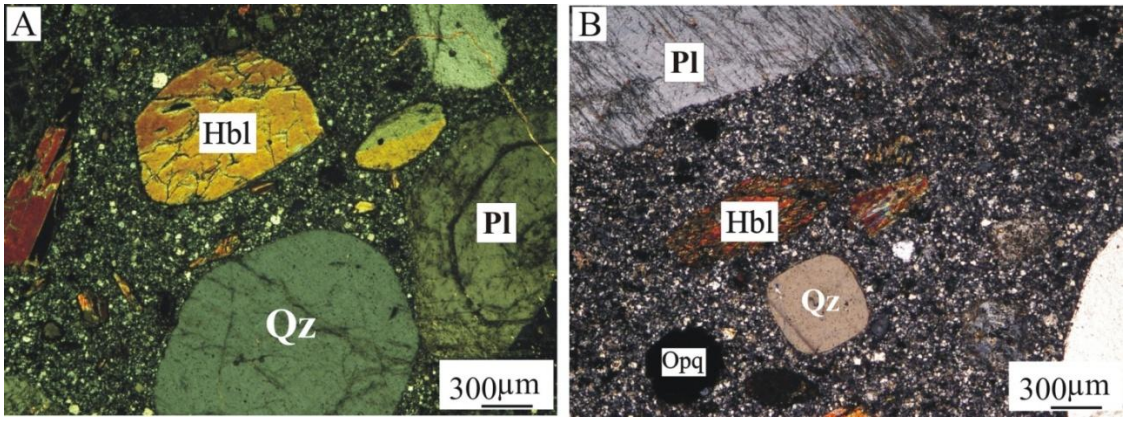
دگرگونی نظیر سنگ‌های سیلیسی‌شده، مرمر و اسکارن شده است. توده های کوارتزدیوریتی در منطقه تیغناب عمدتا دارای ساختار گنبدی بوده و به صورت توده های منفرد و گاهی به هم پیوسته رخنمون دارند. قرارگیری توده های نیمه عمیق با مرز واضح بر روی ماسه سنگ‌ها در بخش‌های مختلف محدوده بررسی شده و تزریق ماگما به صورت دایک و همچنین سیل در امتداد لایه بندی ماسه سنگ بیانگر جوانتر بودن سنگ های آذرین نسبت به واحدهای رسوبی می باشد. اجتماعات توده‌های نیمه عمیق کوچک در منطقه تیغناب احتمالا به توده‌های عمیق‌تر وابسته هستند. یکی از خصوصیات سنگ‌های حدواسط منطقه تیغناب در نمونه صحرایی، حضور فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز در زمینه ریزدانه و همچنین، بیگانه سنگ‌های سبز تیره با ترکیب آمفیبولیتی و مرز تند با سنگ میزبان است.

روش مطالعه

این پژوهش بر مبنای مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. پس از برداشت های صحرایی و نمونه برداری، تعداد ۷۰ مقطع نازک تهیه و مورد مطالعات پتروگرافی دقیق قرار گرفت. به منظور بررسی شیمی کانی‌ها، مقاطع نازک صیقلی از نمونه های کوارتزدیوریت پورفیری تهیه و پس از انجام مراحل آماده‌سازی در انستیتو علوم زمین آکادمیا سینیکا در شهر تایپه کشور تایوان مورد مطالعه قرار گرفت. برای مشاهده بافت‌های ریزمقیاس و تهیه تصاویر BSE از میکروسکپ الکترونی روبشی مدل JEOL SEM JSM-6360LV استفاده گردید. شناسایی فازهای کانی‌ها با کمک طیف‌سنج پراکنده انرژی(EDS: Oxford Instruments Ltd., Xmax-50 with INCA-350) مجهز به SEM تحت شرایط پرتو ۱۵کیلوولت و ۰/۲نانوآمپر انجام شد. کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول در کوارتزدیوریت پورفیری توسط دستگاه ریزکاو الکترونی مدل-JEOL EPMA JXA با ولتاژ ۱۵ kV، جریان ۱۲nAنانوآمپر و قطر بیم ۲میکرون تجزیه شدند. پس از آن با استفاده از نرم افزارMinpet، نمودارهای لازم برای شناخت کانی‌ها ترسیم شد.

سنگ‌نگاری

کوارتزدیوریت پورفیری: این سنگ در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا تیره و گاهی به علت رخداد دگرسانی به رنگ سبز متمایل می‌باشد. بافت‌های عمده شامل پورفیری با زمینه ریزدانه(شکل۱-A) و پوئیکلیتیک حاصل قرارگیری بلورهای ریز هورنبلند درون پلاژیوکلاز و گاهی کوارتز هستند. در برخی نمونه‌ها بافت‌های گلومروپورفیری دیده می‌شود. کانی های روشن شامل پلاژیوکلاز(از ۴۵تا۶۵درصد حجمی در نمونه های مختلف) و کوارتز(۵تا۱۵درصد) هستند. این کانی‌ها به صورت فنوکریست و همچنین به صورت بلورهای ریز در زمینه سنگ حضور دارند. فنوکریست های پلاژیوکلاز، بی شکل، نیمه شکل دار(شکل۱-A) تا شکل دار بوده و بر مبنای زاویه خاموشی از نوع آندزین و به ندرت الیگوکلاز با اندازه ۲تا ۵میلیمتر دارای ماکل پلی سنتتیک، منطقه‌بندی(شکل۱-A) و حاشیه واجذبی می‌باشند. فنوکریست‌های کوارتز(گاهی تا ۵میلیمتر)، به صورت بی‌شکل، گرد شده(شکل‌های۱-A و B) و گاهی دارای حاشیه خلیجی تا بلورهای شکل دار وجود دارد. هورنبلند به عنوان تنها کانی فرومنیزین، به صورت فنوکریست‌های بی-شکل(شکل۱-A) ، نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار (شکل۱-B) و همچنین در زمینه سنگ حضور داشته و در نمونه‌های مختلف از ۱۰تا۲۵درصد حجم سنگ را تشکیل داده است. برخی بلورهای ریز هورنبلند به صورت بافت پوئیکلیتیک، درون پلاژیوکلازها و گاهی کوارتز قرار دارد. در نمونه‌های دگرسان‌شده، هورنبلندها به کلریت، اپیدوت، اکتینولیت واکسید آهن تبدیل شده است. کانی کدر(شکل۱-B)، زیرکن، اسفن و آپاتیت، سازندگان فرعی سنگ هستند.

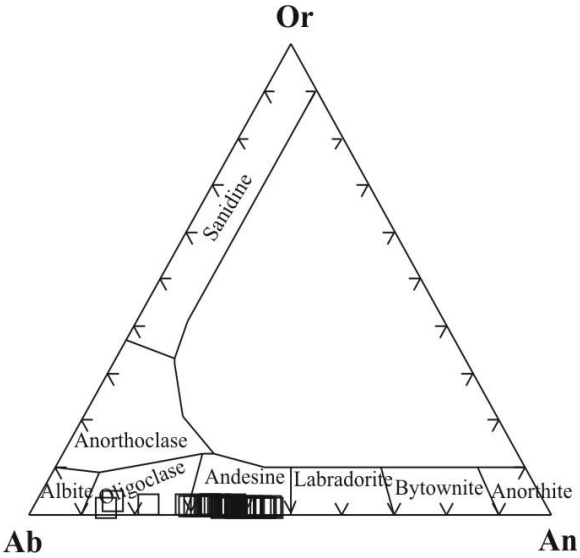


شکل۱.خصوصیات میکروسکپی سنگ‌های نیمه عمیق منطقه تیغناب در XPL: A: بافت پورفیری با زمینه ریزدانه و حضور فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز، B: فنوکریست‌های شکل‌دار هورنبلند، بلورهای گردشده کوارتز و کانی کدر. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans, 2010).

بحث و نتیجه‌گیری

شیمی کانی‌ها

پلاژیوکلاز: کانی پلاژیوکلاز در حدود۱۱۵نقطه مورد آنالیز قرار گرفت اما به دلیل محدودیت تعداد صفحات، از آوردن نتایج آنالیز خودداری شده است. محتوای آلبیت در پلاژیوکلازها ۵۵تا۸۵درصد و ترکیب آنها از آندزین تا الیگوکلاز متغیر است و مقدار ارتوز در ترکیب آنها ناچیز(۰/۶تا۲درصد) می باشد. پلاژیوکلازهای بررسی شده، در نمودار ارتوز-آلبیت-آنورتیت (Deer et al., 1991) در محدوده آندزین تا الیگوکلاز قرار می گیرند(شکل۲).

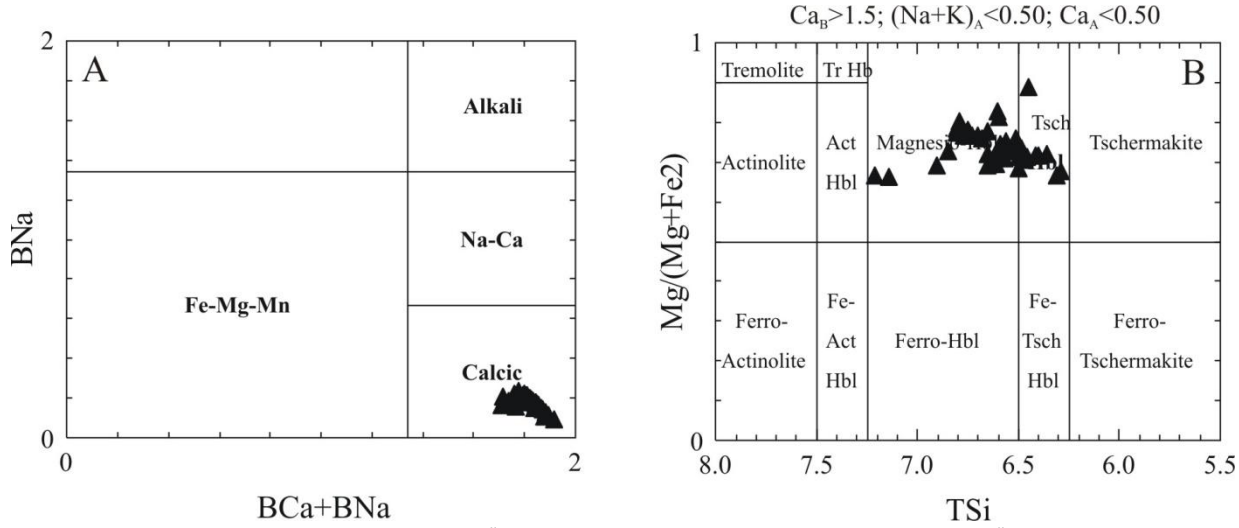


شکل ۲ - ترکیب پلاژیوکلازها در کوارتزدیوریت پورفیری تیغناب در نمودار ارتوز-آلبیت-آنورتیت (Deer et al., 1991)

آمفیبول

این کانی مفیدترین کانی برای زمین دما-فشارسنجی بوده و دماسنج هورنبلند-پلاژیوکلاز و زمین فشارسنجی آلومینیم در هورنبلند برای آشکارسازی دماهایی که گرانیتوئیدها جایگیری می‌نمایند، مناسب است(Hossain et al.,2009). به دلیل اهمیت آمفیبول‌ها به عنوان ثبت کننده‌های شیمیایی متغیرهای دما و فشار، در یک نمونه از کوارتزدیوریت

پورفیری منطقه تیغناب، هورنبلندها مورد آنالیز نقطه‌ای قرار گرفت. به هنگام آنالیز سعی گردید آمفیبول‌های بدون حاشیه واکنشی که در تعادل با پلاژیوکلاز باشند، انتخاب گردد. تجزیه ریزکاو الکترونی کانی آمفیبول در کوارتزدیوریت پورفیری تیغناب در ۱۲۰نقطه انجام شده است که به دلیل محدودیت تعداد صفحات، از آوردن نتایج آنالیز خودداری شده است. گستره Si در آمفیبول‌ها از ۶/۱۴۳تا ۷/۷۸۰ اتم در واحد فرمولی و محتوای Na_2O آنها ۰/۱۶تا۲/۴۵درصد می‌باشد. مقدار کلسیم در جایگاه B بین ۱/۴۸تا۱/۹۸ و میزان سدیم در جایگاه B کمتر از ۰/۵ است که بر این اساس، آمفیبول های مورد بررسی از نوع کلسیک هستند. برای نامگذاری آمفیبول‌ها از نرم افزار MinPet 2.02 (Richard, 1995) و برای تفکیک آهن از محاسبات فرمول ساختاری بر پایه روش Avg.15-NK,13-CNK (Leake et al., 1997) استفاده شده است. این روش که در آن فرمول کانی بر اساس فرمول حداکثر و حداقل Fe^{3+} نرمالیزه می‌شود، برای هورنبلند اشباع از کلسیم مناسب است (Leake et al., 1997). بر این اساس نیز، آمفیبول‌های تجزیه شده در قلمرو کلسیک واقع شده (شکل۳-A) و از نوع مگنزیوهورنبلند می‌باشند(شکل۳-B).



شکل۳)نمودارهای رده‌بندی آمفیبول‌های تجزیه شده در کوارتزدیوریت پورفیری تیغناب؛ A)آمفیبول های مورد بررسی از نوع کلسیک هستند؛ B) بر اساس تقسیم بندی (Leake et al., 1997) ترکیب مگنزیوهورنبلند را نشان می دهند.

دما-فشارسنجی

آمفیبول‌ها بعنوان شاخص شرایط تبلور، پتانسیل قابل توجهی برای زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی دارند. بسیاری از دما-فشارسنج‌ها بر پایه میزان Al هورنبلند هستند، زیرا مقدار Al هورنبلند در گرانیتوئیدهای کالک آلکالن به طور خطی با فشار تغییر نموده و بیانگر عمق جایگیری توده می باشد (Helmy et al., 2004). Schmidt (1992) مقدارAl هورنبلند را در یک تونالیت طبیعی تحت شرایط اشباع از آب، در فشار۲/۵ تا ۱۳ کیلوبار و دمای۷۰۰-۶۵۵ درجه سانتیگراد به طریق تجربی محاسبه و رابطه زیر را بدست آورده است:

$$P(\pm ۰/۶\ Kbar) = -۳/۰۱+۴/۷۶Al(total)$$

Vyhnal et al. (1991) ترکیب شیمیایی هورنبلندها در ۱۵ توده گرانیتوئیدی متعلق به کرتاسه پسین در آپالاش جنوبی را مورد مطالعه قرار داده و رابطه زیر را برای محاسبه دما پیشنهاد نموده‌اند:

$$T(°C)= ۲۵/۳P+ ۶۵۴/۹$$

در این پژوهش، برای محاسبه فشار جایگیری کوارتزدیوریت پورفیری تیغناب از رابطه Schmidt(1992) بر مبنای Alکل هورنبلند و در محاسبات مربوط به دما از رابطه Vyhnal et al., (1991) استفاده شده است. بر این اساس، میانگین فشار

حاکم در زمان جایگیری کوارتزدیوریت پورفیری تیغناب ۵/۲۷کیلوبار(عمق حدود۲۰کیلومتر) و دمای آن بر اساس رابطه Vyhnal et al.(1991)، ۷۸۸ درجه سانتیگراد محاسبه گردید.

تخمین فوگاسیته اکسیژن

میزان فشار بخشی اکسیژن شاخص مهمی برای تخمین شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر تبلور توده های نفوذی می باشد. ترکیب شیمیایی و همراهی برخی کانیها برای تعیین شرایط تشکیل آنها مهم است. حضور مگنتیت، اسفن و کوارتز همراه آمفیبول در سنگهای نیمه عمیق مورد مطالعه بیانگر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در ماگمای سازنده این سنگها می‌باشد(Wones, 1989; Helmy et al., 2004). مقدار فوگاسیته اکسیژن برای سنگهای نیمه عمیق تیغناب بر اساس رابطه $\log fO2=-30930/T+14.98+0.142(P-1)/T$ (Wones 1989)که در آن T دما بر حسب کلوین و P فشار بر حسب بار است، حدود (bars)۱۳/۵۰- می‌باشد که بیانگر شرایط اکسایش برای سنگهای نیمه عمیق تیغناب می باشد. به منظور بررسی بیشتر، با کمک نرم افزار APG2(Sayari, 2016) نیز فشار بخشی اکسیژن محاسبه شد که بر مبنای دما-فشارسنج های مختلف به طور میانگین حدود(bars) ۱۳- بدست آمد که نتایج محاسبات قبلی را تایید می نماید. این نتایج با حضور آمفیبول های غنی از منیزیم در سنگهای مورد بررسی مطابقت دارد. مقدار فشار بخشی اکسیژن در یک ماگما به محیط زمین ساختی تشکیل آن هم بستگی دارد، بطوری که ماگماهای بوجود آمده در مرز صفحات همگرا از فشار بخشی اکسیژن بیشتری برخوردار هستند(Ewart, 1979). بالابودن فشار بخشی اکسیژن در سنگهای مورد بررسی، بیانگر ارتباط آنها با محیط فرورانش است.

References

Barbarin. B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments, Lithos46, 605–626.

Bröcker, M., Rad, G. F., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N. and Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. Lithos, 170-171: 17-34.

Deer. W.A., Howie. R.A., Zussman. J., 1991. An introduction to the rock forming minerals, Longman Scientific and Technical, 528 P.

Ewart A., A review of the mineralogy and chemistry of tertiary recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks, In: Fred, B. (Ed),Trondhjemites, dacites, and related rocks, 1979. Developments in Petrology,Volume 6, Pages 13-121. https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41765-7.50007-1.

Guillou, Y., Maurizot, P. and De La Villeon, H., 1981. Geological map of Mahirud, Scale1:100000.Geological Survey of Iran.

Guillou, Y., Maurizot, P., Vaslet, D. and De La Villeon, H., 1990. Explanatory text of the Gazik quadrangle map 1:250000.Geological Survey of Iran.

Helmy, H.M., Ahmed, A.F., El Mahallawi, M.M., Ali, S.M., 2004.Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications, Journal of Asian Earth Sciences 38, 255-268.

Hossain. I., Tsunogae. T., Rajesh. H.M., 2009. Geothermobarometry and fluid inclusions of dioritic rocks in Bangladesh: Implications for emplacement depth and exhumation rate, Journal of Asian Earth Sciences34, 731-739.

Kaygusuz. A., Siebel. W., Sen C., and Satir M., 2008. Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey, International Journal of Sciences97, 739-764.

Leake. B.E.,Wooley. 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., Whittaker. J.W.and youzhi. G., 1997. Nomenclature of amphiboles:Report of The subcommittee on amphiboles

of the International Mineralogical Association,commission on new minerals and mineral names,The Canadian Mineralogist 82, 219-246.

Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y.,Chu, H. Ch., Lee, H.Y. and Lo, C. H., 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. Lithos, 180-181: 234-251.

Richard. L.R., 1995, Minpet: Mineralogical and petrological data processing system, version 2.02. Minpet Geological software, Quebec, Canada.

Şahin. S.Y., Orgün. Y., güngor. Y., Goker. A.F., Gültekin. A.H., Karacik. Z., 2010. Mineral and whole-rock geochemistry of the Kestanbol granitoid(Ezine-Çanakkale) and its mafic microgranular enclaves in northwestern Anatolia: evidence of felsic and mafic magma interaction", Turkish Journal of Earth Sciences 19, 101-122.

Sayari, M., 2016. APG2: a New Version of APG, an Application for Amphibole-Plagioclase Geothermobarometry. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 27(2): 161–167.

Schmidt. M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer, Contributions to Mineralogy and petrology 110, 304-310.

Shabani. A.A.T; Masoudi. F., Tecce. F., 2010. An Investigation on the Composition of Biotite from Mashhad Granitoids, NE Iran, Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 21(4), 321-331.

Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America Bulletin, 94(1): 134-150.

Vyhnal. C.R., McSween. H.Y.Jr., Speer. J.A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: Implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability, American Mineralogist 76, 176-188.

Whitney, D. and Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95(1):185–187.

Wones. D.R., 1989, Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks, American Mineralogist, Volume 74, 744-749.

Zarrinkoub, M. H., Pang, K. N., Chung, S. L., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y. and Lee, H. Y., 2012. Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos, 154: 392-405.

مقایسه ویژگی‌های گوهرشناسی و طیف‌سنجی رامان فیروزه‌های کم‌عیار نیشابور و میدوک، ایران

محمدرضا اکرمی*، دانشجوی کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی‌اقتصادی، دانشگاه شهیدبهشتی، mo.akrami@mail.sbu.ac.ir

محمد یزدی، استاد دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، m-yazdi@sbu.ac.ir

فریبرز مسعودی، استاد دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، f_masoudi@sbu.ac.ir

زیبا دلپسند، مسئول آزمایشگاه موسسه توسعه گوهرشناسی ایران، ziba.delpasand@gmail.com

چکیده

طیف‌های حاصل از تجزیه با دستگاه طیف سنج رامان برای شناسایی گروه‌های عاملی موجود در ساختار فیروزه استفاده می شود. این گروه های عاملی مهم ترین عامل ایجاد پیک‌های جذبی در طیف سنج است که شدت این پیک ها را در محدوده عدد موجی مربوط به این گروه‌ها نشان می‌دهد. به همین دلیل برای مقایسه ویژگی های فیروزه های کم‌عیار کاربرد خوبی دارد. فیروزه های کم‌عیار با منشاءهای متفاوت، با استفاده از ابزار گوهرشناسی و دستگاه تجزیه طیف سنجی رامان، آزمایش و مورد مقایسه قرار گرفتند. در این پژوهش، ۲ نمونه از معدن فیروزه نیشابور در شمال شرق ایران و ۲ نمونه از معدن میدوک کرمان در جنوب غرب ایران مورد بررسی قرار گرفت. از آزمایش های گوهرشناسی به دلیل کم‌عیار بودن نمونه‌های مورد مطالعه و تخلخل بسیار بالای آن-ها نتیجه مناسبی حاصل نشد. طیف های رامان بدست آمده از ۴ نمونه مورد مطالعه در باندهای $۹۰۰cm^{-1}$ تا $۴۵۰۰cm^{-1}$ بسیار مشابه بود. اما تفاوت قوی در باندهای $۱۰۰cm^{-1}$ تا $۹۰۰cm^{-1}$ قابل مشاهده است که ممکن است به علت تفاوت در میزان سیلیس و یا به علت جانشینی Fe^{3+} به جای Al^{3+} در کالکوسیدریت یا همان فیروزه سبز رنگ باشد.

کلیدواژه: فیروزه، طیف سنجی رامان، نیشابور، میدوک، ایران

Comparison of gemology and Raman spectroscopy between Neyshabour and Kerman low-grade turquoises, Iran

Mohammadreza Akrami*, MSC in Economical Geology, Shahid Beheshti University, mo.akrami@mail.sbu.ac.ir

Mohammad Yazdi, professor of earth science faculty, Shahid Beheshti University, m-yazdi@sbu.ac.ir

Fariborz Masoudi, professor of earth science faculty, Shahid Beheshti University, f_masoudi@sbu.ac.ir

Ziba Delpasand, Head of Laboratory in gemological development institute of Iran, ziba.delpasand@gmail.com

Abstract

The spectra obtained from the Raman analysis show the functional groups present in the turquoise structure, which is the most important cause of the absorption peaks within the wavelength range of these groups. Therefore we used this method to analysis low grade turquoise from Neyshabur area in NE of Iran and Meydok area in SW of Iran. 4 samples of low grade turquoise with different origin, two samples from Neyshabur turquoise mine and two samples from Meydok mine were tested by using Raman spectroscopy and gemology instruments. Gemology tests did not yield good results due to the low purity of the samples and their high porosity. The Raman spectra obtained from the 4 samples studied were very similar in bands 900 cm^{-1} to 4500 cm^{-1} but strong differences were observed in bands 100 cm^{-1} to 900 cm^{-1}, which may be due to differences in silica content or due to substitution of Fe^{3+} rather than Al^{3+} in chalcosiderite which is the green turquoise.

Keywords: Turquoise, Raman spectrometer, Neyshabour, Meydok, Iran

مقدمه

ایران به لحاظ گوناگونی و ویژگی‌های منحصر بفرد زمین‌شناسی دارای پتانسیل مناسب از مواد معدنی بویژه سنگ‌های قیمتی است که از آن جمله می‌توان به فیروزه اشاره نمود. فیروزه از قدیمی‌ترین گوهرسنگ‌های شناخته شده در تاریخ است (کریم‌پور و همکاران،۱۳۹۰) که می‌توان علت آن را در رنگ منحصر بفرد، تراش آسان و تجارت گسترده به دلیل قرار گرفتن ایران در جاده ابریشم دانست (اویسی و همکاران، ۱۳۹۵). در شکل ۱ پراکندگی ذخایر فیروزه در جهان به صورت شماتیک نشان داده شده است.



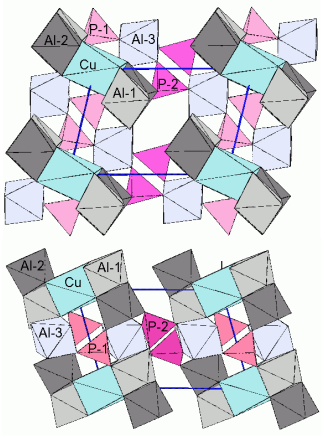
شکل ۱- نقشه پراکندگی ذخایر فیروزه در جهان

در ایران اما معدن فیروزه نیشابور در بخشی از پهنه‌ی البرز شرقی موسوم به پهنه‌ی بینالود در شمال‌شرق ایران (Bauman, A 1983) و در ۵۵ کیلومتری شمال‌غرب شهرستان نیشابور واقع شده‌است و به عنوان شاخص‌ترین معدن گوهرسنگ ایران شهرت جهانی دارد(Spies, O 1983). سابقه‌ی فعالیت این معدن به ۴۳۶۰ سال پیش از میلاد به اثبات رسیده است (گاراژیان و لطفی قرائی ۱۳۹۳). وجود شدادی‌های متعدد قدیمی در بخش‌های مختلف معدن و تونل‌های استخراجی طویل و چند طبقه که هم اکنون نیز در حال بهره‌برداری هستند، تأییدی بر این ادعا است (اویسی و همکاران، ۱۳۹۵). از طرف دیگر معدن مس میدوک در فاصله ۴۲ کیلومتری شمال شرق شهر بابک و ۱۳۲ کیلومتری شمال‌غرب معدن مس سرچشمه قرار گرفته است. فاصله مستقیم آن تا شهر بابک ۲۷ کیلومتر و تا سرچشمه ۸۰ کیلومتر است. منطقه میدوک قسمتی از بخش مس‌خیز استان کرمان است که از نظر زمین‌شناسی می‌توان آن را قسمتی از سیستم کوهزایی آلپ هیمالیا در نظر گرفت (عبادی ۱۳۹۰). در شکل ۲ موقعیت دو معدن مذکور بر روی نقشه ایران مشاهده می‌شود.



شکل ۲- موقعیت جغرافیایی معدن فیروزه نیشابور و معدن میدوک

به طور کلی کانی های خانواده فیروزه، فسفات های هیدراته هستند با سیستم بلوری تریکلینیک و فرمول اصلی $AB_6(PO_4)_x(OH)_{2x}(OH)_8.4H_2O$ هستند که در آن, عناصر Ca، Cu^{2+}، Fe^{2+} و Zn به جای A و عناصر Al، Fe^{3+} و Cr^{3+} به جای B پتانسیل جانشینی دارند. در شکل ۳ ساختار شماتیک بلوری فیروزه با فرمول شیمیایی $CuAl_6(PO_4)_4(OH)_8\cdot 5H_2O$ مشاهده می‌شود.



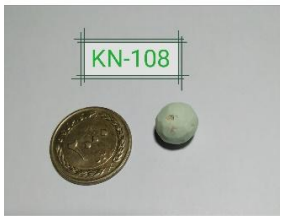
شکل ۳- ساختار بلورین فیروزه

در مطالعه گوهرها و سنگ‌های بهادار، علاوه بر اینکه با تست‌های غیرتخریبی و تخصصی گوهرشناسی نظیر پلاریسکوپ، رفرکتومتر و وزن مخصوص؛ از روش‌های نوین دیگری مانند طیف‌سنجی رامان نیز استفاده می‌شود که امروزه از متداول-ترین روش‌های مطالعه گوهرها می‌باشد. طیف رامان اطلاعاتی را در مورد فرکانس‌های ارتعاش معمولی و ارتعاش مختلف و سطوح ارتعاشات مولکولی را آشکار می‌کند. بنابراین طیف‌سنجی رامان اغلب برای شناسایی گروه‌های اصلی در مولکول-ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. فرکانس ارتعاشی از یک گروه اصلی در مواد مختلف اثر یکسان دارد. طیف‌سنجی رامان، مطالعه‌ی نوعی از برهم‌کنش بین نور و ماده است که در آن نور دچار پراکندگی می‌شود (یزدی، ۱۳۹۲). غالبا فوتون‌هایی که با مولکول‌ها برهم‌کنش می‌کنند، به‌طور الاستیک پراکنده می‌شوند. به این پراکندگی، پراکندگی ریلی گفته می‌شود و فوتون‌های پراکنده شده همان طول موج نور فرودی را دارند. انرژی از دست داده شده ارتباط مستقیمی با گروه عاملی، ساختار مولکولی متصل به آن، نوع اتم‌های مولکول و محیط آن دارد. طیف‌های رامان هر مولکول منحصر به فرد است. از این رو می‌توان از آن مانند اثر انگشت در تشخیص ترکیبات مولکولی روی یک سطح، درون یک مایع یا در هوا استفاده کرد.

روش مطالعه

در این مطالعه از ۴ نمونه فیروزه کم‌عیار با منشاءهای متفاوت، دو نمونه از معدن فیروزه نیشابور و دو نمونه از معدن میدوک کرمان با مشخصات ظاهری تقریبا یکسان استفاده شد که در جدول زیر مشخصات آن آورده شده است.

جدول ۱- مشخصات نمونه های مورد مطالعه

کد نمونه	تصویر نمونه	وزن	رنگ	توضیحات
NN-107		۱.۳۵۲gr	سبز	نیشابوری
NN-108		۰.۹۶۳ gr	سفید مایل به آبی	نیشابوری
KN-108		۱.۱۳۲ gr	سفید مایل به سبز	کرمانی
KN-111		۱.۰۲۱ gr	آبی	کرمانی

تاکنون مطالعات زیادی در زمینه فیروزه در کشور انجام شده است که اکثر آن بر روی نمونه‌های گوهری و با ارزش بوده است در این نوشتار، ما سعی در بررسی نمونه‌های کم‌عیار فیروزه داریم، چرا که مطالعات از این دست می‌تواند پیش زمینه‌ای برای مطالعات بعدی نظیر یافتن بهترین نوع فیروزه برای بهسازی و همچنین تشخیص نمونه‌های بهسازی شده از سایر فیروزه‌ها باشد.

مطالعات گوهرشناسی نمونه‌های مذکور، در آزمایشگاه موسسه توسعه گوهرشناسی ایران واقع در دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی انجام شد که شامل مشاهدات چشمی به صورت مسلح و غیر مسلح، مطالعه خواص نوری و چند رنگی، ضریب شکست، مشاهدات میکروسکوپی و وزن مخصوص می‌باشد. مطالعات طیف‌سنجی رامان نیز در آزمایشگاه همین موسسه صورت گرفت که دستگاه مذکور تولید شرکت تکسان (Teksan)، مدل تکرام Takram P50C0R10، طول موج لیزر: ۵۳۲ nm و توان لیزر ۳۰ میلی وات بوده و شرکت فوق از شرکت‌های موفق مرکز رشد دانشگاه شهیدبهشتی می‌باشد.

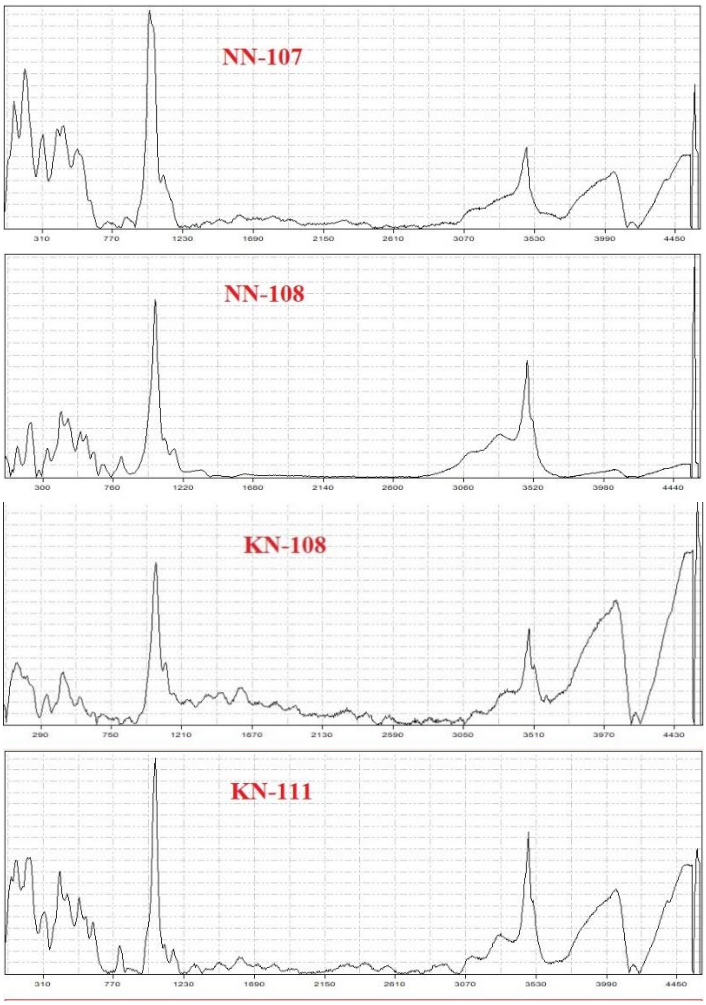
بحث و نتیجه‌گیری

مطالعات گوهرشناسی

در مطالعات گوهرشناسی نمونه‌های فوق به نتایج قابل توجهی رسیدیم و آن این که هیچ تست استاندارد گوهرشناسی بر روی نمونه‌های کم‌عیار فیروزه نتیجه درست نمی‌دهد؛ برای مثال جهت مطالعات ضریب شکست با دستگاه رفرکتومتر، مایع مخصوص رفرکتومتر توسط نمونه‌ها جذب می‌شود و در کمتر از یک ثانیه هاله پدید آمده از روی صفحه مندرج دستگاه محو می‌شود و قابلیت خواندن عدد ضریب شکست عملا وجود ندارد. همچنین در محاسبات وزن مخصوص نیز به نتیجه مشابهی رسیدیم به طوریکه هنگام توزین نمونه در آب توسط ترازو بسیار دقیق سه صفر موجود در آزمایشگاه، نمونه‌ها به طور مداوم شروع به جذب آب می‌کردند و این امکان برای ما فراهم نشد تا وزن دقیقی از نمونه‌ها در آب برای محاسبه وزن مخصوص آن‌ها داشته باشیم. لازم به ذکر است که تمامی تست‌های فوق بر روی چند نمونه تصادفی دیگر مورد آزمایش قرار گرفت که نتایج حاصل نیز مانند نمونه های اصلی با خطای بسیار زیاد همراه بود.

مطالعات طیف سنجی رامان

در مقایسه طیف رامان بدست آمده از تجزیه نمونه‌ها می‌توان نتیجه گرفت که طیف‌های حاصل به واحدهای ساختاری سازنده آن یعنی فسفات، آب و هیدروکسیل وابسته است که هر واحد ساختاری ارتعاش مخصوص به خود را دارد (صباغی و دیگران،۱۳۹۴). طیف‌های حاصل از تجزیه نمونه‌های فوق بر روی بازه $۱۰۰cm^{-1}$ تا $۴۵۰۰cm^{-1}$ نشان‌دهنده پیک‌های متفاوتی می‌باشد. با توجه به شکل‌های زیر که نشان دهنده طیف نمونه‌های مورد مطالعه می‌باشد، اولین پیک حاصل در محدوده $۹۰۰cm^{-1}$ تا $۱۱۰۰cm^{-1}$ مشاهده می‌شود. این محدوده نشان‌دهنده باندهای کششی فسفات است (Frost and Reddy, 2006) و همانطور که تصاویر گویای مطلب می‌باشد، طیف‌های رامان تمامی نمونه‌های مورد مطالعه این پیک را با اختلاف کمی از هم نشان می‌دهند. در محدوده باندهای $۲۶۰۰cm^{-1}$ تا $۳۸۰۰cm^{-1}$ پیک‌های حاصل ناشی از ارتعاش کششی بنیان‌های هیدروکسیل و آب می‌باشد (Black et al., 2006). برای بررسی دقیق‌تر، محدوده را کوچکتر در نظر میگیریم؛ به این صورت که پیک های $۳۴۰۰cm^{-1}$ تا $۳۶۰۰cm^{-1}$ مربوط به پیوندهای کششی مولکول های آب است و دو نوع پیک مشاهده شده نشان از دو منشاء متفاوت آب در تشکیل فیروزه دارد. پیک دوم در نمونه NN-107 به سختی مشاهده می‌شود.



شکل۴-طیف رامان نمونه‌های مورد مطالعه

طیف‌های رامان بدست آمده از چهار نمونه مورد مطالعه در باندهای $۹۰۰cm^{-1}$ تا $۴۵۰۰cm^{-1}$ بسیار مشابه بوده اما تفاوت قوی در باندهای $۱۰۰cm^{-1}$ تا $۹۰۰cm^{-1}$ قابل مشاهده است، که ممکن است به علت تفاوت در میزان سیلیس و یا به علت جانشینی Fe^{3+} به جای Al^{3+} در کالکوسیدریت یا همان فیروزه سبز رنگ باشد.

نتیجه‌گیری

با توجه به این که فیروزه گوهری متخلخل به حساب می‌آید و این تخلخل با میزان کیفیت گوهری آن نسبت مستقیم دارد، می توان عدم نتیجه‌گیری درست در زمینه تست‌های گوهرشناسی را به خاطر کم‌عیار بودن نمونه‌های مورد مطالعه دانست چراکه میزان تخلخل بسیار بالای آنها موجب جذب مایع مخصوص رفرکتومتر و جذب آب هنگام توزین در زمان محاسبه وزن مخصوص شده‌است. همچنین طیف سنجی این نمونه‌ها نشان داد که طیف رامان با ساختار داخلی کانی‌ها و سنگ‌ها ارتباط مستقیم دارد. در این نوشتار با مقایسه طیف‌های حاصل از نمونه‌های مورد مطالعه نشان داده شد که علی‌رغم شباهت‌های ظاهری بین آنها، تفاوت‌های ظریفی در طیف رامان آنها قابل مشاهده هست که می‌تواند در منشاء شناسی فیروزه نقش بسزایی داشته باشد. محدوده طیف $۱۰۰cm^{-1}$ تا $۵۰۰cm^{-1}$ نشان دهنده میزان آهن، آلمینیوم و مس بوده که بیشترین تفاوت در طیف‌های حاصل در همین محدوده می‌باشد. نمونه‌های NN-107 به رنگ سبز و

KN-111 به رنگ آبی در این محدوده شدیدترین پیک‌ها را نشان می‌دهد لذا می‌توان اینگونه برداشت کرد که این تفاوت در نتیجه جایگزینی عناصر بوجود آمده است که جابه‌جایی باندها به طرف طول موج‌های کمتر را به همراه دارد. تجزیه طیف رامان می‌تواند یک روش مناسب برای تشخیص انواع فیروزه‌ها باشد.

منابع فارسی

کریم‌پور، م؛ ملکزاده شفارودی، آ؛ اسفندیارپور، ا؛ محمدنژاد، ح؛ (۱۳۹۰). معدن فیروزه نیشابور: نخستین کانی‌سازی مس- طلا- اورانیم- عناصر نادر خاکی سبک نوع IOCG در ایران. نشریه زمین‌شناسی اقتصادی، سال سوم، شماره دوم، صص۱۹۳-۲۱۶.

اویسی مسعود، محمد یزدی و منصور قربانی، ۱۳۹۵، معدنکاری فیروزه نیشابور در ایران قدیم، فصلنامه جغرافیا، جلد ۱۶، شماره ۵۱، ص.۸۷-۱۰۰.

اویسی مسعود، محمد یزدی و منصور قربانی، ۱۳۹۵،مقایسه درجه بندی فیروزه در ایران قدیم و دوران معاصر، سی و پنجمین گردهمایی علوم زمین. ص ۳۱۰۳-۳۱۱۲.

گاراژیان, ع., عمران, لطفی, & فرزانه. (۲۰۱۴). باستان‌شناسی فیروزه: انسان، سنگ و رنگ. پژوهش‌های انسان‌شناسی ایران, ۴(۲), ۱۰۵-۱۲۴.

یزدی م.، ۱۳۹۲، روش های تجزیه نمونه های ژئوشیمیایی، انتشارات جهاد دانشگاهی شهید بهشتی،۱۸۲ص.

صباغی، ح؛ فرح بخش، ا؛ اسلام کیش، ت؛ (۱۳۹۴). تفکیک رنگی فیروزه و تعیین مهمترین پاراژنز آن با آنالیزهایXRF، XRD و طیف‌سنجی FT-IR؛ مطالعه موردی معدن فیروزه نیشابور. همایش ملی علوم زمین‌شناسی و معدن با نگرشی بر دریاچه ارومیه، ایران، ارومیه.

References

Bauman, A., Spes, O., & Lensch, G. (1983). Strontium isotopic composition of post-ophiolithic tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar and Quchan INE Iran.

Spies, O., Lensch, G., & Mihem, A. (1983). Chemistry of the post-ophiolitic Tertiary volcanism between Sabzevar and Quchan/NE Iran. Geodinamic Project (Geotraverse) in Iran, final report. Geological Survey of Iran, 53.

Frost, R. L., Reddy, B. J., Martens, W. N., & Weier, M. (2006). The molecular structure of the phosphate mineral turquoise—a Raman spectroscopic study. Journal of Molecular Structure, 788(1-3), 224-231.

Black, L., Breen, C., Yarwood, J., Deng, C. S., Phipps, J., & Maitland, G. (2006). Hydration of tricalcium aluminate (C 3 A) in the presence and absence of gypsum—studied by Raman spectroscopy and X-ray diffraction. Journal of Materials Chemistry, 16(13), 1263-1272.

بازوپایان ووچیاپینگین برش چینه شناسی قره‌گز در جنوب جلفا، شمال باختر ایران

پریسا محمدی؛ دانشجوی کارشناسی ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
***عباس قادری؛** استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران email: aghaderi@um.ac.ir

چکیده

در این پژوهش به مطالعه بازوپایان به دست آمده از لایه‌های جلفای پایینی در برش چینه شناسی قره‌گز در منطقه دره‌دیز جلفا در شمال باختر ایران پرداخته شده است. سازند جلفا در این برش بیش از ۴۱ متر ضخامت دارد و شامل توالی از شیل‌های سبز تا خاکستری دارای میان‌لایه‌هایی از سنگ آهک‌های خاکستری رنگ در بخش پایینی (لایه‌های جلفای پایینی) و تناوبی از شیل‌های قرمز، خاکستری و سبز با مارن و سنگ آهک‌های خاکستری، کرم تا قرمز رنگ ندولار در بخش بالایی (لایه‌های جلفای بالایی) است که در بخش پایینی غنی از انواع بازوپایان هستند. در این مطالعه، ۱۰ جنس و ۱۹ گونه از راسته‌های Athyridida، Orthotetida، Orthida، Productida، Spiriferida و Terebratulida شناسایی شده‌اند. بر اساس محدوده حضور دو گونه *Araxilevis intermedius* و *Permophricodothyris ovata*، دو بایوزون گستره‌ای در بخش جلفای پایینی تعریف شده است. همچنین، محدوده بازوپادار بین این دو بایوزون نیز در قالب بایوزون بینابینی *Araxilevis intermedius- Permophricodothyris ovata* در نظر گرفته شده است. این بایوزون‌ها نشان دهنده سن ووچیاپینگین برای توالی مورد مطالعه بوده و قابل قیاس با موارد مشابه در دیگر نقاط ایران و منطقه قفقاز جنوبی می‌باشند.

کلیدواژه: بازوپایان، بایوزون، پرمین، دره‌دیز، ووچیاپینگین.

Wuchiapingian brachiopods of the Qareh-Goz stratigraphic section in the south of Julfa, northwest of Iran

Parisa Mohammadi; M.Sc. student in Stratigraphy & Paleontology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran
***Abbas Ghaderi,** Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran Email: aghaderi@um.ac.ir

Abstract

In this research, brachiopods of the Lower Julfa Formation in the Qareh-Goz stratigraphic section (Darrhe-Diz area of Julfa, northwest of Iran) are investigated. In this section, the Julfa Formation with more than 41 meter thickness is composed of green to gray shales, interbedded with gray limestone in the lower part (Lower Julfa Beds) and alternations of red, gray to green shale and gray, cream to red marl and nodular limestone in the upper part (Upper Julfa Formation). The lower member is rich in brachiopod content. 10 genera and 19 species of brachiopods belong to the Athyridida, Orthotetida, Orthida, Productida, Spiriferida and Terebratulida orders are determined in this study. Accordingly, two taxon range zone are defined in the studied succession based on the species of *Araxilevis intermedius* and *Permophricodothyris ovata*. In addition, the fossiliferous interval between the mentioned range zones is considered as the *Araxilevis intermedius- Permophricodothyris ovata* Interval zone. These biozones confirm the age of Wuchiapingian for the studied section, comparable with the same intervals in Iran and Lesser Caucasus.

Key Words: Brachiopods; Biozone; Permian; Darreh-Diz; Wuchiapingian.

مقدمه

به جز معرفی کلی بازوپایان پرمین پسین ناحیه جلفا در اولین بررسیهای چینه شناسی انجام شده در این ناحیه توسط Stepanov et al. (1969) و مطالعات سیستماتیکی که اخیراً توسط Ghaderi et al. (2014) و قادری و همکاران (۱۳۹۳)

بر روی این فونا در برش‌های چینه شناسی کوه علی باشی و زال در ناحیه جلفا انجام شده است، کار قابل ذکر دیگری بر روی این فسیل‌ها در شمال باختر ایران صورت نگرفته است. از سویی، دانش عمومی ما از لایه‌های رسوبی پرمین پسین در این ناحیه از کشور محدود به برونزدهای شناخته شده از برش‌های یاد شده در کوه‌های علی باشی و ناحیه زال است و برش‌های چینه شناسی جدید به ندرت تجربه شده‌اند. در پژوهش حاضر، برش چینه شناسی کمتر شناخته شده‌ای در مجاورت آبادی قره‌گز در ناحیه دره‌دیز و به فاصله ۲۸ کیلومتری جنوب جلفا برای اولین بار معرفی و از دیدگاه دیرینه شناسی بازوپایان مورد بررسی قرار گرفته است.

روش مطالعه

بازوپایان مورد بحث در این پژوهش به صورت کاملاً برجا و از درون لایه‌های شیلی ـ مارنی ـ کربناتی لایه‌های جلفای پایینی جمع‌آوری شده‌اند. جهت مطالعه دیرینه شناسی سیستماتیک، ضمن اندازه‌گیری‌های بایومتری آن‌ها، ویژگی‌های مختلف نظیر تزئینات سطح کفه‌ها، خارها و روگاهای سطحی، فولد و سولکوس، اینترایا، جهت‌یابی و اندازه امبو، آرایش کومیشر و ... بررسی شده‌اند و مقایسه‌ای نیز با نمونه‌های مشابه از دیگر نقاط ایران (برای مثال: Angiolini & Carabelli, 2010; Ghaderi et al., 2014)، قفقاز جنوبی (Ruzhentsev & Sarytcheva, 1965)، ترکیه (Verna et al., 2011)، عمان (Angiolini et al., 2007)، چین جنوبی (Xu & Grant, 1994; Shen & Shi, 2007) صورت گرفته است. این بررسی‌ها به شناسایی ۱۹ گونه از ۱۰ جنس مختلف متعلق به راسته‌های Athyridida، Orthotetida، Orthida، Productida، Spiriferida و Terebratulida منجر شده است (شکل ۱).

بحث و نتیجه‌گیری

اولین بار Stepanov et al. (1969) توالیهای پرمین ـ تریاس ناحیه جلفا را در قالب ۸ واحد سنگ چینه‌ای عمده شامل لایه‌های گنیشیک (واحد A)، لایه‌های خاچیک (واحد B)، لایه‌های جلفای پایینی (واحد C)، لایه‌های جلفای بالایی (واحد D)، لایه‌های دربردارنده مرز تدریجی پرمین ـ تریاس (واحد E)، لایه‌های سنگ آهکی حاوی آمونوئید *Paratirolites* (واحد F)، سازند الیکای پایینی (واحد G) و سازند الیکای بالایی (واحد H) تفسیم بندی کرده‌اند. Teichert et al. (1973) نیز منطقه کوه‌های علی باشی را مورد بازبینی قرارداده و مجموعه واحدهای E و F معرفی شده توسط Stepanov et al. (1969) را به عنوان سازندی جدید به نام سازند علی باشی نام نهاده‌اند. در این بین، لایه‌های جلفای پایینی (واحد C) به دلیل برخورداری از بازوپایان فراوان به نام زون بازوپادار (Brachiopod zone) خوانده شده است (Partoazar, 2002). خاطرنشان می‌سازد الگوی سنگ چینه‌ای استفاده شده در این نوشتار مطابق با تقسیم بندی ارائه شده توسط Stepanov et al. (1969) و Teichert et al. (1973) است. مجموع ضخامت سازند جلفا در برش قره‌گز ۴۱/۰۷ متر است و شامل توالی از شیل‌های سبز تا خاکستری دارای میان‌لایه‌هایی از سنگ آهک‌های خاکستری رنگ به ضخامت ۲۳/۶۲ متر (لایه‌های جلفای پایینی) و تناوبی از شیل‌های، قرمز، خاکستری و سبز با سنگ آهک‌های خاکستری، کرم تا قرمز رنگ ندولار به ضخامت ۱۷/۴۵ متر (لایه‌های جلفای بالایی) می‌باشد. عمده ماکروفسیل‌های یافت شده از لایه‌های جلفا شامل بازوپایان متعلق به راسته‌های مختلف، مرجان‌های روگوزا و تابولاتا، نوتیلوئیدها و آمونوئیدها، کرینوئیدها، اسفنج‌ها و بروزوئرها می‌باشند. روزن‌داران، استراکودها، کنودونت‌ها، بقایای ماهی‌ها و گاهی نیز جلبک‌های آهکی، مهمترین میکروفسیل‌های این مجموعه هستند (Ghaderi et al., 2016).

بازوپایان به عنوان مهمترین کفزی‌های ساکن دریاهای پرمین پسین، نقش مهمی در شناسایی و بازسازی سکونتگاه‌های رو به نابودی این زمان در اثر رویداد انقراضی انتهای پرمین داشته‌اند (Leighton et al., 2013; Zonneveld & Bistran, 2013). لذا شناسایی و زیست پهنه بندی این موجودات از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. بر این اساس در پژوهش حاضر، بازوپایان موجود در برش چینه شناسی قره‌گز مورد مطالعه سیستماتیک دقیق قرار گرفته و بایوزون‌هایی بر مبنای این فسیل‌ها برای لایه‌های جلفا به شرح زیر ارائه شده است:

1. *Araxilevis intermedius* Zone

این بایوزون گستره‌ای منطبق بر گستره حضور گونه *Araxilevis intermedius* است، با ضخامت ۵/۲۰ متر در بخش پایینی لایه‌های جلفای پایینی شناسایی شده است. شیل‌های سبز تا خاکستری و سنگ آهکهای مارنی خاکستری تا سبز سنگ شناسی غالب این بایوزون را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۲). این بایوزون معادل با بایوزون تجمعی *Araxilevis – Orthotetina* در منطقه کوههای علی باشی جلفا (Stepanov et al., 1969)، بایوزون *Araxilevis intermedius* در برش دره اصلی کوه‌های علی باشی (Ghaderi et al., 2014)، بایوزون *Araxilevis intermedius* در برش زال (قادری و همکاران، ۱۳۹۳) و نیز قابل مقایسه با *Araxilevis Biozone* قفقاز جنوبی (Ruzhentsev & Sarytcheva, 1965) می‌باشد. همچنین بایوزون مشابهی به نام *Araxilevis intermedius* توسط Angiolini & Carabelli (2010) از سازند نسن پایینی در کوههای البرز میانی معرفی شده است. این بایوزون سنی معادل با ووچیاپینگن پیشین دارد (Ghaderi et al., 2014).

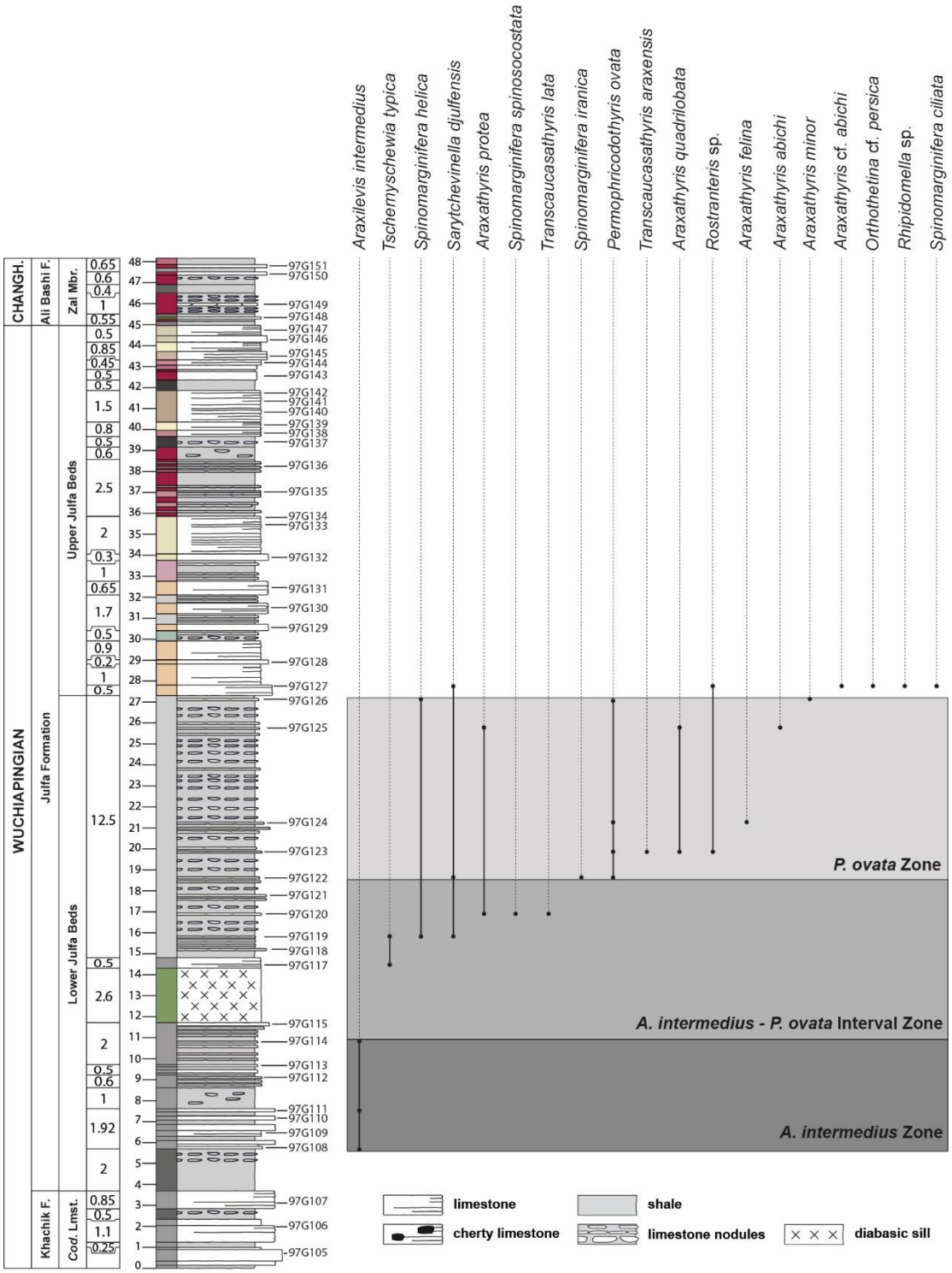
2. *Araxilevis intermedius - Permophricodothyris ovata* Interval Zone

شروع این بایوزون بینابینی منطبق بر آخرین حضور گونه *Araxilevis intermedius* و پایان آن نیز همزمان با اولین حضور گونه *Permophricodothyris ovata* است. این بایوزون با ضخامت ۸/۱ متر، در بخش میانی لایه‌های جلفای پایینی جای دارد. شیلهای خاکستری همراه با لایه‌های نازکی از سنگ آهک‌های خاکستری تا قهوه‌ای ندولار و یک افق سیل دیابازی سنگ شناسی عمده این بایوزون را تشکیل داده‌اند. گونه‌های *Araxathyris protea*، *Sarytchevinella djulfensis*، *Spinomarginifera helica*، *Spinomarginifera spinosocostata*، *Transcaucasathyris lata*، *Tschernyschewia typica*، نیز گونه‌های همراه در این بایوزون می‌باشند (شکل ۲). ردیف رسوبات دربردارنده این بایوزون که پیش از این در ناحیه جلفا معرفی نشده است، از دیدگاه سنگ چینه‌ای معادل با طبقاتی است که بخش پایینی بایوزون *Permophricodothyris ovata* در برش دره اصلی کوه‌های علی‌باشی (Ghaderi et al., 2014) و برش زال (قادری و همکاران، ۱۳۹۳) را دربرگرفته‌اند و سن ووچیاپینگین میانی دارند (Ghaderi et al., 2014).



شکل ۱: تصاویر منتخبی از بازوپایان معرفی شده در این پژوهش

1- *Araxilevis intermedius*; Samp.No.97G108. **2- *Tschernyschewia typica*;** Samp.No.97G117. **3- *Spinomarginifera helica*;** Samp.No.97G119. **4- *Sarytchevinella djulfensis*;** Samp.No.97G119. **5- *Spinomarginifera spinocostata*;** Samp.No.97G120. **6- *Transcaucasathyris lata*;** Samp.No.97G120. **7- *Spinomarginifera iranica*;** Samp.No.97G122. **8- *Araxathyris protea*;** Samp.No.97G120. **9- *Permophricodothyris ovata*;** Samp.No.97G124. **10- *Araxathyris quadrilobata*;** Samp.No.97G123. **11- *Transcaucasathyris araxensis*;** Samp.No.97G123. **12- *Orthothetina* cf. *persica*;** Samp.No.97G127. **13- *Rostranteris* sp.;** Samp.No.97G123. **14- *Araxathyris fellina*;** Samp.No.97G124. **15- *Araxathyris minor*;** Samp.No.97G126. **16- *Orthotichia* cf. *avushensis*;** Samp.No.97G127. **17- *Spinomarginifera ciliata*;** Samp.No.97G127.



شکل ۲: ستون چینه نگاری، نمودار انتشار قائم بازوپایان و گستره بایوزون‌های معرفی شده در برش چینه شناسی قره‌گز

3. *Permophricodothyris ovata* Zone

این بایوزون گستره‌ای منطبق بر گستره حضور گونه *Permophricodothyris ovata* است، با ضخامت ۸/۷۰ متر در نیمه بالایی لایه‌های جلفای پایینی شناسایی شده است. سنگ آهک‌های زیست آواری خاکستری تا قهوه‌ای همراه با شیل‌های

خاکستری سنگ شناسی غالب این بایوزون را تشکیل داده‌اند. گونه‌های *Araxathyris abichi*، *Araxathyris felina*، *Araxathyris minor*، *Araxathyris protea*، *Araxathyris quadrilobata*، *Rostranteris* sp.، *Sarytchevinella djulfensis*، *Spinomarginifera helica*، *Spinomarginifera iranica*، *Transcaucasathyris araxensis*، *Transcaucasathyris lata* دیگر بازوپایان مهم این بایوزون هستند (شکل ۲). این بایوزون معادل با بایوزون تجمعی *Pseudogastrioceras – Permophricodothyris* در منطقه کوه‌های علی باشی جلفا (Stepanov et al., 1969)، بخش بالایی بایوزون *Permophricodothyris ovata* معرفی شده در برش دره اصلی کوه‌های علی باشی (Ghaderi et al., 2014) و برش زال (قادری و همکاران، ۱۳۹۳) و نیز معادل با لایه‌های حاوی *Araxoceras – Oldhamina* در برش الگوی دورآشام است (Ruzhentsev & Sarytcheva, 1965) و سن ووچیاپینگین میانی دارد (Ghaderi et al., 2014).

منابع

قادری، ع.، صادقی، ا.، عاشوری، ع.ر.، ۱۳۹۳. مطالعه بازوپایان توالی‌های پرمین بالایی در شمال باختر ایران، برش چینه شناسی زال. دوفصلنامه دیرینه شناسی، ۲ (۲): ۲۱۲-۲۹۲.

Angiolini, L., & Carabelli, L., 2010. Upper Permian brachiopods from the Nesen Formation, North Iran. Palaeontology, 84: 41–90.

Ghaderi, A., C. Garbelli, L. Angiolini, A.R. Ashouri, D. Korn, R. Rettori, & M.H. Mahmudy Gharaie, 2014. Faunal changes near the End Permian Extinction: the brachiopods of the Ali Bashi Mountains, NW Iran. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 120 (1): 27-59.

Ghaderi, A., Taherpour Khalil-Abad, M., Ashouri, A.R., Korn, D., 2016. Permian Calcareous algae from the Khachik Formation at the Ali Bashi Mountains, NW of Iran. Arabian Journal of Geosciences, 9 (17): 699: 1-11.

Leighton, L.R., Webb, A.E., & Sawyer, J.A., 2013, Ecological effects of the Paleozoic-Modern faunal transition: Comparing predation on Paleozoic brachiopods and mollusks. Geology, 41 (2): 275–278.

Partoazar, H., 2002, Permian-Triassic boundary conodonts from Julfa-Abadeh Belt along Northwest and Central Iran. Permophiles, 41: 34-40.

Ruzhencev, V.E., & Sarycheva, T.G., (eds.), 1965. Razvitie i smena morskikh organizmov na Rubezhe Paleozoya i Mezozoya. Trudy Paleontologicheskogo Instituta Akademiya Nauk SSSR, 108: 1- 431.

Shen, S.Z., & Shi, G.R., 2007. Lopingian (Late Permian) brachiopods from South China, Part 1: Orthotetida, Orthida and Rhynchonellida. Bulletin of the Tohoku University Museum, 6: 1-102.

Stepanov, D.L., Golshani, F., & Stocklin, J. 1969. Upper Permian and Permian-Triassic boundary in North Iran. Geological Survey of Iran, Report 12, 1–72.

Teichert, C., Kummel, B., & Sweet, W.C. 1973. Permian-Triassic strata, Kuh-e-Ali Bashi, northwestern Iran. Bulletin of the Museum of Comparative Zoology, 145: 359–472.

Verna, V., Angiolini, L., Baud, A., Crasquin, S., & Nicora, A., 2011. Guadalupian Brachiopods from Western Taurus, Turkey. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 117: 1-52.

Xu, G.R., & Grant, R.E., 1994. Brachiopods near the Permian-Triassic Boundary in South China. Smithsonian Contributions to Paleobiology, 76: 1-68.

Zonneveld, J.P., & Bistran, R., 2013. Bored Bivalves in Upper Triassic (Norian) Event Beds, Northeastern British Columbia, Canada. Ichnos, 20: 88–98.

بایوستراتیگرافی نهشته‌های کرتاسهٔ بالایی در بخش غربی حوضهٔ کپه داغ

یداله عظام پناه[1*]، گروه زمین شناسی، دانشکدهٔ علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
عباس صادقی[2]، گروه زمین شناسی، دانشکدهٔ علوم پایه، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
محمد حسین آدابی[2]، گروه زمین شناسی، دانشکدهٔ علوم پایه، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران
امیر محمد جمالی[3]، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت، تهران، ایران
علی سلیمانی[1] گروه زمین شناسی، دانشکدهٔ علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

چکیده

به منظور مطالعات بایوستراتیگرافی نهشته‌های کرتاسهٔ بالایی در قسمت غربی کپه داغ برش چینه شناسی مراوه تپه مورد مطالعه قرار گرفت. در این برش ۵ متر از راس سازند آیتامیر، سازند آب‌دراز (۱۷۸ متر)، سازند آب تلخ (۶۴۹ متر) و سازند کلات (۱۰ متر) مطالعه و نمونه برداری شده است. در مطالعات زیست چینه نگاری براساس شناسایی ۶۳ گونه متعلق به ۲۰ جنس از فرامینیفرهای پلانکتونی ۱۰ بایوزن معرفی شده است. همچنین مطالعات پتروگرافی موجب شناسایی ۱۰ ریزرخساره شد که به طور عمده در دو کمربند رخساره‌های دریای باز و شیب حوضه رسوب‌گذاری نموده‌اند. براساس این نتایج در گرابن مراوه تپه بر خلاف دیگر نواحی کپه‌داغ غربی توالی کرتاسهٔ بالایی در بر دارندهٔ توالی بسیار کامل و پیوسته‌ای می‌باشد.

کلیدواژه: آب‌دراز، آب تلخ، تورونین، کپه داغ، فرامینیفر

Biostratigraphy of the Upper Cretaceous deposits in the west part of the Kopet-Dagh Basin

Yadolah Ezampanah [1, *], *Geology Department, Earth Sciences Faculty, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran,* y.ezampanah1366@gmail.com
Abbas Sadeghi [2], *Geology Department, Earth Sciences Faculty, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.*
Mohammad Hossein Adabi[2], *Geology Department, Earth Sciences Faculty, Shahid Beheshti University.*
Amir Mohammad Jamali [3], *Exploration Directorate, National Iranian Oil Company, Seoul St., Tehran, Iran*
Ali Soleimani[1], *Geology Department, Earth Sciences Faculty, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran*

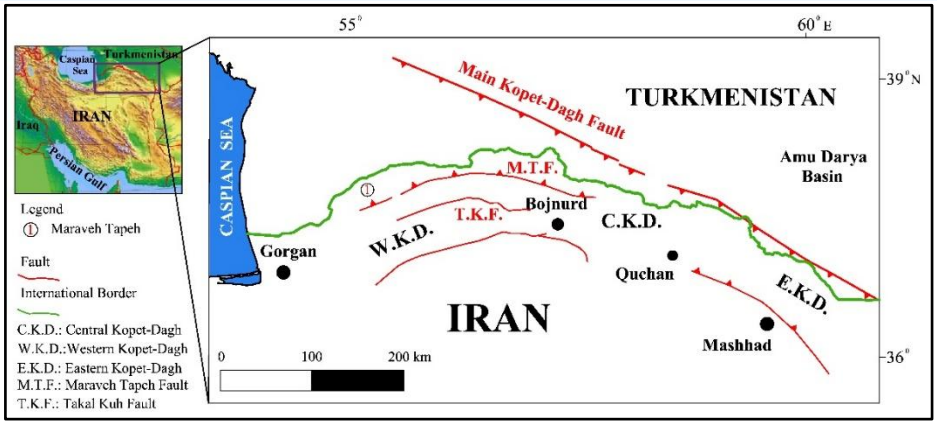
Abstract

In order to biostratigraphy of the Upper Cretaceous deposits in the west part of the Kopet-Dagh Basin the Maraveh Tapeh section has been analysed. In this section 5 m from the top of the Aitamir Formation, the Abderaz Formation (178 m), the Abtalkh Formation (649 m) and the Kalat Formation (10 m) have been sampled and studied. In the biostratigraphy study 63 species and 20 genera of planktonic foraminfera have been identified which is subdivided into 10 biozones. The petrographic studies led to recognition of 10 microfacies which are mainly deposited in open marine and slope facies belts. These results indicate that contrary to other outcrops in the west Kopet-Dagh, the Maraveh Tapeh graben is represented by a complete susseccion of the Upper Cretaceous deposits.
Key Words: Abderaz, Abtalkh, Turonian, Kopet-Dagh, Foraminifer

مقدمه

حوضه رسوبی کپه‌داغ یک حوضه درون قاره‌ای از نوع پشت کمانی در جنوب سکوی توران است که پس از کوهزایی سیمرین‌پیشین و بسته‌شدن اقیانوس پالئوتتیس، در زمان تریاس پسین در شمال شرق ایران (شکل ۱) تشکیل شده است (Berberian and King, 1981; Lyberis and Manby, 1999; Afshar-Harb, 1994; Bretis et al., 2012).

مطالعات

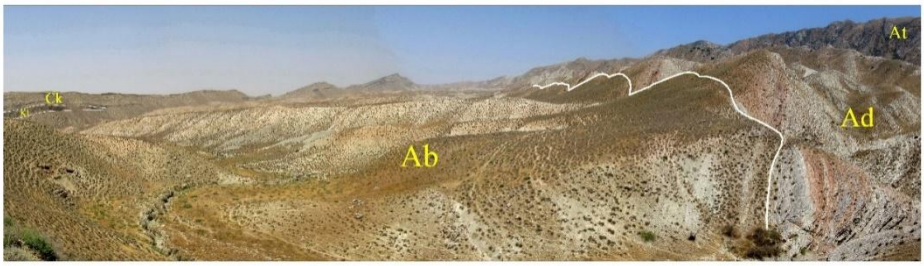


شکل ۱: نقشه تکتونیکی حوضهٔ رسوبی کپه داغ (اقتباس از جمالی ۲۰۱۱) و موقعیت جغرافیایی برش مطالعه شده.

زیست چینه‌ای زیادی بر روی توالی کرتاسه بالایی در شرق این حوضه صورت گرفته است، ولی بخش غربی آن با وجود رخنمون‌های وسیع توجه کمتری را به خود جلب نموده است. لذا در این پژوهش به مطالعهٔ زیست چینه‌ای نهشته‌های کرتاسهٔ بالایی در برش مراوه تپه در ۴۱ کیلومتری جنوب غرب شهر مراوه‌تپه پرداخته شده است (شکل‌های ۱ و ۲).

روش مطالعه

در این پژوهش ۴۵۱ نمونه سنگی برداشت و از آنها تعداد ۴۹۰ مقطع نازک تهیه گردیده است. برای شناسایی فرامینیفرها و معرفی بایوزون‌ها از منابع (Robaszynski and Caron, 1979; Olsson et al, 1999; Premoli Silva andVerga, 2004) استفاده شده است. نام‌گذاری رخساره‌ها و تعیین محیط‌های رسوبی بر پایهٔ دانهام (۱۹۶۲) و فلوگل (۲۰۱۰) صورت گرفته است.



شکل ۲: نمایی از سازندهای آیتامیر (At)، آب‌دراز (Ad)، آب‌تلخ (Ab)، کلات (Kt) و چهل کمان (Ck) در برش مراوه تپه.

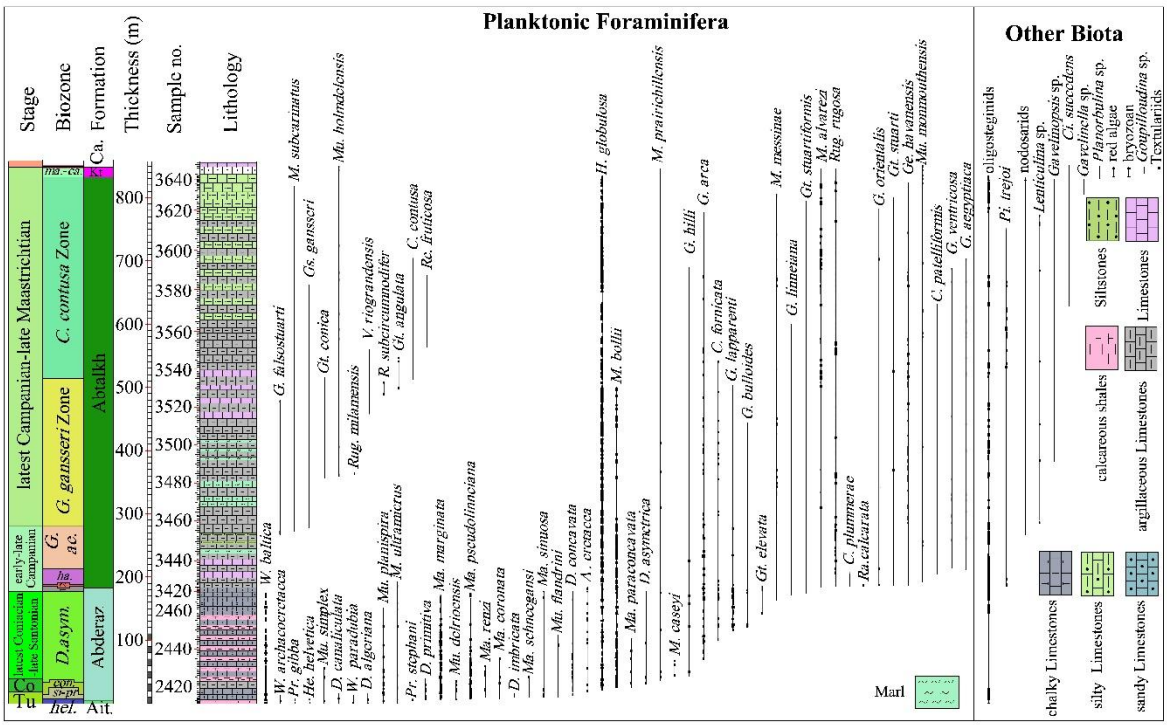
بحث و نتیجه‌گیری

در مطالعات بایوستراتیگرافی ۶۳ گونه متعلق به ۲۰ جنس از فرامینیفرهای پلانکتونی، ۳ گونه و ۹ جنس از فرامینیفرهای بنتیک و ۴ گونه از الیگوستژینیدها شناسایی شده است. براساس ظهور و انقراض مارکرهای زونی از فرامینیفرهای پلانکتونی شاخص حوضهٔ تتیس در منطقهٔ مورد مطالعه ۱۰ بایوزون به شرح زیر معرفی شده است (شکل ۳).

1) *Helvetoglobotruncana helvetica* Total Range Zone **سن:** تورونین پیشین تا میانی

این بایوزون با ضخامت ۲۷/۷ متر براساس ظهور و انقراض *H. helvetica* تعریف شده و جامعه فسیلی آن شامل:

Muricohedbergella planispira, M. delrioensis, M. simplex, Macroglobigerinelloides ultramicrus, Whiteinella baltica, W. archaeocretacea, W. paradubia, Dicarinella algeriana, D. canaliculata, D. imbricata, Praeglobotruncana gibba, P. stephani



شکل ۳-ستون سنگ چینه ای و زیست چینه ای به همراه پراکندگی فرامینیفرهای پلانکتونی برش مراوه تپه

2) *Marginotruncana sigali-Dicarinella primitiva* Partial Range Zone

این بایوزون با سن انتهای تورونین میانی تا تورونین پسین در حد فاصل انقراض *H. helvetica* در پایین و ظهور *D. concavata* در بالا تعریف شده و ۶ متر از قاعدهٔ سازند آبدراز را در بر می‌گیرد. جامعه فسیلی هم‌زیست ان عبارتند از:

Muricohedbergella planispira, M. simplex, M. flandrini, Whiteinella baltica, W. archaeocretacea, W. paradubia, Dicarinella canaliculata, D. algeriana, D. imbricata, D. primitiva, Marginotruncana marginata, M. schneegansi, M. coronata, M. renzi, M. pseudolinneiana, M. sinuosa, and oligosteginids.

3) *Dicarinella concavata* Interval Zone **سن:** تورونین پسین تا سانتونین پیشین

این بایوزون ۱۸/۸ متر از سازند آبدراز را به خود اختصاص داده و مرز زیرین و بالایی آن به ترتیب توسط ظهور *D. concavata* و *D. asymetrica* تعریف شده است. جامعه فسیلی هم‌زیست آن عبارتند از:

Muricohedbergella planispira, M. simplex, M. delrioensis, Macroglobigerinelloides bollii, Whiteinella baltica, Dicarinella imbricata, D. primitiva, Archaeoglobigerina cretacea, Heterohelix globulosa, Marginotruncana marginata, M. renzi, M. pseudolinneiana, M. schneegansi, M. sinuosa, M. coronata, M. paraconcavata, and oligosteginids

4) *Dicarinella asymetrica* Total Range Zone **سن:** سانتونین-کامپانین پیشین

این بایوزون با براساس ظهور و انقراض گونهٔ *D. asymetrica* تعریف شده است. ۱۴۴/۲ متر از ضخامت سازند آب‌دراز را در بر می‌گیرد. به جز اولین حضور گونه‌هایی همانند *Muricohedbergella flandrini*، *Macroglobigerinelloides messinae*، *M. prairiehillensis*، *Dicarinella asymetrica*، *Contusotruncana fornicata*، *Globotruncana lapparenti*، *G. arca*، *G. hilli*، *G. bulloides*، *G. linneiana*، *Globotruncanita stuartiformis* و *G. elevata* اغلب جوامع زیستی این بایوزون همانند بایوزون پیشین است.

5) *Globotruncanita elevata-Globotruncana ventricosa* integrated zone **سن:** کامپانین پیشین تا میانی

این بایوزون ترکیبی در حد فاصل انقراض *D. asymetrica* در پایین و ظهور *R. calcarata* در بالا تعریف شده و ۶ متر از ضخامت سازند آب‌دراز و ۲/۴ متر از قاعدهٔ سازند آب تلخ را پوشش می‌دهد. جامعه فسیلی هم‌زیست آن عبارتند از:

Globotruncana lapparenti, G. arca, G. ventricosa, G. hilli, G. bulloides, Macroglobigerinelloides messinae, M. bollii, M. prairiehillensis, Heterohelix globulosa, Contusotruncana fornicata, Globotruncanita elevata, G. stuartiformis and *Pithonella ovalis*.

6) *Radotruncana calcarata* Total Range Zone **سن:** کامپانین پسین

این بایوزون براساس ظهور و ناپدید شدن گونهٔ *R. calcarata* تعریف شده و ۳ متر از سازند آب تلخ را در بر می‌گیرد. جوامع زیستی این بایوزون به غیر از ظهور فرم‌های جدیدی همانند *M. alvarezi*، *G. stuarti*، *R. calcarata*، *R. rugosa*، *C. plummerae* و *G. havanensis* شبیه به بایوزون قبلی است.

7) *Globotruncanella havanensis* Partial Range Zone **سن:** کامپانین پسین

شامل بخشی از حضور گونهٔ *G. havanensis* در حد و فاصل انقراض گونهٔ *R. calcarata* در پایین و ظهور گونه *G. aegyptiaca* در بالا می‌باشد. ۲۷ متر از سازند آب‌تلخ را در بر می‌گیرد. به جز ظهور گونه هایی همانند *Macroglobigerinelloides prairiehillensis* و *Contusotruncana patelliformis* سایر جامعه همزیست این بایوزون همانند بایوزون قبلی می‌باشد.

8) *Globotruncana aegyptiaca* Interval Zone **سن:** کامپانین پسین

مرز زیرین آن منطبق با ظهور گونهٔ *G. aegyptiaca* و مرز بالایی آن با ظهور گونهٔ *Gansserina gansseri* تعریف می‌شود. ۶۵/۲ متر از ضخامت سازند آب‌تلخ را در بر می‌گیرد و جامعه فسیلی همزیست زیر در آن شناسایی شده است:

Globotruncana lapparenti, G. arca, G. aegyptiaca, G. hilli, G. bulloides, G. ventricosa, G. linneiana, Macroglobigerinelloides bollii, M. prairiehillensis, M. messinae, Contusotruncana patelliformis, Muricohedbergella monmouthensis, Globotruncanita stuarti, Rugoglobigerina rugosa, R. milamensis and *Globotruncanella havanensis*.

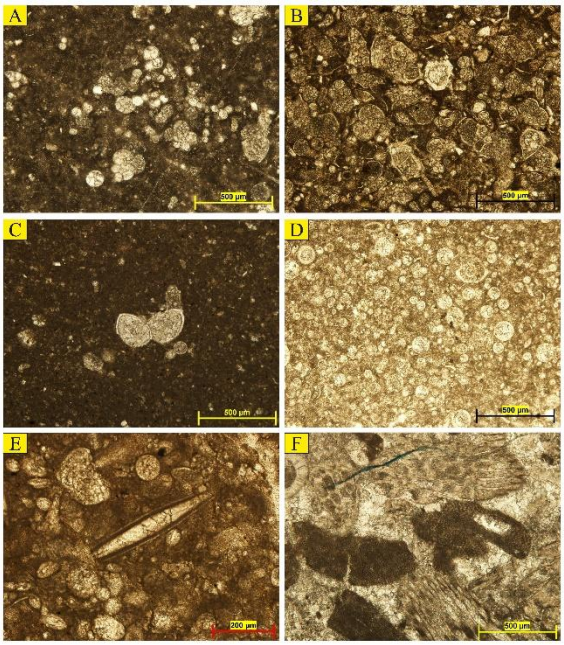
9) *Gansserina gansseri* Interval Zone **سن:** کامپانین پسین- مایستریشتین پیشین

مرز زیرین آن توسط ظهور *G. gansseri* و مرز بالایی آن با ظهور *Contusotruncana contusa* مشخص می‌شود. ۲۳۲/۸ متر از سازند آب‌تلخ را در بر می‌گیرد. ظهور فرم‌هایی همانند *G. gansseri*، *Gl. conica*، *Ru. milamensis*، *Mu. holmdelensis*، *Rug. subcircumnodifer*، *Gl. angulata* و آخرین حضور *G. bulloides*، *M. bollii* و *G. lapparenti* از تغییرات زیستی مهم در این بایوزون می‌باشد.

10) *Contusotruncana contusa* Interval Zone **سن:** مایستریشین پیشین تا پسین

مرز زیرین این بایوزون منطبق با ظهور *C. contusa* است. در این ناحیه در زمان مایستریشتین میانی تا پسین از عمق دریا کاسته شده و نهشته‌های سازند کلات رسوبگذاری کرده است، از اینرو فسیل‌های شاخص این اینتروال از جمله *A. mayaroensis* معرف مرز بالایی این بایوزون مشاهده نمی‌شود. مهمترین حوادث زیستی این بایوزون اولین ظهور فرم‌های *Contusotruncana walfishensis*، *C. Contusa*، *Muricohedbergella monmouthensis*، *Ventilabrella riograndensis*، *Racemiguembelina fructicosa* است.

در برش مطالعه شده براساس مطالعه مقاطع نازک تعداد ۱۰ میکروفاسیس معرفی شد (**شکل ۴**) که توصیف آنها به صورت مختصر در جدول ۱ ارائه شده است. بررسی میکروسکوپی و همچنین شواهد صحرایی این نهشته‌ها حاکی از ته نشست آنها به طور عمده در دو کمربند رخساره‌ای دریای ژرف (basin) و شیب حوضه (slope) است.



شکل ۴. ریز رخساره‌های شناسایی شده در توالی کرتاسهٔ بالایی: (A) MF1، (B) MF2، (C) MF6، (D) MF4، (E) MF5 و (F) MF9.

References

Bretis, B., Grasemann, B., Conradi, F., 2012. An active fault zone in the western Kopet-Dagh (Iran). Austrian Journal of Earth Sciences 105, 95–107.

Afshar-Harb, A., 1994. Geology of Kopet-Dagh. *In*: Hushmandzaden, A. (Ed.), Treatise on the geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 275 pp.

Flügel, E., 2010. Microfacies of carbonate rocks, analysis interpretation and application, 2nd edition. Springer-Verlag, Berlin, 976 pp.

Jamali, A.M., 2011. Biostratigraphy and lithostratigraphy of the Lower Cretaceous deposits in the east of Kopet-Dagh. Unpublished PhD thesis, University of Shahid Beheshti, Iran 448 pp.

-Olsson, R.K., Hemleben, C., Berggren, W.A. and Huber, B.T., 1999. Atlas of Paleocene planktonic foraminifera: Smithsonian Contribution to Paleobiology, v. 85, p. 225p.

-Premoli Silva, I., Rettori, R. and Verga, D., 2003. Practical manual of Paleocene and Eocene planktonic foraminifera: International School on Planktonic Foraminifera, Perugia, 152 p.

-Premoli Silva, I. and Verga, D., 2004. Practical manual of Cretaceous planktonic Foraminifera, Course 3. In: Verga, D., Rettroi, R. (Eds.), International School of Planktonic Foraminifera. Universities of Perugia and Milano. Tripografiadi di Pontefecino, Perugia, 283 pp.

-Robaszynski, F. and Caron, M., (Coordinators) 1979a. Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé Moyen (Mer Boréale et Téthys): Cahiers de Micropaléontologie, v.1, p.1–185.

-Robaszynski, F. and Caron, M., (Coordinators) 1979b. Atlas de foraminifères planctoniques) du Crétacé Moyen (Mer Boréale et Téthys): Cahiers de Micropaléontologie, v. 2, p. 1–181.

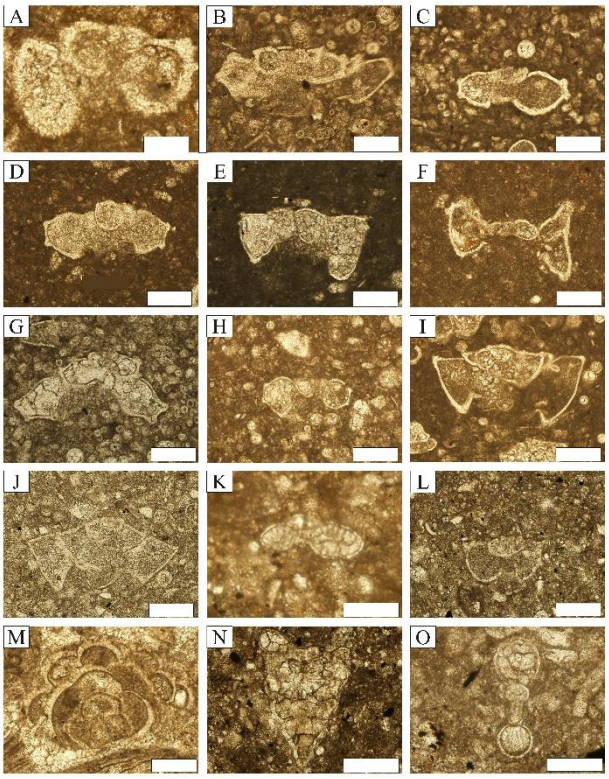


Fig. 5. A. *H. helvetica*, **B**. *M. coronata*, **C**. *D. primitiva*, **D**. *M. marginata*, **E**. *D. concavata*, **F**. *D. asymetrica*, **G**. *C. fornicata* **H**. *G. bulloides*, **I**. *Globotruncanita elevata*, **J**. *G. stuarti*, **K**. *G. havanensis*, **L**. *G. gansseri*, **M**. *Planorbulina* sp., **N**. *R. fructicosa*, **O**. *M. alvarezi*.

جدول ۱-رخساره‌های شناسایی شده در نهشته‌های کرتاسهٔ بالایی در سازندهای آب‌دراز، آب تلخ و کلات

Formation		Microfacies	Features
Kalat	Mf 10	Benthic Foraminifera Bioclast Packstone	Bioclasts, which are the main skeletal grains in this microfacies, include echinoids, red algae, bryozoans, rudist fragments and benthic foraminifera (textulariids, nodosariids, *Gaudryina* sp., and miliolids). Minor amounts of very fine- to silty-sized quartz grains are also present
	Mf 9	Red algae Bryozoa Packstone	Bryozoans and red algae are the main components of this microfacies. Other subordinate biota are echinoids, hyaline and agglutinated benthic foraminifera and rare planktonic foraminifera
Abderaz and Abtalkh	Mf 8	Microbioclast Packstone	This microfacies is mainly composed of very fine and broken bioclasts (microbioclasts). These bioclast fragments are belong to red algae, bryozoans, echinoids and bivalve. Other minor bioclasts are hyaline and agglutinated benthic foraminifera, oligosteginids and planktonic foraminifera. Silty-sized quartz grains are also present as non-skeletal particles
	Mf 7	Silty to Clayey Calcareous Shale	Very fine clayey-sized angular to subangular quartz grains are present. In addition, planktonic foraminifera, oligosteginids, and microbioclasts are sporadically distributed
	Mf 6	Bioclast Mudstone	This microfacies is characterized by scattered planktonic foraminifera in a mud-supported fabric along with large amounts of micrite
	Mf 5	Oligosteginids Wackestone	Oligosteginids are the main components of this microfacies. Planktonic foraminifera, *Lenticulina* sp., *Gavelinella* sp., and inoceramid debris are also present. As non-skeletal grains silty-sized quartz particles are also observed
	Mf 4	Oligosteginids Packstone	Oligosteginids (*Calcisphaerula innominata*, *C. innominata lata*, *Pithonella ovalis* and *P. trejoi*) are the predominant skeletal grains of this microfacies. Other minor biota include planktonic foraminifera, echinoids, *Lenticulina* sp., and inoceramid debris. A mud-supported fabric characterize this microfacies
	Mf 3	Planktonic Foraminifera Oligosteginids Packstone	Oligosteginids and planktonic foraminifera are the two main predominant skeletal grains of this microfacies. The subordinate biota are the same as the Mf4. Minor amounts of glauconite is also present
	Mf 2	Planktonic Foraminifera Packstone	The main components of this microfacies are very abundant and densely-packed planktonic foraminifera and represented by heterohelicids, *Macroglobigerinelloides*, globotruncanids and *Globotruncanita*. Subordinate biota are *Lenticulina* sp., bivalve and Oligosteginids
Table 1	Mf 1	Planktonic Foraminifera Wackestone	The special feature of this microfacies is the predominance of planktonic foraminifera such as Macroglobigerinelloides, globotruncanids and heterohelicids. Prismatic Inoceramid debris and oligosteginids are also sporadically present. In the upper parts of the Abtalkh Formation the amounts of planktonic foraminifera reduce and silty-sized quartz grains increase and change the microfacies to clayey-silty planktonic foraminifera wackestone

ریز رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و اجتماعات کربناته بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری در چاه A میدان نفتی مارون

نویسنده مسئول*: محمد گودرزی، دانش آموخته کارشناسی ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی ،
Mohammadgoodarzi45@yahoo.com*

حسن امیری بختیار، دکتری زمین شناسی شرکت ملی نفت مناطق نفت خیز جنوب

محمدرضا نورایی نژاد، کارشناس ارشد شرکت ملی نفت، مناطق نفت خیز جنوب

چکیده

این پژوهش با هدف بررسی و شناسایی ریز رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و اجتماعات کربناته بخش بالایی سازند پابده و بخش پایینی سازند آسماری در چاه A میدان نفتی مارون انجام شده است. بدین منظور تعداد ۱۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی از ۲۷۲.۵ متر از چاه A میدان نفتی مارون جهت بررسی و شناسایی آلوکم‌ها و محیط‌های رسوبی به منظور ارائه مدل رسوبی و بررسی اجتماعات کربناته مطالعه شدند. پس از بررسی مقاطع میکروسکوپی و شناسایی آلوکم‌ها تعداد ۶ ریز رخساره متعلق به محیط‌های حوضه، رمپ خارجی، رمپ میانی(بخش‌های دیستال و پروکسیمال) و رمپ درونی(ریف کومه‌ای و لاگون باز) شناسایی شدند. همچنین دو اجتماع کربناتی نانوفر و فورالگال شناسایی شدند.

کلید واژه: میدان نفتی مارون، سازند پابده، سازند آسماری، ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی، اجتماعات کربناته.

Microfacies, depositional environment and carbonate associations of the Pabdeh Formation upper part and the Asmari Formation lower part in well A of the Marun oil field

Mohammad goodarzi*: M. Sc. Stratigraphy and Paleontology, **Mohammadgoodarzi45@yahoo.com**
Hasan Amiri - Bakhtiar: Associate professor, National Iranian South Oil Company (NISOC), Ahwaz, Iran.
Mohammadreza Noraii Nejad: M4. National Iranian South Oil Company (NISOC), Iran, Ahvaz, Iran.

Abstract

This study aimed to recognition and characterize of the microfacies, sedimentary environments and carbonate associations of the upper part of the Pabdeh Formation and the lower part of the Asmari Formation in well A of the Marun oil field. For this purpose, 150 thin sections of 272.5 m of the well A of the Marun oil field were studied. After study of thin sections and identification of alochemes, six microfacies belonging to basin, outer ramp, middle ramp (distal and proximal sections) and inner ramp (patch reef and open lagoon) were recognised. Also two carbonate associations including nanofer and foralgals were identified.

Key Words: Marun Oil Field, Pabdeh Formation, Asmari Formation, Microfacies, depositional environment, carbonate associations.
Key Words: Marun Oil Field, Pabdeh Formation, Asmari Formation, Microfacies, depositional environment , carbonate associations.

مقدمه

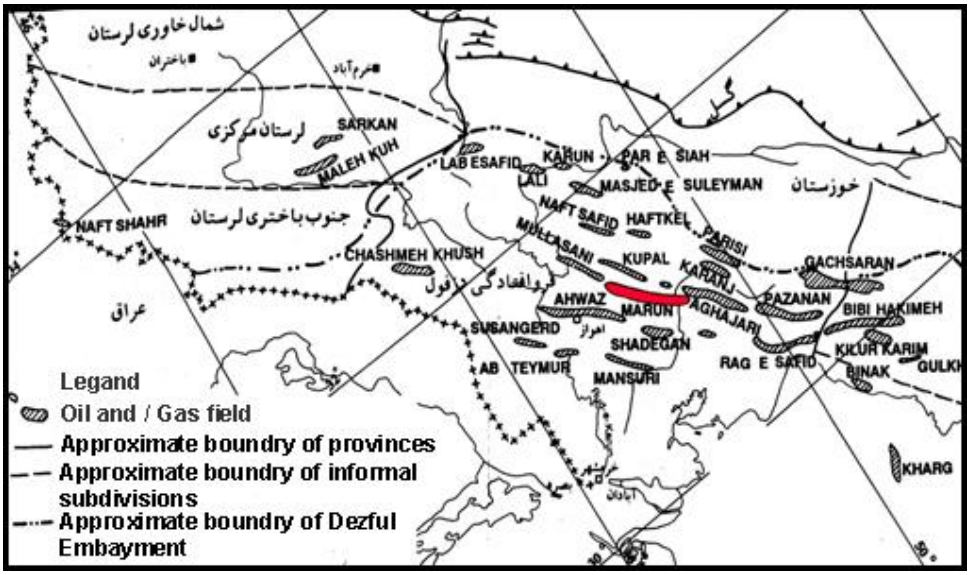
سازند پابده در گستره وسیعی از حوضه زاگرس، از پالئوسن تا الیگوسن و حتی میوسن آغازی(منطقه لرستان) نهشته شده (هداوند خانی، ۱۳۹۶) و به عنوان یک سنگ منشا و گاه به عنوان سنگ مخزن اهمیت ویژه‌ای در مطالعات نفتی و مواد هیدروکربوری دارد. سازند آسماری جوان‌ترین سنگ مخزن زاگرس است و به دلیل اهمیت اقتصادی آن (تولید مواد هیدروکربوری) مطالعات گسترده و جامعی بر روی آن انجام شده است. رسوبات پلاتفرم کربناته‌ای که سازند آسماری را تشکیل می‌دهند، شامل تعدادی از بزرگترین ذخایر نفتی در دنیا می‌باشند(Alavi, 2004). سازند آسماری در برش‌های کامل خود دارای دو عضو، یکی عضو ماسه سنگی اهواز در جنوب‌غرب خوزستان و دیگری عضو تبخیری کلهر در لرستان بوده (آقانباتی، ۱۳۸۵) و به لحاظ زیست‌چینه‌ای این سازند به سه واحد آسماری پایینی به سن الیگوسن، آسماری میانی به سن میوسن پیشین(آکی‌تانین) و آسماری بالایی به سن میوسن پیشین(بوردیگالین) تقسیم بندی شده و این تقسیم بندی در همه جا دیده نمی‌شود. در بیشتر نقاط مرز زیرین سازند آسماری، سازند پابده می‌باشد ولی در لرستان مرکزی این سازند با سازند کربناتی شهبازان و در فارس داخلی با سازند جهرم بصورت ناپیوستگی پیوسته نما (Paraconformity) همبر است(آقانباتی، ۱۳۸۵). در اکثر نقاط سازند آسماری با سازند تبخیری(انیدریتی) گچساران پوشیده شده ولی در فارس داخلی بوسیله سازند رازک پوشیده می‌شود.

موقعیت جغرافیایی:

فروافتادگی دزفول جزئی از کمربند چین خورده - رانده زاگرس است که در جنوب شرقی دزفول و شمال شرقی اهواز قرار دارد(مطیعی ۱۳۷۲). میدان نفتی مارون در چهل کیلومتری شمال شرق شهرستان اهواز، در جنوب فروافتادگی دزفول شمالی، و در میان این ساختمان در امتداد تاقدیس‌های آغاجاری و رامین قرار گرفته است. شکل ساختمانی مارون بر گرفته از میدان استرسی کلی زاگرس است(سراج، ۱۳۸۴). این میدان در افق آسماری دارای طول ۶۷/۵ کیلومتر و بطور متوسط ۵/۵ کیلومتر عرض می‌باشد، در بیشترین حالت ۷ کیلومتر و در کمترین حالت ۳/۵ کیلومتر عرض دارد. این میدان از شمال توسط میدان رامین، از جنوب توسط میدان رامشیر، از شرق توسط میدان کوپال و از غرب و شمال غرب توسط میدان‌های اهواز و شادگان محدود شده است (شکل ۱).

روش تحقیق

به منظور انجام این پژوهش تعداد ۱۵۰ مقطع نازک(عمدتا مغزه‌های حفاری) از نظر شناسایی آلوکم‌ها، شناسایی رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و اجتماعات کربناته بطور دقیق مورد بررسی قرار گرفت. در این تحقیق جهت نام گذاری و طبقه بندی سنگ‌ها از (Dunham, 1962) و Embry- Klovan, (1971) همچنین برای شناسایی ریز رخساره‌ها و تفسیر آنها از Flugel,(2010), Wilson, (1975): Buxton & Pedley, (1989): Geel, 2000 استفاده شد.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی میادین نفتی جنوب غرب ایران که در آن میدان نفتی مارون با چند ضلعی قرمز رنگ مشخص گردیده است (اقتباس از نورایی نژاد و امیری بختیار، ۱۳۹۷).

ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی

ریز رخساره‌های محیط‌های حوضه و رمپ خارجی

MFA: مادستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون

MFB: وکستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون

اجزای اصلی تشکیل دهنده این دو ریز رخساره را فرامینیفرهای پلانکتون بدون کیل مانند , , *Globigerina* *Orbulinid* و Turborotalia تشکیل داده است. اجزای فرعی این ریز رخساره را با تعداد کم *Lenticulina* *Textularia*، *Hantkenina* و *Catapcydrax* تشکیل داده است. بافت سنگ پکستون و خمیره آن بصورت میکرایتی می‌باشد. از ویژگی‌های بارز این ریزرخساره نبود فرامینیفرهای کف‌زی بزرگ و جلبک قرمز می‌باشد.

تفسیر: حضور فراوان فرامینیفرهای پلانکتون با زمینه میکرایتی و بافت ریز دانه نشان دهنده‌ی شرایط عمیق، آرام و شوری نرمال دریایی می‌باشد (Buxton and Pedley, (1989)- Cosovic et al., (2004) – Flugel, (2010). حضور روزن داران پلانکتون بدون جلبک قرمز و فرامینیفرهای بزرگ همزیست حد زیرین ناحیه نوری را نشان می‌دهد (Cosovic et al, 2004). از طرفی فراوانی فرامینیفرهای پلانکتون وجود شرایط عمیق دریایی و ژرفای بیشتر از ۲۰۰ متر را نشان می دهد (Geel, 2000). همچنین فراوانی گل آهکی در این ریز رخساره نشان دهنده انرژی هیدرودینامکی پایین و محیط کم انرژی می‌باشد (Brigaud et, 2009)، از طرفی انرژی کم محیطی به رسوبگذاری زیر سطح اساس امواج طوفانی(SWB) اشاره می‌کند (Cosovic & Drobne, 2004). محیط تشکیل این ریز دو ریز رخساره حوضه(Basin) (ریز رخساره A) و رمپ خارجی (ریز رخساره B) مربوط به بخش بالایی سازند پابده می‌باشد.

ریز رخساره‌های رمپ میانی

الف: بخش دیستال رمپ میانی

MFC: وکستون - پکستون(فلوتستون)، حاوی نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده

اجزای این ریز رخساره را فرامینیفرهای کف‌زی بزرگ و کشیده با دیواره هیالین خانواده نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده (*Eulepidina*، *Operculina* و *Heterostegina*) تشکیل می‌دهند. زمینه این ریز رخساره میکرایت و بافت سنگ وکستون - پکستون است همچنین بخاطر درشت بودن اندازه فسیل‌ها (بزرگتر از دو میلیمتر) بافت سنگ فلوتستون Embry- Klovan, (1971) طبقه بندی می‌شود.

تفسیر: حضور لپیدوسیکلینیده (*Eulepidina* و *Nephrolepidina*) و نومولیتیدهای بزرگ و کشیده(*OPerculina* و *Heterostegina*) با دیواره نازک وحفظ شدگی خوب در یک زمینه میکرایتی نشان دهنده شرایط دریایی با شوری نرمال و انرژی کم تا متوسط (Flugel, 2010) و حضور لپیدوسیکلینیدهای کشیده حاکی از ته‌نشست این ریز رخساره در پایین ناحیه زون نوری می-باشد(Corda & Brandano, 2003). سالم ماندن و حفظ شدگی خوب آنها مبین یک محیط دریای باز با انرژی متوسط تا کم و قرار گرفتن در زیر سطح امواج عادی می‌باشد، همچنین یولپیدیناهای بزرگ و مسطح و نومولیتیدها شاهدی بر رسوبگذاری در ناحیه الیگوفوتیک است (Bassi et al, 2007). وجود لپیدوسیکلین‌ها و نومولیتیدها با شکل پهن نشان دهنده‌ی رسوبگذاری این ریز رخساره در زیر زون نوری و در قسمت distal رمپ میانی می باشد (Hottinger, 1980, 1983; Hoheneger, 1996; Hollock, 1998; Nebelsick et al., 2005; Bassi et al., 2007; Brandano et al., 2009). یولپیدیناهای بزرگ و مسطح، همچنین نومولیتیدها در بخش‌های عمیق از کف دریا و منطقه الیگوفوتیک رشد می‌کنند(Hottinger, (1997), pomar et al, (2014). با توجه به حضور فسیل‌های این قسمت که بصورت کشیده و با دیواره هیالین نازک می‌باشند لذا مربوط به قسمت دیستال رمپ میانی می‌باشند (Cosovic et al, 2004).

ب: بخش پروکسیمال رمپ میانی

MFD: وکستون – پکستون حاوی فرامینیفرهای هیالین عدسی شکل

اجزای اصلی این ریز رخساره را فرامینیفرهای با پوسته هیالین مانند *Heterostegina*, *Rotalia viennoti*, *Lepidocyclina* با فرم عدسی شکل(خپل) تشکیل می‌دهد. دیگر اجزای فرعی تشکیل دهنده این ریز رخساره را *Amphistegina* و جلبک قرمز تشکیل می‌دهد. بافت سنگ پکستون و زمینه آن میکرایت می‌باشد.

تفسیر: روزن‌دارانی مانند *Heterostegina* و *Amphistegina* در محیط‌های نیمه حاره‌ای تا حاره‌ای در محدوده وسیعی از اعماق متفاوت زیست می‌کنند و در زون‌های مزوفوتیک و الیگوفوتیک محیط‌های گرمسیری دیده شده ولی بطور معمول در بین اعماق ۴۰ تا ۷۰ متر فراوان ترند.(Hallock and Glenn, 1986; Hohenegger, 1994; Hottinger, 1997) همچنین این دو جنس شاخص محیط‌های آب گرم هستند. جنس *Amphistegina* نشان دهنده عمق بیشتر از ۲۰ متر می‌باشد (Brandano et al, 2008) همچنین این جنس با دیواره نازک و پهن تا عدسی شکل در بین اعماق ۴۰تا۱۸۰ متری زیست می‌کند و دیواره ضخیم‌تر آنها خاص قسمت‌های کم عمق تر می-باشد (Romero et al., 2002) . انواع عدسی شکل لپیدوسیکلینا با دیواره‌ی ضخیم در آب‌های کم عمق با شوری و شدت نور بالا زیست می‌کنند (Geel, 2000). با توجه به اینکه لپیدوسیکلین‌های موجود در این ریزرخساره دارای شکل عدسی، لنزی به اصطلاح خپل و دارای دیواره و پوسته‌ای ضخیم می‌باشد و از طرفی میزان گل در زمینه این ریز رخساره

نسبت به ریز رخساره‌های قبلی کمتر می‌باشد لذا این رخساره مربوط به ناحیه دریای باز تا قسمت کم عمق(Proximal) از رمپ میانی می‌باشد.

ریز رخساره‌های رمپ درونی

الف: ریز رخساره‌های ریف کومه‌ای

MFE: کورال باندستون

این ریز رخساره بطور کامل از مرجان تشکیل شده است. زمینه این ریز رخساره بوسیله سیمان اسپارایتی پر شده است. ویژگی بارز این ریز رخساره بافت متصل مرجانی و عدم همراهی هیچ نوع بیوتای دیگری می‌باشد .

تفسیر: با توجه به اینکه این ریز رخساره گسترش کمی داشته متعلق به ریف‌های کومه‌ای می‌باشد. محل تشکیل این نوع ریف‌ها پشت سد و داخل لاگون می‌باشد(Flugel, 1982). این نوع ریف‌ها بوسیله موجودات درجا(بیوهرم) در حاشیه پلاتفرم در بالای سطح امواج عادی تشکیل می‌شوند (Wilson, 1975).

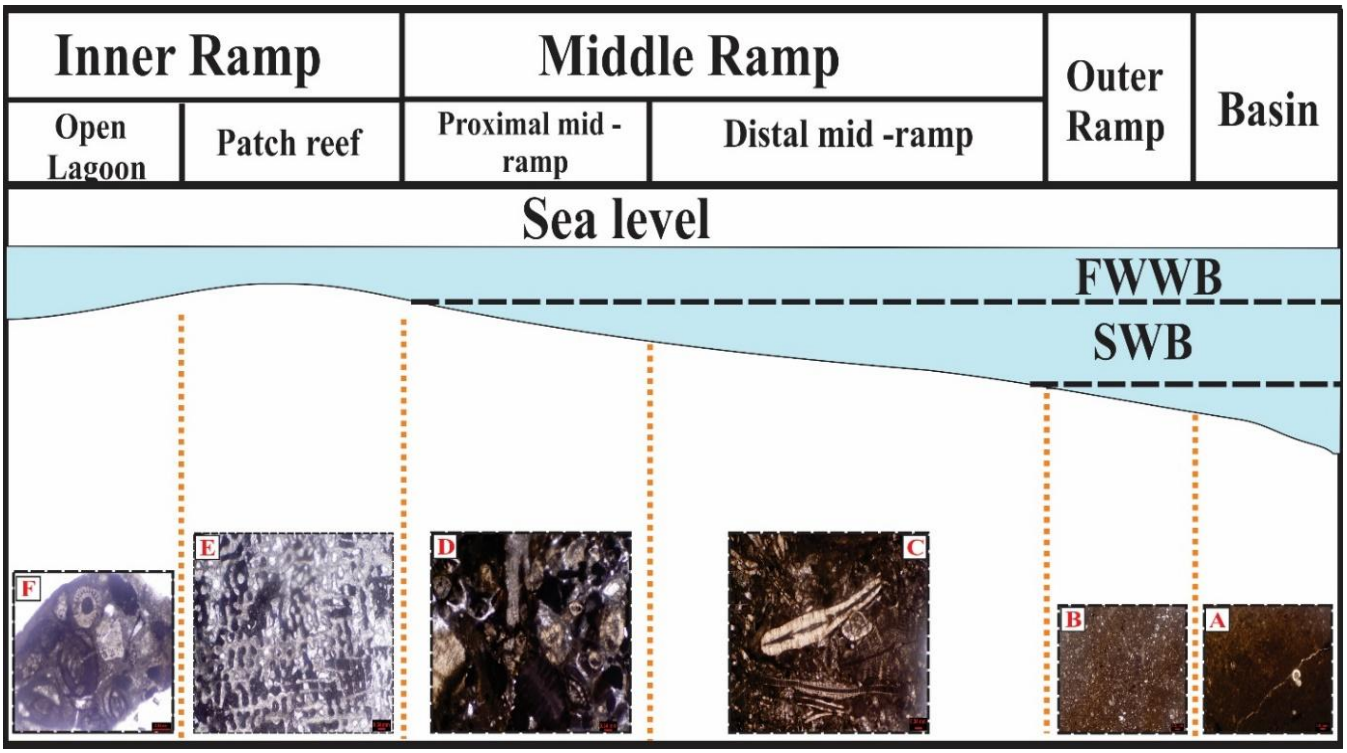
ب: ریز رخساره‌های لاگون باز

MFF: وکستون – پکستون بیوکلستی حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز و هیالین

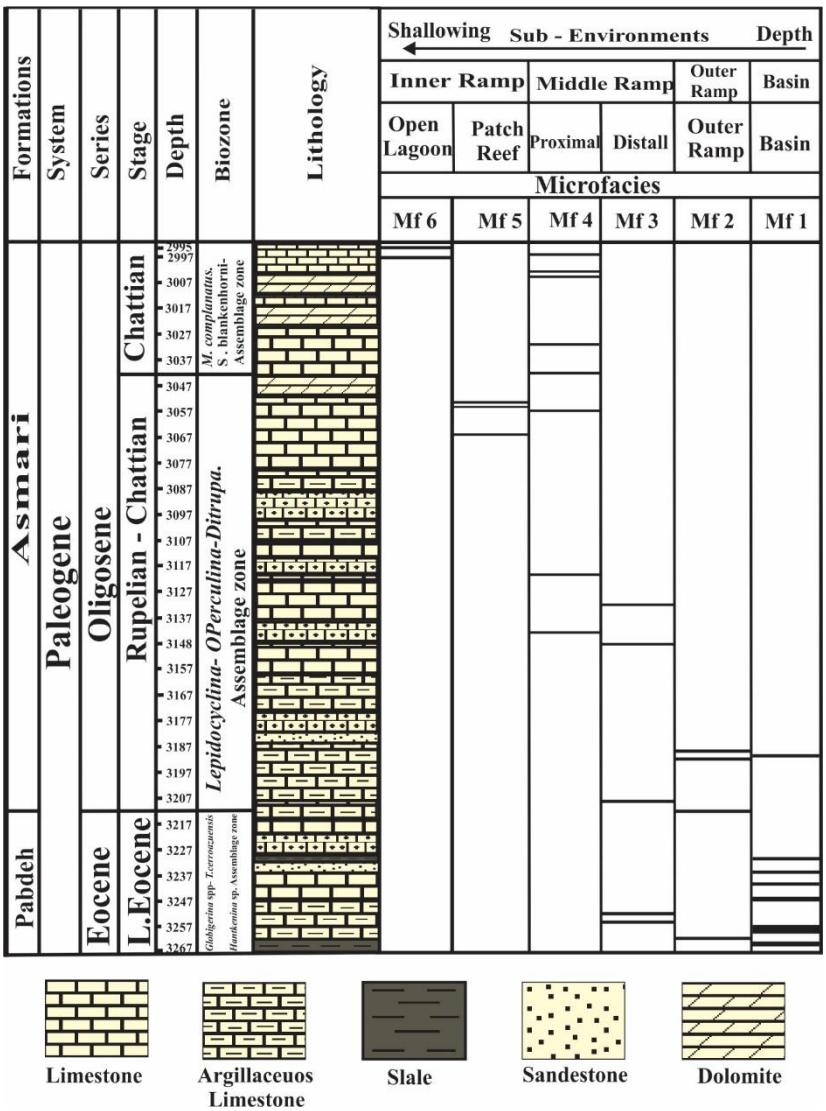
اجزای این ریز رخساره را فرامینیفرهای با دیواره پورسلانوز مانند، *Miliolid*، *Spiroloculina* و *Austerotrilina* تشکیل می‌دهد. دیگر اجزای فرعی این ریز رخساره را *Rotalia viennoti*، آستراکود، *Amphistegina* و *Echinoid* تشکیل می‌دهند. بافت سنگ پکستون تا گرینستون و زمینه آن میکرایت به سمت اسپارایت می‌باشد. تفسیر: حضور متنوعی از فرامینیفرهای پورسلانوز نشانگر نهشته شدن در قسمت‌های کم عمق زون یوفوتیک و محیط لاگون می‌باشد(Geel, 2000). حضور توام فرامینیفرهای منفذدار و بدون منفذ حاکی از رسوبگذاری در لاگون باز با چرخش آب آزاد و اکسیژن دار در زون یوفوتیک می‌باشد(Romero et al, 2002). در این ریز رخساره حضور همزمان فرامینیفرهای هیالین و پورسلانوز نشان از رسوبگذاری محیط لاگون باز می‌باشد.

تعبیر و تفسیر محیط رسوبی

پهنه رسوب‌گذاری و پراکندگی رخساره‌ها در پلتفرم کربناته به طور کلی توسط شرایط تکتونیکی و تغییرات طولانی مدت سطح جهانی آب (Eustatic) کنترل می‌شود (Pomar, 2001 a; Brandano, 2009). در این چاه بر اساس مطالعات میکروسکوپی و شناسایی آلوکم‌ها، تاکسون‌ها، بافت رسوبی مقاطع نازک و تغییرات عمودی ریز رخساره‌ها، تعداد ۶ ریز رخساره معرفی گردید (شکل‌های ۲ و ۳) . محیط‌های رسوبی شامل، حوضه(MFA) رمپ خارجی(MFB)، رمپ میانی(بخش‌های دیستال (MFC) و پروکسیمال(MFD) و رمپ درونی (ریف کومه‌ای (MFE)، لاگون باز(MFF) می‌باشد (شکل‌های ۲ و۳). با توجه به اینکه بخش بالایی سازند آسماری و پابده مطالعه نشده است نمی‌توان مدل رسوبی دقیقی را برای این چاه در نظر گرفت.



شکل ۲: مدل رسوبی چاه مورد مطالعه .MFA (مادستون حاوی فرامینیفرهای پلانکتون) - MFB (وکستون فرامینیفرهای پلانکتون) - MFC -(وکستون - پکستون(فلوتستون)، حاوی نومولیتیده و لپیدوسیکلینیده -MFD - (وکستون – پکستون حاوی فرامینیفرهای هیالین عدسی شکل) – MFE- (کورال باندستون) -MFF - وکستون – پکستون بیوکلستی حاوی فرامینیفرهای پورسلانوز و هیالین.



شکل ۳ : ستون چینه شناسی، گسترش ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی در چاه مورد مطالعه.

اجتماعات کربناته در چاه مورد مطالعه

بطور کلی تمرکز و همراهی دانه‌های کربناته اجزای اسکلتی و غیراسکلتی باعث تشکیل اجتماعات کربناته می‌شود، که با ورود مواد آواری به درون حوضه از تشکیل آنها کاسته می‌گردد. استفاده از الگوی پراکندگی اجتماعات کربناته، سبب

درک بالای ما از شرایط آب و هوایی و تغییر عرض‌های جغرافیایی در محیط‌های دیرینه می‌شود(Flugel, 2004) . فراوانی دانه‌های کربناته تحت تاثیر عوامل گوناگونی مانند دما، میزان مواد مغذی، انرژی هیدرودینامیکی آب، شفافیت، عمق بستر، شوری، میزان اکسیژن محلول، غلظت Co2 ، نسبت Mg/Ca، PH آب دریا، میزان Ca^{++} ، نوع پی لایه و نیاز روندهای زیست شناختی و تکاملی تشکیل می‌گردند. بر این اساس میتوان از رخساره‌های تشکیل شده به عنوان نمایه‌هایی از شرایط محیطی زماان تشکیل شاان استفاده کرد .(Pomar et al, 2004) . اجتماعات کربناته در چاه مورد مطالعه بصورت زیر می‌باشد:

۱-تجمع کربناتی نانوفر: بطور کلی این تجمع کربناتی متشکل از فرامینیفرهای پلانکتون(بیشتر از ۸۰ درصد) ، نانو پلانکتون‌های آهکی، سوزن‌های اسنفج، خارهای اکینوئید، بریوزوا می‌باشد. محیط تشکیل این نوع تجمع کربناتی در آب‌های عمیق دور از ساحل بوده و در آب‌های کم عمق و به صورت جزئی در محیط‌های بسته نیز دیده می‌شوند (Hayton et al, 1995). در چاه مورد مطالعه این تجمع کربناتی شامل MFA و MFB می‌باشد.

۲-تجمع کربناتی فورآلگال(ال بی فورآلگال): اجزای اصلی این ریز رخساره بطور کلی متشکل از فرامینیفرهای بنتیک بزرگ به همراه جلبک قرمز و جلبک سبز می‌باشد Wison Vecsei&, (2005). اجزای اصلی تشکیل دهنده این اجتماع در چاه مورد مطالعه شامل، لپیدوسایکلینا، اپرکولینا، هتروستژینا و یولپیدینا با جلبک قرمزکورالیناسهآ می‌باشد. این اجتمااع در چاه مورد مطالعه شامال ریز رخساره‌هایMFC و MFD می‌باشد.

نتیجه گیری

پس از بررسی ۱۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی از ۲۷۲.۵ متر نهشته‌های چاه A تعداد ، ۶ ریز رخساره متعلق به محیط-های حوضه، رمپ خارجی، رمپ میانی(بخش‌های دیستال و پروکسیمال) و رمپ درونی (ریف کومه‌ای و لاگون باز) شناسایی شدند.

با توجه به اینکه بخش پایینی سازند پابده و بخش بالایی سازند آسماری مطالعه نشده است نمی‌توان مدل رسوبی برای آن ارائه داد.

بر مبنای مطالعه و بررسی اجتماعات کربناته ، دو تجمع کربناتی نانوفر و فورآلگال شناسایی گردید.

منابع فارسی

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران . سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

References

Allahkarampour Dilla, H., Vaziri-Moghaddama,H., Seyrafiana, A., Behdad(Ghabeishavi). 2018. Oligo-Miocene carbonate platform evolution in the northern margin of the Asmari intra-shelf basin, SW Iran. Marine and Petroleum Geology. In press.

Bassi, D., Hottinger, L., & Nebelsick, J., 2007. Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, North-East Italy. Paleontology, 50: 845–868.

Buxton, M.W.N., Pedley, H.M. 1989, A standardized model for Thethyan Tertiary carbonate ramps, London. Journal of the Geological Society, Vol. 146, No. 5, pp. 746-748.

Beavingtone-Penney, S.J., & Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. Earth Sci, 67: 219-265.

Brandano, M., & Corda, L., 2002. Nutrients sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. Terra Nova, 14: 257-262.

Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., & Cuffaro, M., 2009. Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The Attard member of the lower coralline limestone formation (Upper Oligocene, Malta). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 274: 54-63.
Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svana, T.A., Aqrawi, 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, 30(2): 107–128.
Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures.
Flugel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag, Berlin, 976 p.
Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope depsits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 155: 211-238.
Hallock, P., 2000. Symbiont- bearing foraminifera: harbingers of global change? Micropaleontology, 46: 44-64.
Laursen, G.V, Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.H., Moallemi, A., and Driullion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation, First international petroleum conference & exhibition, Shiraz, Iran.
Lees, A., A. T. Buller, 1972, Modern temperate water and warm water shelf carbonate sediments contrasted: Marine Geol, v. 13, p. M67–M73.
Lee JJ (1990) Fine structure of rodophycean profyridium purpureum insitu in Peneroplis pertusus and P. asicularis. J Foram Res 20:162–169.
Lees, G. M., 1933, The reservoir rocks of Persian oil fields: American Association Petroleum Geology Bulletin, 17, (3), 229-240.
Romero, J., Caus, E., & Rossel, J., 2002. A Model for the Palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middel Eocene deposits on the margine of the south Pyrenean Basine (SE Spain). Palaeogeography, Palaeoeclimatology, Palaeoecology, 179 (1): 43-56.
Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H. and Mohammadi, E., 2018. Biofacies, depositional model, and sequence stratigraphy of the Asmari Formation, Interior Fars sub-zone, Zagros Basin, SW Iran. Carbonates and Evaporites, 33(3), pp.489-507.
Taheri, M.r., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., Ghabeishavi, A., 2017. Biostratigraphy and paleoecology of the oligo-miocene Asmari formation in the Izeh zone (Zagros Basin, SW Iran). Bol. Soc. Geol. Mex. 69 (1), 59–85.
Van Buchem F. S. P., Allen T. L., Laursen G. V., Lotfpour M., Moallemi A., Monibi S., Motiei H., Pickard N. A. H., Tahmasbi A. R., Vedrenne V., Vincent B; 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, p. 219-263, 2010.
Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., Motiei, H., 2010, Oligo-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 27(1), 56–71.
Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian oil Consortium Agreement Area (I.O.O.C), Unpublished Report no. p. 1082, 88.

آنالیز رخساره‌ها و محیط رسوبی مخزن آسماری در میدان نفتی قلعه نار

کتایون رضایی پرتو*[۱]، حمیده نوروزپور[۲]

دکتری رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی، استادیار پژوهشگاه صنعت نفت، Rezaeepartok@ripi.ir

استادیار دانشگاه پیام نور، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، تهران،ایران، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵

hamideh.noroozpour@pnu.ac.ir

hamidehnoroozpour@yahoo.com

چکیده:

سازند آسماری به سن الیگومیوسن، در جنوب غرب ایران شامل سنگ‌های کربناته و در برخی مناطق ماسه‌سنگ و سنگ‌های تبخیری است. این سازند بر روی سازنده پابده و در زیر سازند گچساران قرار گرفته است. سازند آسماری شامل سه بخش زیرین، میانی و بالایی است. در منطقه خوزستان بخش ماسه‌سنگ اهواز و در منطقه لرستان بخش تبخیری کلهر در سازند آسماری تشخیص داده شده است. مطالعه مقاطع نازک سازند آسماری در چاه مورد مطالعه در میدان قلعه نار نشان می دهد که سازند مذکور از تناوبی از سنگ‌های دولومیتی و آهکی تشکیل شده است. با توجه به بررسی‌های پتروگرافی در نهشته‌های سازند آسماری ۳ مجموعه رخساره A، B و C ، ۱۰ زیررخساره کربناته شناسایی شده که در بردارنده رخساره‌های پهنه جذرومدی (بالای جذرومد و بین جذرومدی)، لاگون و تپه‌های ماسه‌ای سدی است. با توجه به توصیف میکروفاسیس‌ها و تغییر تدریجی رخساره ها به یگدیگر، عدم وجود ریف های سدی بزرگ و رخساره های دوباره نهشته شده می توان نتیجه گرفت که این رخساره ها دریک رمپ کربناته همشیب نهشته شده اند.

واژگان کلیدی: سازند آسماری، میدان قلعه نار، رخساره، محیط رسوب‌گذاری، رمپ کربناته.

Microfacies and Sedimentary Envirinment analysis of the Asmari Reservoir in Qaleh Nar Field

Katayoon Rezaeeparto[1*], Hamideh Noroozpour[2]

1- Assistant Proffesor, Research Institure of Petroleum Industry, Rezaeepartok@ripi.ir

2- Assistant Professor, Payame Noor University (PNU), Faculty of Science, Department of Geology,

Tehran, Iran, P.O.BOX 19395-3697

Abstract

The Asmari Formation with Oligomiocene, in southwest Iran composed of carboantes rocks and locally sanstone and evaporates. This formation overlies on the Pabdeh Formation and underlien by the Gachsaran Formation. The Asmari Formation consists of 3 parts including lower, middle and upper parts. In the Khuzestan area, Ahwaz sandstone and in Luresten Kalhur member have been identified. Thin section studies of the Asmari Formation in the studied well indicates that this formation consist of dolomite and limestone. Based on etrographic analysis 3 facies association have been identied in the studied interval namely A, B and C which includes 10 microfacies. The microfacies are attributed to tidal flat (upper intertidal and intertidal), lagoon and shoal. The lacke of great barrier reefs and calciturbidites and gradual change of microfacies to each other indictes that the Asmari Formation has been deposited in a carbonate homoclinal ramp.

Keywords: Asmari Formation, Qahleh Nar Field, Microfacies, Depositional Environment, carbonate ramp

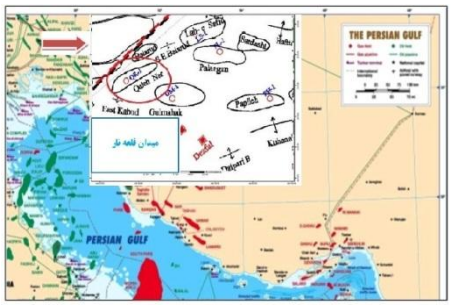
مقدمه:

سازند آسماری با سن الیگوسن- میوسن، مهم‌ترین سنگ مخزن نفت در حوضه زاگرس می‌باشد .در محل برش نمونه در تنگ گل‌ترش در دامنه جنوب غربی کوه آسماری، این سازند ۳۱۴ متر ضخامت دارد و از نظر سنگ‌شناسی شامل سنگ آهک‌های مقاوم به رنگ کرم تا قهوه‌ای می‌باشد (مطیعی ۱۳۸۲). سازند آسماری در اکثر مناطق زاگرس شامل سنگ‌های کربناته می‌باشد اما در برخی مناطق در بردارنده ماسه‌سنگ و سنگ‌های تبخیری نیز می‌باشد .رسوبات تبخیری کلهر در منطقه لرستان و رسوبات ماسه‌سنگی اهواز در منطقه خوزستان دو بخش سازند آسماری را تشکیل می‌دهند. سازند آسماری توسط بسیاری از زمین شناسان مورد بررسی قرار گرفته است. توماس (Thomas,1948) مطالعه جامعی را در مورد آسماری انجام داده است. وی با تأیید کار لیز (lees,1933) لایه‌های Brissopsis دار سنگ آهک کلهر را در سازند آهکی آسماری در نظر گرفت. او همچنین سازند آسماری را به‌صورت محلی برای فروافتادگی دزفول و ناحیه‌ای شامل آهک خمیر در فارس، کلهر در لرستان و فرات در عراق، مورد بحث قرار داد. توماس همچنین سن سازند آسماری را از الیگوسن تا بوردیگالین تعیین نموده و این سازند را به سه قسمت آسماری پایینی به سن الیگوسن، آسماری میانی به سن اکی‌تانین و بالاخره آسماری بالایی به سن بوردیگالین تقسیم نمود. این سازند دارای دو بخش است. بخش ماسه‌سنگی اهواز که در نواحی جنوبی فروافتادگی دزفول دیده می‌شود و بخش تبخیری کلهر که در شمال غربی فروافتادگی دزفول و جنوب غربی لرستان وجود دارد.

از نظر سنی سازند آسماری از الیگوسن شروع و تا بوردیگالین از میوسن پایینی ادامه می‌یابد (مطیعی،۱۳۷۲). هدف از این مطالعه بررسی ریزرخساره‌ها و محیط رسوبی سازند آسماری در میدان نفتی قلعه نار می‌باشد.

زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه

میدان نفتی قلعه نار در ۴۰ کیلومتری شمال شهرستان اندیمشک واقع شده است (شکل ۱). این میدان در سال ۱۳۵۴، با حفر چاه شماره ۱ توسط شرکت اسکو کشف گردید و تا سال ۱۳۷۰ در مجموع سه حلقه چاه در این میدان حفر گردید. این میدان به طول ۶۰ کیلومتر و عرض ۴ تا ۶ کیلومتر به شکل تاقدیس کوچکی در دامنه جنوبی تاقدیس بالارود و در شمالی‌ترین خط فروافتادگی دزفول است. مخازن اصلی این میدان، سازند آسماری و گروه بنگستان می‌باشد. سازند آسماری حاوی نفت با درجه سبکی ۳۰ درجه APIو گوگرد ۰/۸ درصد است و گروه بنگستان نیز حاوی گاز است. (مطیعی ۱۳۷۲).



شکل ۱– موقعیت جغرافیایی میدان قلعه نار

روش مطالعه

به منظور مطالعه میکروسکوپی از تعداد ۴۰ مقطع نازک از چاه مورد مطالعه در میدان قلعه نار استفاده گردید. برای تشخیص کلسیت از دولومیت مقاطع با آلیزارین قرمز به روش دیکسون (Dickson, 1965) رنگ‌آمیزی شده است. برای محاسبه درصد اجزاء سازنده سنگ‌ها از دیاگرام‌های مقایسه‌ای فلوگل (Flugel, 2004) استفاده شد و نام‌گذاری سنگ‌های کربناته به روش دانهام (Dunham,1962) انجام گرفته است. جهت دسته‌بندی میکروفاسیس‌ها از طبقه‌بندی باکستون و پدلی (Buxton & Pedly 1989) که برای رمپ‌های کربناته صورت گرفته است. برای تعیین رخساره‌ها و ارائه مدل رسوبی از روش فلوگل (Flugel, 2010) استفاده شد. رخساره‌ها و تغییرات رخساره‌ای سازند آسماری با بررسی‌های انجام شده بر روی محیط‌های رسوبی امروزی و قدیم (برای نمونه Tucker & Wright, 1990, Reading, 1996 مقایسه شده است) و با توجه به قانون والتر (۱۹۷۳) تغییرات جانبی مشخص گردید.

چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی

برش نمونه آسماری در رخنمون‌هایی مانند تاقدیس خاویز نشان می‌دهد ضخامت سازند آسماری ۴۲۰ متر تا ۵۰۰ متر است. ضخامت سازند آهکی آسماری در ستون چینه‌شناسی در منطقه مورد مطالعه حدود ۴۰۰ متر است. بدنه اصلی این سازند سنگ‌های آهکی است. از نظر سنگ‌شناسی به طور اعم کربناتی و شامل آهک دولومیتی، آهک‌های رسی و شیل است. این سازند شامل سنگ آهک‌های مقاوم کرم تا قهوه‌ای‌رنگی است که در آنها درزهای فراوانی گسترش یافته‌اند و در لابلای آنها طبقاتی شیلی نیز دیده می‌شود. سن کلی سازند آسماری الیگوسن تا میوسن آغازین تعیین شده است. حد پایینی سازند آسماری پابده و حد بالایی آن با سازند گچساران هم‌ساز است. بر اساس خصوصیات سنگ‌شناسی سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه به سه بخش متمایز زیرین، میانی و بالایی تقسیم شده است.

مطالعه رخساره‌های رسوبی

در این مطالعه بر اساس بررسی مقاطع نازک به دست آمده از چاه مورد مطالعه در میدان قلعه نار میکروفاسیس‌ها مورد مطالعه قرار گرفت. مطالعه میکروسکوپی و آزمایشگاهی سنگ‌های کربناته سازند آسماری منجر به شناسایی ۳ گروه رخساره‌ای و ۱۰ زیر رخساره شد که در بردارنده رخساره‌های پهنه جذرومدی (بالای جذرومد و بین جذرومدی)، لاگون پشت سدی و سد می‌باشد. لازم به ذکر است که در این مطالعه جهت شناسایی و نام‌گذاری رخساره‌ها از طبقه‌بندی دانهام (۱۹۶۲) و چارت‌های مقایسه‌ای فلوگل (۲۰۰۴) استفاده شده است:

-گروه رخساره‌ای (A)

این گروه رخساره‌ای، شامل رخساره‌های پهنه جذرومدی است که از ۴ زیر رخساره زیر تشکیل شده است:

A1- انیدریت

این رخساره دارای ساخت توری لانه مرغی است که در آن لایه های انیدریتی با لایه‌نازکی از رسوبات در برگرفته شده است که از لایه های تشکیل شده در فرایند آب‌زدایی (Dehydration) ژیپس و به دنبال رشد بعدی به وجود آمده‌اند (این لایه‌های انیدریتی احتمالا در مراحل اولیه دیاژنز و از رسوب‌گذاری مستقیم تبخیری‌هایی نظیر ژیپس تشکیل شده‌اند (شکل ۲A).

A2- مادستون، مادستون دولومیتی

این رخساره شامل ماد ستون‌هایی است که فاقد هر گونه آلوکم می‌باشد. این رخساره در یک محیط کم انرژی و آرام نهشته می‌شود فقدان تنوع فونا در رخساره مادستونی حاکی از عدم شرایط مناسب برای زیست موجودات است بنابراین این رخساره به محیط جزرومدی یا سوپراتایدال نسبت داده می‌شود (شکل ۲B).

A3- باندستون استروماتولیتی

این رخساره شامل مادستونهایی است که دارای لامیناسیونهای استروماتولیتی می‌باشد. لامیناسیون یکی از ویژگی‌های بارز در رخساره‌های پهنه جزرومدی است که نشان‌دهنده تناوب فرایند رسوب‌گذاری و عملکرد میکروبی (پوشش جلبک‌های سبز آبی) است. رسوباتی از نواحی اطراف به خصوص در هنگام طوفان بر روی این پهنه ها آورده می‌شود(شکل ۲C).

A4- مادستون دولومیتی با قالب کانی‌های تبخیری

این رخساره از مادستون دولومیتی تشکیل شده که در آن تعداد زیادی قالبهای تبخیری دیده می‌شود در برخی از نمونه‌ها درصد کمی پلوئید دیده می‌شود. این رخساره دارای آثار مربوط به خروج از آب نیست، بلکه نبودن این آثار نشان دهنده تشکیل مادستون در شرایط زیر پهنه جزرومدی (Subtidal) است با توجه به جایگیری این رخساره در میان رخساره‌های پهنه‌های بین جزرومدی محیط تشکیل آنها به عنوان بخش کوچکی از لاگون که در حاشیه پهنه‌های جزرومدی که دارای شوری زیادی (Hypersaline) است، تفسیر می‌شود (شکل ۲D).

-گروه رخساره‌ای لاگون (B)

این گروه رخساره‌ای از ۵ زیر رخساره تشکیل شده است که شامل موارد زیر می‌باشد:

B1- مادستون بیوکلاستی

محیط لاگون دارای میزان انرژی مختلفی می‌باشد لذا رخساره‌های آن می‌تواند از یک رخساره کم انرژی تا پرانرژی در حال تغییر باشد در مواقعی که چرخه آب شدیدی در لاگون وجود ندارد معمولا مادستون بر جای گذاشته می‌شود که طبیعتا میزان آلوکم آن بسیار کم است (شکل ۲E).

B2- مادستون/وکستون پلوئیدی

این رخساره دارای ۱۰ درصد دانه‌های غیراسکلتی از نوع پلوئید است و دارای ماتریکس گلی است و حدود ۱ درصد انیدریت در آن دیده می‌شود به‌طور پراکنده خرده‌های دوکفه‌ای نیز در آن دیده می‌شود (شکل ۲F).

B3- وکستون تا پکستون بیوکلاستی

در این رخساره خرده‌های اسکلتی آلوکم اصلی محسوب می‌شود و پلوئیدها در درجه اهمیت بعدی قرار می‌گیرند. خرده‌های اسکلتی از قبیل گاستروپودها، پلسی‌پود، جلبک و استراکود در زمینه میکریتی بیانگر رسوب‌گذاری در یک محیط زیر جزرومدی از نوع محیط‌های محدود لاگون است (شکل ۲G).

B4- مادستون دولومیتی همراه با آشفتگی زیستی

از مهم‌ترین ویژگی این رخساره فرایند آشفتگی زیستی است که به صورت لکه‌های قهوه‌ای‌رنگ تیره و روشن، فابریک لکه لکه (Mottled Fabric) را به وجود آورده است. آشفتگی زیستی در نتیجه فعالیت موجودات باعث به‌هم‌ریختگی آرایش رسوبی اولیه شده است، که این فرایند از ویژگی‌های بارز لاگون پشت سد است (شکل ۲H).

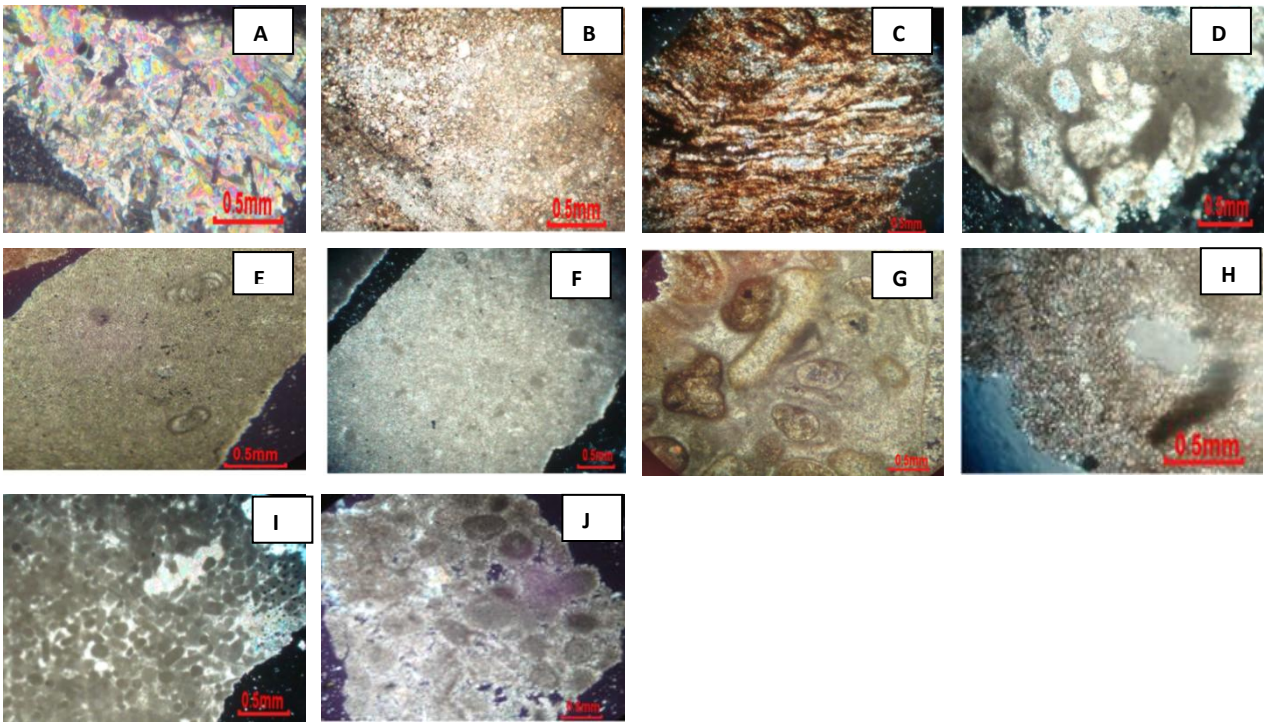
B5- گرینستون پلوییدی

پلوئیدها مهم‌ترین اجزای غیراسکلتی تشکیل دهنده این رخساره هستند که مقدار آن‌ها به حداکثر ۴۵ درصد می‌رسد از دیگر اجزای غیراسکلتی می‌توان به اینتراکلاستهای گرد شده اشاره نمود این رخساره مؤید افزایش انرژی و نزدیک شدن به سد می‌باشد (شکل ۲I).

- گروه رخساره‌ای (C)

C1- گرینستون پلوییدی اائیدی

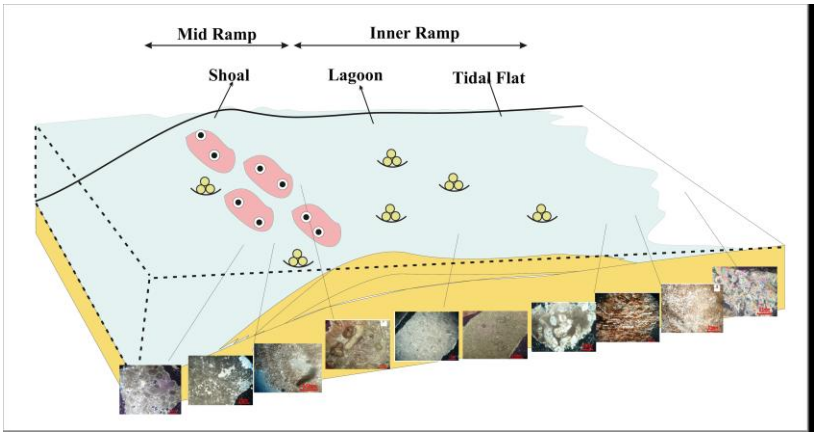
این رخساره به دو شکل آهکی و دولومیتی از گسترش نسبی برخوردار است در حدود ۲۰ درصد اائید و ۵۰-۳۰ درصد پلوئید دارد که معمولا میکریتی شده‌اند گاهی خرده‌های ریز اسکلتی به صورت پراکنده در آن دیده می‌شود (شکل ۲J).



شکل ۱- رخساره‌های شناسایی شده در توالی مورد مطالعه. A- انیدریت (A1). B- مادستون دولومیتی (A2). C- باندستون استروماتولیتی (A3). D - مادستون دولومیتی با قالبهای تبخیری (A4). E - مادستون بیوکلاستی (B1). F- وکستون پلوئیدی (B2). G- وکستون بیوکلاستی (B3). H- مادستون دولومیتی همراه با آشفتگی زیستی (B4). I- گرینستون پلوییدی (B5). J- گرینستون پلوییدی اائیدی (C1). کلیه عکسها در نور پلاریزه.

محیط رسوبی

با توجه به توصیف میکروفاسیس‌ها و تغییرات آنها، قابل مقایسه بودن رخساره‌های مشاهده شده با رخساره‌های رمپ کربناته، فقدان رخساره‌های ریفی، فراوانی رخساره‌های اولیتی و گسترش پهنه‌های جزرومدی نشانگر کم‌عمق بودن منطقه وسیعی از حوضه بوده، در نتیجه بیانگر شیب کم حوضه است که از خصوصیات بارز رمپ‌های کربناته است، بنابراین محیط رسوبی سازند آسماری در میدان قلعه نار، رمپ کربناته در نظر گرفته شده است (شکل ۳).



شکل ۲. مدل رسوبی سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

مطالعه مقاطع نازک سازند آسماری در چاه مورد مطالعه میدان قلعه نار نشان می‌دهد که سازند مذکور از تناوبی از سنگ‌های دولومیتی و آهکی تشکیل شده است، با توجه به بررسی‌های پتروگرافی در نهشته‌های سازند آسماری ۴ مجموعه رخساره A، B و C ، ۱۰ زیررخساره کربناته شناسایی شده که در بردارنده رخساره‌های پهنه جذرومدی (بالای جذرومد و بین جذرومدی)، لاگون و سد است. با توجه به توصیف میکروفاسیس‌ها و تغییر تدریجی رخساره ها به یگدیگر، عدم وجود ریف های سدی بزرگ و رخساره های دوباره نهشته شده می توان نتیجه گرفت که این رخساره ها دریک رمپ کربناته همشیب نهشته شده‌اند.

منابع فارسی

- مطیعی، همایون (۱۳۸۲) زمین‌شناسی ایران (چینه‌شناسی زاگرس) انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، شماره ۸۴
موسوی حرمی، رضا (چاپ مجدد ۱۳۸۵) رسوب‌شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی، ۴۹۷ صفحه

References

Buxton, M.W.N and Pedley, H.M. 1989. A standardized model for Tethyan tertiary carbonates ramps. Journal of the Geological Seociety,London, l46,pp. 746-748.

Dickson, J. A. D., (1965). A modified staining teqnique for carbonate in the thin section, Nature, pp.205-587

Dunham, R.J., 1962, Classification of Carbonate Rocks According to depositional texture, in: Classification of carbonate Rocks,a Symposium ed. W.Ham. AAPG. Mem. Pp.108 - 121

Flugel, E., (2004). Microfacies of carbonate rocks analysis, interpretation and application, Springer-verlag, 976p.

Reading, H. G., (1996). Sedimentary environments, processes, facies and stratigraphy. Blackwell Scientific Publication, p. 688.

Tucker, M.E. and Wright, P.v., 1996, Carbonate sedimentology, BlackwellSci. Pub., 482p

Tucker, M.E., 199 1, sedimentary petrography, black scientific Pub., 260p.

Tucker, M.E.& Wright, V.P., (1990). Carbonate Sedimentology .Blackwell, Oxford, 482p.

برآورد نشت آب به درون تونل انتقال آب طالقان توسط روابط تحلیلی با ارایه کد جدیدی در محیط برنامه‌نویسی متلب

میثم حاجی‌زاده*، دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی دانشگاه شهید بهشتی تهران meisam.h.74@gmail.com
حمیدرضا ناصری، استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران
فرشاد علیجانی، استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران
مهدی ایل‌بیگی، شرکت مهندسین مشاور ری‌آب

چکیده

به دلیل رشد روزافزون جمعیت، تشدید خشکسالی، محدودیت منابع آبی و توزیع نامناسب زمانی و مکانی بارندگی‌ها، احساس نیاز به آب طی سالیان گذشته افزایش یافته است. در همین راستا، به منظور جبران آب مورد نیاز استان‌های تهران و البرز در سال‌های آتی، انتقال آب از سد طالقان به این استان‌ها توسط تونل طالقان پیش‌بینی شده است که در آن، آب از سد طالقان به مخزن ۱۸۰۰۰۰ مترمکعبی زیاران منتقل و پس از طی مسافتی حدود ۲۰۰ متر از طریق کانالی روباز وارد تونل می‌شود و سپس توسط سه قطعه تونل متوالی به طول تقریبی ۵۱ کیلومتر به سد امیرکبیر می‌رسد. در این پژوهش، ابتدا مسیر تونل به دلیل پیچیدگی-های زمین‌شناسی به ۶۹ پهنه همگن هیدروژئولوژیک تقسیم شد. سپس میزان آب ورودی به هر پهنه از تونل طالقان با استفاده از روش‌های تحلیلی گودمن، فریز و چری، لی، کارلسرود، التانی یک و دو محاسبه شد. در این پژوهش به منظور انجام محاسبات تخمین آب ورودی به هر پهنه از تونل، کد مرتبط با استفاده از نرم‌افزار متلب نوشته شد. بر اساس میانگین نتایج به دست آمده از روش‌های تحلیلی، بیشترین میزان ورود آب به درون تونل در پهنه ۱۲ به میزان ۲۰۰ لیتر بر ثانیه برآورد شده است. بیشترین میزان نشت آب در سه کیلومتر اول تونل به دلیل غالب‌بودن سازندهای آهکی روته و الیکا اتفاق خواهد افتاد.

کلیدواژه: تونل طالقان، نشت آب زیرزمینی، روش‌های تحلیلی

Estimation of Water Inflow to Taleghan Water Transfer Tunnel Using Analytical Equations with providing New Code in MATLAB Software

Meysam Hajizade*, PhD Student, Shahid Beheshti University, meisam.h.74@gmail.com
Hamidreza Nassery, professor, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University
Farshad Alijani, Assistant professor, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University
Mehdi Eilbeigi, Rayab Consulting Engineers Company

Abstract

Due to increasing population growth and intensification of drought phenomenon, water resources limitation and inappropriate temporal and spatial distribution of rainfall, the need for water has increased over the last years. In this regard, in order to water supply in Tehran and Alborz provinces in the future years, the Taleghan Dam's water transfer to these provinces is predicted by the Taleghan Tunnel. In this case, the water is transferred from Taleghan Dam to a reservoir of 180000 cubic meters and then enters the tunnel through an open channel about 200 meters away. It then reaches the Amir Kabir Regulated Dam site by three consecutive tunnel sections approximately 51 km long. In this study, due to the geological complexities of the tunnel route, the study area was divided into 69 homogeneous hydrogeological zones. Then the amount of water inflow to each zone of Taleghan tunnel was calculated by using the analytical methods of Goodman (1965), Freeze and Cherry (1979), Lee (1999), Karlsrud

(2001), Eltani 1 and 2. In this study, a code was written using MATLAB software to perform the calculations of the amount of water inflow to each zone of tunnel. Based on the results obtained from analytical methods, the maximum amount of water entering to the tunnel is in zone 12 in the amount of 200 l/s. Most of the water leakage will occur in the first three kilometers of the tunnel due to the dominance of the Roote and Elika calcareous formations.

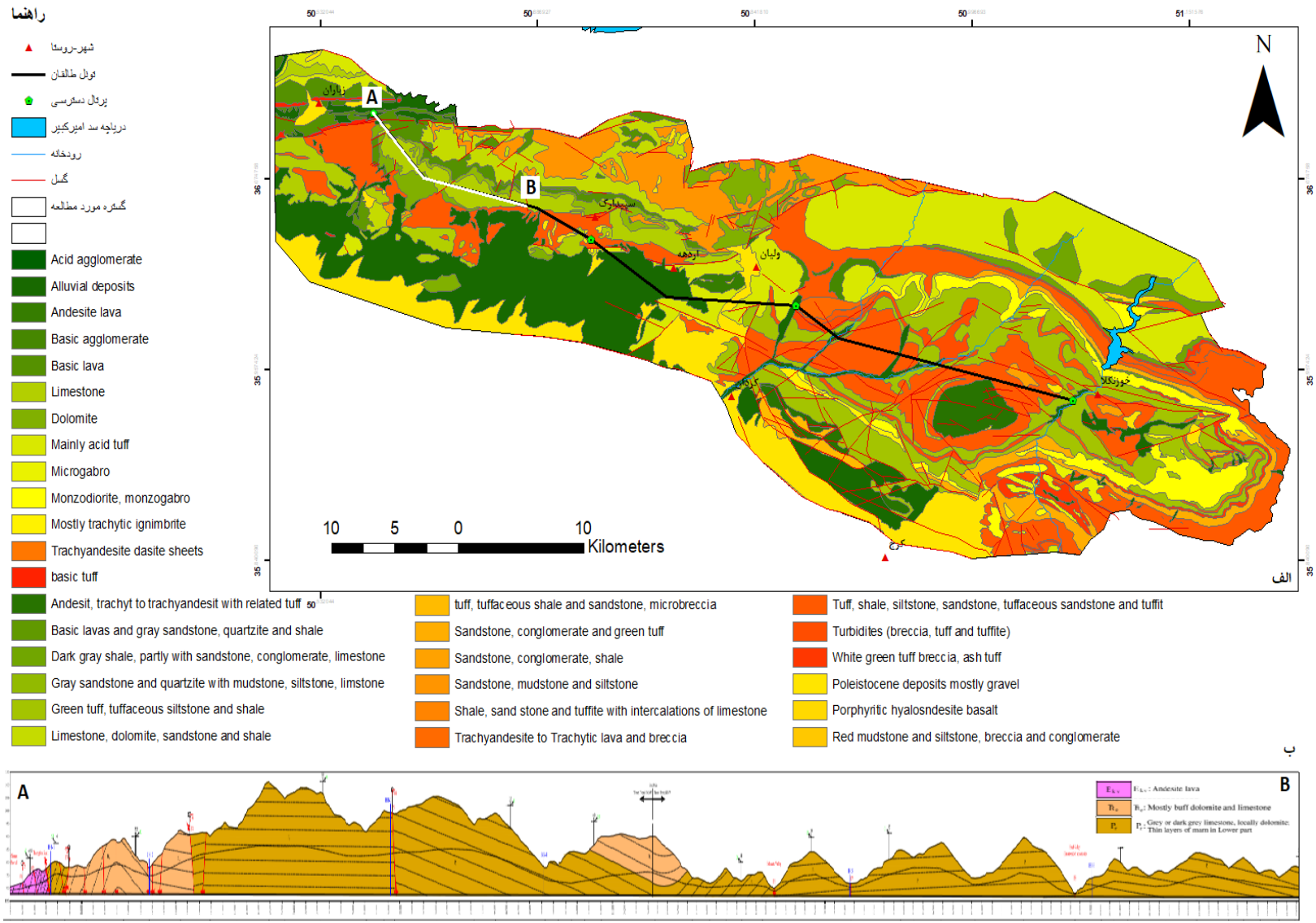
Key Words: Taleghan Tunnel, Groundwater Leakage, Analytical Methods.

مقدمه

در سالیان اخیر، به دلیل افزایش مصرف و کاهش منابع آبی، پروژه‌های زیادی در سراسر ایران برای تامین منابع آبی اجرا شده است. در همین راستا، به منظور جبران آب مورد نیاز استان‌های تهران و البرز در سال‌های آتی، انتقال آب از سد طالقان به این استان‌ها توسط تونل طالقان پیش‌بینی شده است که در آن، آب از سد طالقان به مخزن ۱۸۰۰۰۰ مترمکعبی زیاران منتقل شده و سپس بعد از طی مسافتی حدود ۲۰۰ متر وارد تونل می‌شود. سپس توسط سه قطعه تونل متوالی به طول تقریبی ۵۱ کیلومتر به سد تنظیمی امیرکبیر می‌رسد (شکل ۱) (شرکت مهندسین مشاور ری‌آب، ۱۳۹۱).

گستره مورد مطالعه این پژوهش که کل مسیر تونل طالقان را در بر می‌گیرد عمدتا در استان البرز قرار دارد. لایه اطلاعاتی لیتولوژی گستره مورد مطالعه با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی شامل نقشه‌های مرزن‌آباد، تهران، کرج و شکران تهیه شده است (شکل ۱-الف). مهم‌ترین سازندهایی که در مسیر تونل قرار می‌گیرند عبارت‌اند از سنگ‌های آهکی و دولومیتی سازند روته و الیکا، زغال‌سنگ، شیل و ماسه-سنگ‌های سازند شمشک، واحدهای توف، آگلومرا، شیل، ماسه‌سنگ و ولکانیک‌های سازند کرج و همچنین توده‌های نفوذی با ترکیب عمدتا آندزیتی تا بازیک (شرکت مهندسین مشاور ری‌آب، ۱۳۹۱).

از مشکلات مهمی که در پهنه‌های حاوی آب زیرزمینی برای سازه‌های زیرزمینی مانند تونل‌ها به وجود می‌آید، ورود آب به داخل این سازه‌هاست که می‌تواند باعث ایجاد خسارت و کاهش راندمان کاری تجهیزات و کارکنان، غرقاب شدن تونل دسترسی، نشست زمین، ناپایداری سینه‌کار، فرسایش و جریان‌یافتن خاک و به تبع آن خسارت به پوشش تونل، آسیب به تاسیسات مربوط به تونل، بروز مشکلاتی در هدایت و راه‌اندازی ماشین حفار، کند شدن روند احداث تونل و درنهایت حتی توقف عملیات اجرایی خواهد شد. بنابراین با پیش‌بینی و تخمین مقدار جریان آب به داخل تونل، می‌توان اقدامات لازم جهت مواجه با آب و کاهش اثرات منفی آن در پیشرفت پروژه را فراهم کرد، روش حفاری مناسب و نوع و اندازه پمپ مورد نیاز برای خروج آب از تونل را تعیین کرد و همچنین اثرات زیست‌محیطی ناشی از افت آب زیرزمینی را تخمین زد.



شکل ۱- الف) نقشه زمین‌شناسی تهیه شده از نقشه‌های زمین‌شناسی تهران، کرج، شکران و مرزن‌آباد (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۶) و ب) مقطع زمین‌شناسی ۱۲ کیلومتر ابتدایی تونل که بیشترین میزان نشت آب را دارد.

روش مطالعه

در این پژوهش، میزان آب ورودی به تونل توسط معادلات تحلیلی با استفاده از برنامه‌ای در محیط نرم‌افزار متلب، نسخه MATLAB R2014a و بر اساس شش رابطه پرکاربرد گودمن ۱۹۶۵، فریز و چری ۱۹۷۹، لی ۱۹۹۹، التانی ۱۹۹۹، التانی ۲۰۰۳ و کارلسرود ۲۰۰۱ محاسبه شد (جدول ۱). در این برنامه نیازی به ورود داده‌ها بصورت جداگانه نمی‌باشد. کافی است آدرس و نام فایل اکسلی که داده‌های مورد نیاز در آن قرار دارد به برنامه داده شود تا مقادیر، به طور مستقیم فراخوانده شوند. همچنین این برنامه قابلیت اجرا در تمامی نسخه‌های نرم‌افزار متلب را دارا است و امکان ایجاد تغییرات دلخواه در بدنه برنامه توسط کاربران را دارد. اساس کار این برنامه به این ترتیب است که با اجرای برنامه ابتدا روابطی که این برنامه بر پایه آن‌ها تدوین شده است، معرفی می‌شود. سپس از کاربر می‌خواهد تا داده‌های مورد نظر خود، شامل نفوذپذیری (K)، بار آبی (H) و شعاع تونل (r) را در صفحه‌های جداگانه‌ای در یک فایل اکسل مشابه مرتب کند. بعد از مرتب‌کردن داده‌ها و اجرای برنامه، با دستور کاربر و در مدت زمان کوتاهی برنامه به طور کامل اجرا می‌شود و نتایج را در صفحه‌ای در همان فایل اکسل موجود، جایگذاری می‌کند. نتایج شامل میزان آب ورودی در واحد طول هر پهنه بر حسب مترمکعب بر ثانیه است که با ضرب این مقدار در طول پهنه، میزان ورود آب به هر پهنه هیدروژئولوژیکی تونل بدست می‌آید. با اجرای برنامه در پنجره‌ای جداگانه تمامی نمودارهای میزان آب ورودی به تونل به تفکیک پهنه‌های هیدروژئولوژیک مربوط به روابط شش‌گانه و نمودار میانگین آن‌ها رسم می‌شود. برنامه مورد نظر به صورت زیر می‌باشد:

```
clc
clear
z = 1:69;
for a=1:inf;
disp('-Hello! this is a program to estimate the inflow to the tunnel with Goodman1965, Freeze and Chery 1979, Lei 1999, Eltani 1999 and 2003 and Karlsrud 2001 equations and calculate the mean inflow to the tunnel and finally plot their graphs against hydrogeological zones. You must first determine the number of zones and then put your k, H and r values in your ideal dimension in a column form in distinct sheets in a same xlsx file. In this program the names of xlsx file and k, H, r, Goodman, Freeze and Chery, Lei, Eltani1999, Omega values for Eltani2003, Eltani2003, Karlsrud and mean sheets are choosed Data, sheetk, sheetH, sheetr, sheet-QG1965, sheet-QF1979, sheet-QL1999, sheet-QEL1999, sheet-yEL2003, sheet-QEL2003, sheet-QK2001 and mean in respect. If your ideal names are different, you can input your own names in this program')
a = input('-If you and your data are ready, please write "1" to start the calculations :');
if(a==1);
k = xlsread ('Data.xlsx','sheetk');
H = xlsread ('Data.xlsx','sheetH');
r = xlsread ('Data.xlsx','sheetr');
QG1965 = (2.*pi.*k.*H)./(log(((2.*H)./r)-1));
xlswrite ('Data.xlsx',QG1965,'sheet-QG1965');
subplot (4,2,1)
plot(z,QG1965)
QF1979 = (2.*pi.*k).*(H./((2.3).*(log10((2.*H)./r))));
xlswrite ('Data.xlsx',QF1979,'sheet-QF1979');
subplot (4,2,2)
plot(z,QF1979)
QL1999 = (2.*pi.*k.*H)./(log((H./r)+(sqrt((H./r).^2))-(1)));
xlswrite ('Data.xlsx',QL1999,'sheet-QL1999');
subplot (4,2,3)
plot(z,QL1999)
QEL1999 = (2.*pi.*k.*H).*((1-(3.*((r./(2.*(H))).^2))./((1-(((r./(2.*(H))).^2))).*(log((2.*H)./r))-((r./(2.*(H))).^2)));
xlswrite ('Data.xlsx',QEL1999,'sheet-QEL1999');
subplot (4,2,4)
plot(z,QEL1999)
yEL2003 = (H./r)-(sqrt(((H.^2)./(r.^2))-(1)));
xlswrite ('Data.xlsx',yEL2003,'sheet-yEL2003');
QEL2003 = (2.*pi.*k).*(((yEL2003.^2)-(1))./((yEL2003.^2)+(1))).*((H)./(log(yEL2003)));
xlswrite ('Data.xlsx',QEL2003,'sheet-QEL2003');
subplot (4,2,5)
plot(z,QEL2003)
QK2001 = (2.*pi.*k).*((H)./(log(((2.*H)./r)-1)));
xlswrite ('Data.xlsx',QK2001,'sheet-QK2001');
subplot (4,2,6)
plot(z,QK2001)
```

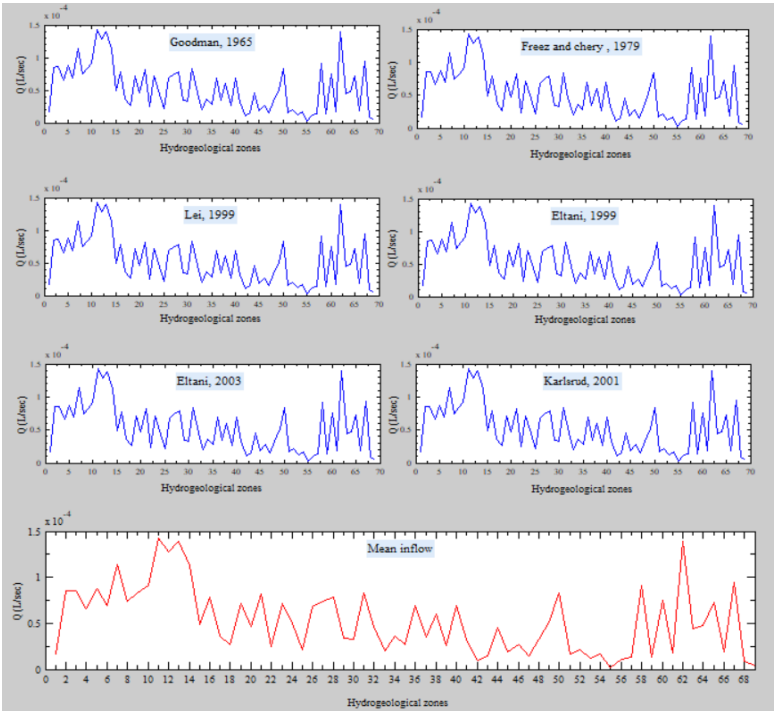
```
mean=(QG1965+QF1979+QL1999+QEL1999+QEL2003+QK2001)./6;
xlswrite ('Data.xlsx',mean,'sheet-mean');
subplot (4,2,7:8)
plot(z,mean)
disp('This is the end! see your results in your xlsx file.')
end
end
```

جدول ۱- روابط تحلیلی مختلف مورد استفاده برای محاسبه آب ورودی به تونل

منبع	رابطه	توضیح
Goodman et al. (1965)	$Q=\frac{2\pi KH_0}{\ln(\left(\frac{2H_0}{r}-1\right))}$	جریان شعاعی، عدم وجود تفاوت چشمگیر در لایه‌بندی، تعیین نسبتا دقیق نفوذپذیری معادل. این رابطه برای تونل‌های عمیق صادق است.
Freeze and Cherry(1979)	$Q=2\pi K(\frac{H}{2.3\log(\frac{2H}{r})})$	
Lei (1999)	$Q=(\frac{2\pi KH_0}{\ln\left(\frac{H_0}{r}+\sqrt{(\frac{H_0}{r})^2-1}\right)})$	رابطه تصحیح‌شده روش Polubarinova-Kochina (1962) فرضیات پایه: جریان آب زیرزمینی پایدار در نزدیکی یک تونل افقی، محیط کاملا اشباع، همگن، ایزوتروپ، آبخوان محیط متخلخل نامحدود، بار آبی ثابت در گستره تونل.
El Tani (1999)	$Q=2\pi kh(\frac{1-3(\frac{r}{2h})^2}{(1-(\frac{r}{2h})^2)\,ln\frac{2h}{r}-(\frac{r}{2h})^2})$	مقطع تونل دایره‌ای، مربعی، بیضوی و آبخوان غیرهمگن.
Karlsrud (2001)	$Q=2\pi k\frac{h}{\ln(\frac{2h}{r}-1)}$	ترکیبی از رابطه‌های Goodman et al. (1965) و Lei (1999) بر پایه مشاهدات میدانی. قابل‌استفاده در تونل‌های عمیق و کم‌عمق.
El Tani (2003)	$Q=2\pi K\left(\frac{\lambda^2-1}{\lambda^2+1}\right)\left(\frac{h}{ln\lambda}\right)$	با استفاده از سری فوریه پارامتر λ بصورت زیر تعریف می‌شود: $\lambda=\left(\frac{h}{r}\right)\sqrt{\left(\frac{h^2}{r^2}\right)-1}$ فرضیات پایه: سطح ایستابی شیبدار، فشار داخلی ثابت، مقطع تونل دایره‌ای، سطح پیزومتریک زیر سطح زمین، بار هیدروستاتیک متغیر در طول تونل

بحث و نتیجه‌گیری

طبق نتایج به دست آمده از کد متلب، کل آب ورودی به تونل طالقان با استفاده از روش‌های تحلیلی، ۲۱۰۰ لیتر بر ثانیه تخمین زده شده است. پهنه‌هایی که مقادیر نشت آب بیش از ۱۰۰ لیتر بر ثانیه دارند، به ترتیب شامل پهنه‌های ۱۲، ۲۱، ۶۴، ۲۳ و ۱۴ با مقادیر دبی ۲۰۰، ۱۸۰، ۱۷۳، ۱۵۶ و ۱۲۲ لیتر بر ثانیه می‌باشند (شکل ۲). نتایج به دست آمده از روابط مختلف بسیار به هم نزدیک می‌باشد و در این میان، روش فریز و چری (Freeze and Cherry, 1979) بیشترین نزدیکی را به مقدار میانگین نشان می‌دهد. این نتایج نشان می‌دهد که برای پهنه‌های یادشده می‌بایست تمهیدات لازم برای مقابله با آب ورودی به تونل اندیشیده شود. این پهنه‌ها در بازه‌های ۱۶۶۵ تا۳۲۳۰، ۷۵۰۵ تا ۹۷۰۵، ۴۴۶۵۰ تا ۴۸۳۰۰، ۹۷۸۵ تا ۱۱۹۸۵ و ۳۳۱۵۰ تا ۴۴۰۰۰ قرار دارند. تطبیق این فواصل با نقشه و مقطع زمین‌شناسی گستره تونل طالقان (شکل ۱-ب)، نشان می‌دهد که این پهنه‌ها اکثرا منطبق بر لیتولوژی‌های آهکی و دولومیتی می‌باشند. هدایت هیدرولیکی بالای این واحدها و امکان کارستی‌شدن و انحلال در آن‌ها از عوامل افزایش نشت آب به درون تونل است. صرف‌نظر از این پهنه‌های مخاطره‌انگیز، حدود ۶۰ درصد از پهنه‌ها، میزان نشت آب کمتر از ۲۰ لیتر بر ثانیه نشان داده و خطر زیادی به همراه ندارند.



شکل ۲- نمودارهای میزان آب ورودی به تونل به تفکیک پهنه‌های هیدروژئولوژیک مربوط به روابط شش‌گانه و نمودار میانگین روابط تحلیلی

منابع فارسی

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۶، نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران، شکران، کرج و مرزن‌آباد.

شرکت مهندسین مشاور ری‌آب، ۱۳۹۱، "مطالعات مرحله اول طرح انتقال آب از محدوده طالقان"، جلد چهارم (مطالعات زمین-شناسی عمومی، مهندسی و مورفولوژی).

References

El Tani, M., 1999, " Water inflow in to tunnels", Proceedings of the World Tunnel Congress ITA-AITES, PP 61-70.

El Tani, M., 2003, “Circular tunnel in a semi-infinite aquifer”, Tunnelling and underground space technology, 18(1): 49-55.

Freeze, R.A., Cherry, J.A., 1979, “Groundwater, Englewood Cliffs”, NJ: Pretic Hall, 3: 488-491.

Goodman, R.E., Moye, D.G., Van schalkwyk, A., Javandel, I., 1965, “Ground water inflows during tunnel driving”, Engineering Geology, 1(1): 39-56.

Karlsrud, K., 2001, “Water control when tunneling under urban areas in the Olso region”, NFF Publ 12(4): 27–33

Lei, S., 1999, “An analytical solution for steady flow into a tunnel”, Grounawater, 37: 23-26.

تحلیل جنبشی تاقدیس میل در ارتباط با گسل میل-دوچاه، حوضه رسوبی قم

فهیمه اسمعیلی، دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)

شهریار صادقی*، استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه بین المللی امام خمینی، ایمیل: shsadeghi@sci.ikiu.ac.ir

زینب داودی، استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه بین المللی امام خمینی(ره)

چکیده

تاقدیس میل در شمال حوضه رسوبی قم، در باختر شهر قم قرار دارد این حوضه از نظر ساختاری در زون ایران مرکزی قرار می-گیرد. مطالعه این حوضه به دلیل ذخایر هیدروکربنی از اهمیت خاصی برخوردار است. با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و برداشت‌های صحرایی به بررسی ساختارهای موجود در محدوده تاقدیس میل به ویژه گسل میل-دوچاه پرداخته شده است. تحلیل ساختاری در منطقه حاکی از دو مرحله دگرشکلی می‌باشد. مرحله اول دگرشکلی با گسل میل-دوچاه و گسل‌های معکوس پایانه باختری آن به همراه گسل‌های امتداد لغز چپ‌بر فرعی مرتبط با آن همراه بوده است. این گسل با جابجایی خود به صورت شیب‌لغز باعث برگشتگی پهلوهای تاقدیس میل شده است. در این مرحله چین‌خوردگی‌های ثانویه با اثر محوری شمال-شمال باختر نیز شروع به تشکیل نموده اند. با توجه به تحلیل جنبشی انجام شده، مرحله اول دگرشکلی حاکم در این مرحله را می‌توان ترافشارش چپ‌بر یا امتداد لغز چپ‌بر در زمان میوسن پسین یا پس از آن در نظر گرفت. دگرشکلی مرحله دوم سبب ایجاد گسل‌های نرمال با امتداد شمال-شمال‌خاور، امتداد لغز راست‌بر با امتداد شمال-شمال باختر و گسل‌های معکوس با روند شمال خاور-جنوب باختر شده که چین خوردگی ها و گسل‌های مرحله اول دگرشکلی را قطع کرده‌اند. با توجه به شواهد موجود، دگرشکلی مرحله دوم را می توان امتداد لغز راست‌بر و سن آن را پلیوسن به بعد دانست.

کلیدواژه: تاقدیس میل، تاقدیس کمرکوه، گسل میل-دوچاه، حوضه رسوبی قم، تحلیل جنبشی.

kinematic analysis of the Mill anticline in relation with the Mill-Dochah fault, Qom sedimentary basin

Fahimeh Esmaili, Msc. Student in tectonics, Imam Khomeini International Universuty.

Shahriar Sadeghi,* Assistant Prof. of tectonics, Imam Khomeini International Universuty.

email: shsadeghi@sci.ikiu.ac.ir.

Zeinab Davoodi, Assistant Prof. of tectonics, Imam Khomeini International Universuty.

Abstract

Mill anticline is located in the north of the Qom basin in the west of the Qom city. this basin is structurally located in the central Iran zone. Because of presence of hydrocarbon reservoirs, study of the basin is exclusively important. Structures in the area of the Mill anticline, especially the Mill-Dochah fault, have been investigated, using satellite imagery and field measurements. Structural analysis in the region indicates two stages of deformation. The first stage is associated with the Mil-Dochah Fault and its western-termination reverse faults along with the relative minor left-lateral faults. This fault has a dip slip displacement that caused overturning of the limbs of the anticline. Secondary folds with NNW trending axial traces are also initiated at this stage. According to kinematic analysis presented in this work, the dominant deformation at this stage can be either considered as left-lateral transpression or left-lateral strike-slip during the Late Miocene period or later. The second stage deformation caused right lateral strike-slip faults with NNW strike and reverse faults with NE-SW strike and late normal faults with NNE strike that cut folds and faults of the first stage deformation. According to the available evidences, the second stage deformation can be considered as right-lateral strike-slip occurred in Pliocene.

Key Words: Mill anticline, Kamar Kuh anticline, Mill-Dochah fault, Qom sedimentary basin, kinematic analysis.

مقدمه:

تاقدیس میل در حوضه رسوبی قم، در باختر شهر قم و در فاصله حدود ۲۰ کیلومتری از این شهرستان قرار گرفته است. حدود حوضه رسوبی قم به طور قراردادی، از شمال، بعد از مدار ۳۵ درجه که از شمال حوض سلطان می‌گذرد و از جنوب از مدار ۳۴ درجه که از کاشان می‌گذرد محدود می‌شود (Furrer and Soder 1955). از نظر تقسیم بندی زمین ساختی، در پهنه ایران مرکزی قرار دارد (Stocklin,1968). این حوضه در کرتاسه فوقانی به وجود آمده و رسوبات دوران سوم در آن نهشته شده است، لذا رسوبگذاری این منطقه بعد از کرتاسه ایجاد شده است. این حوضه از یک سیکل متقارن اصلی که شامل رسوبات غیر دریایی (سازند قرمز زیرین به سن الیگوسن)، رسوبات دریایی (سازند قم به سن میوسن) و رسوبات غیر دریایی (سازند قرمز بالایی به سن میوسن بالایی) تشکیل شده است (ایران پناه، ۱۳۴۸). این منطقه دارای عناصر ساختاری متعدد شامل تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها ی بزرگ مقیاس می‌باشد که از جمله ساختارهای قابل توجه در این منطقه هستند. از مهمترین ساختارهای این محدوده می توان به تاقدیس میل اشاره کرد.

از دیدگاه نوگل سادات (۱۳۵۷) روندهای ساختاری شامل امتداد گسل‌ها و محور چین‌ها در این حوضه هم راستا با روند نوار تبریز-بزمان است و شرایط رسوبگذاری و شکل حوضه رسوبی توسط گسل‌های پی‌سنگی موجود در منطقه کنترل شده است. ایشان رژیم حاکم در این منطقه را یک رژیم ترافشارشی راستبر معرفی نموده و گسل‌هایی که روند خاوری-باختری دارند را فقط شیب‌لغز و سایر گسل‌ها را با مولفه جابجایی افقی (امتدادی) دانسته که نقش مهمی در تغییر شکل منطقه داشته‌اند. خمیدگی اثر محوری چین‌ها و گسل‌ها از دید وی به احتمال زیاد از کوتاه شدگی بعدی در جهت خاوری-باختری است.

مورلی و همکاران (Moreley et al., 2009) در مقاله‌ای که به کمربند ترافشارشی اواخر سنوزئیک در حوضه مرکزی، منطقه قم-ساوه پرداخته اند. در مورد تاقدیس میل به رژیم تراکششی که در سازند قرمز پایینی و قم اتفاق افتاده اشاره کرده که به صورت تغییرات ضخامت و رخساره در سازند قرمز پایینی و سازند قم در اثر جابجایی نرمال بلوک‌ها نمود یافته است. از نظر ایشان همزمان با رسوبگذاری سازند قرمز بالایی شواهد ترافشارش و گسل‌های معکوس دیده می شود که وجود آنلپ (onlap) و لایه های رشدی (Growth strata) خود شاهدی بر این واقعه است. مورلی و همکاران در مورد تاقدیس میل اشاره‌ای به گسل‌های امتداد لغز نداشته و در مورد علت خمیدگی اثر محوری چین‌ها و گسل‌ها مطلبی بیان نکرده اند.

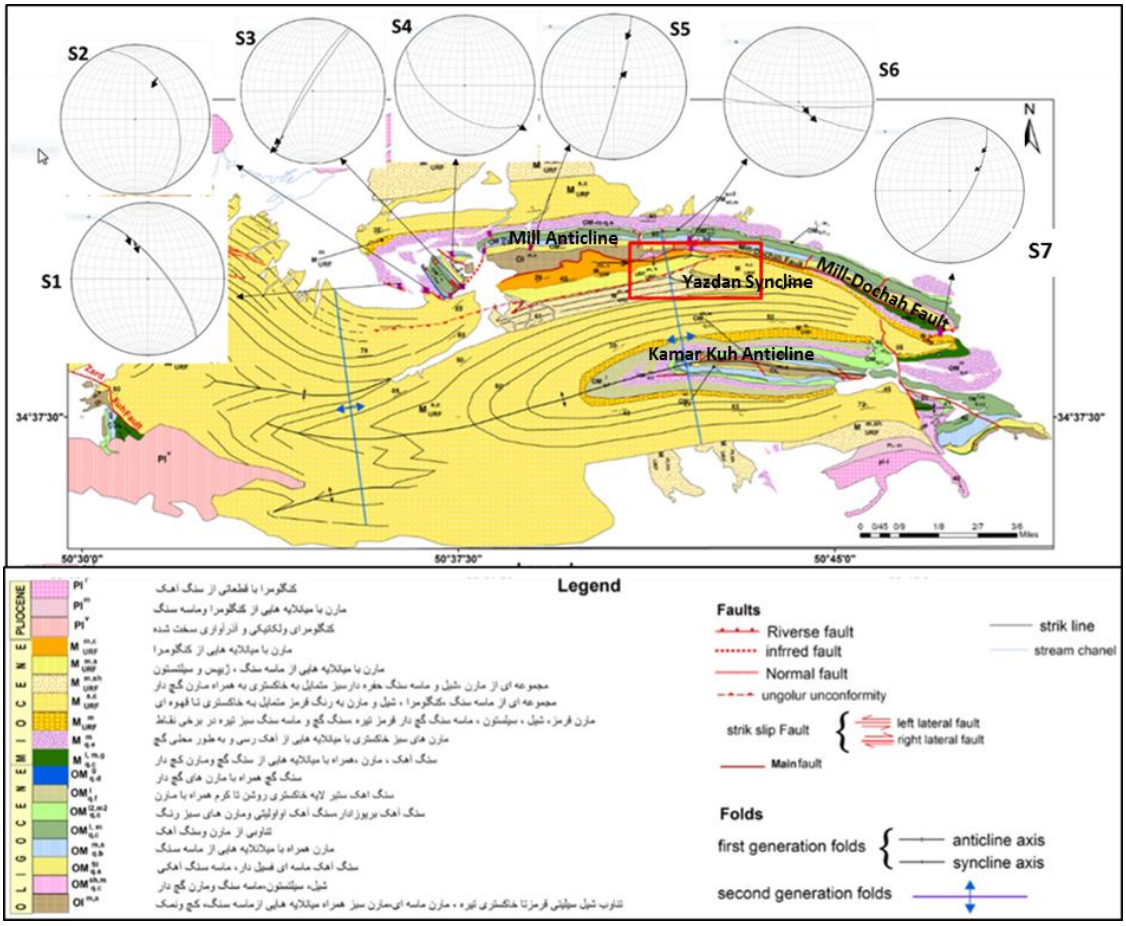


شکل۱. نمایی از بخش باختری تاقدیس میل

روش مطالعه:

با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و همچنین نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ قم گسل‌های اصلی در منطقه مشخص شده، و پس از برداشت‌های صحرایی از این ساختارها با استفاده از کمپاس و تعیین موقعیت مکانی ساختارها به کمک GPS ،

نقشه زمین شناسی گستره تهیه شده است (شکل ۲). داده‌های ساختاری به دست آمده بر روی نرم افزار Faultkin و Stereonet پیاده شده و تحلیل داده‌ها صورت گرفته است.



شکل ۲.تصاویر استریونت ایستگاه‌های برداشت (S1 تا S7) در محدوده تاقدیس میل بر روی نقشه زمین شناسی تهیه شده از گستره. کادر قرمز رنگ محدوده‌ی مطالعه ناپیوستگی زاویه دار در منطقه، قابل مشاهده در شکل ۵ می باشد.

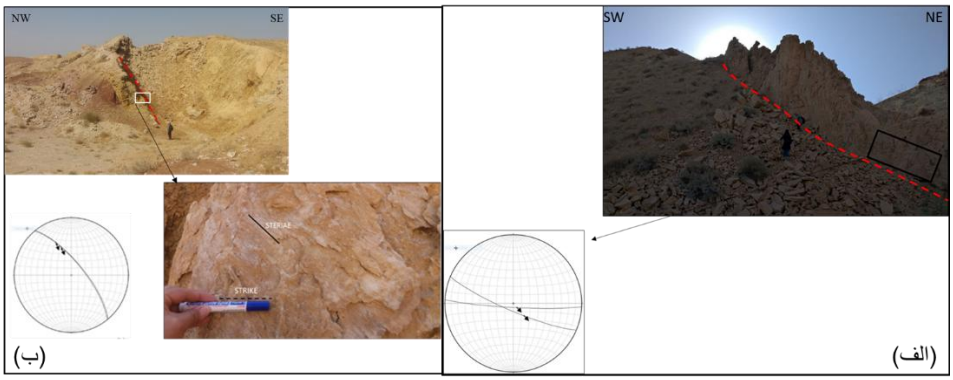
بحث:

ساختارهای گستره مورد مطالعه شامل دو مرحله چین خوردگی و گسل های اولیه و متأخر است.

چین خوردگی‌ها از مشهودترین شواهد ساختاری در گستره مورد مطالعه هستند که از مهمترین آنها می‌توان به تاقدیس میل-دوچاه، ناودیس یزدان و تاقدیس کمرکوه اشاره کرد. تاقدیس میل-دوچاه یک تاقدیس با میل دوسویه است که طول آن به حدود ۲۰ کیلومتر می‌رسد و هسته‌ی آن خرد شده و همه‌ی پهلوهای آن برگشته می باشد. در جنوب این تاقدیس گسل میل-دوچاه با روند خاوری-باختری قرار دارد. در مورد ناودیس یزدان نیز می‌توان گفت چین خوردگی است که در قسمت جنوبی تاقدیس میل قرار دارد و محور آن به سمت شمال تحدب دارد و در بخش مرکزی توسط میل-دوچاه قطع شده است. تاقدیس کمرکوه نیز یک تاقدیس با امتداد خاوری-باختری و میل دوسویه است که پهلوی جنوبی آن در بخش میانی برگشته است انحنای اثر محوری چین خوردگی‌های این گستره قابل توجه است که در این تحقیق به صورت چین خوردگی‌های متأخر با امتداد شمال-شمال باختر (شکل ۲) معرفی می شوند.

گسل‌های گستره را می توان به گسل‌های اولیه و گسل‌های متأخر تقسیم بندی نمود.

مهمترین گسل اولیه در گستره، گسل میل-دوچاه است. گسل میل-دوچاه در خاور گستره دارای امتداد شمال باختر-جنوب خاور بوده و در باختر همساز با چین-خوردگی نسل دوم که سبب چین خوردگی اثر محوری تاقدیس کمرکوه شده امتدادش تغییر می‌کند. جابجایی این گسل شیب لغز با بلوک شمالی بالا آمده همراه با مولفه امتداد لغز چپ‌بر بوده (ایستگاه S6 در شکل ۲) که در انتهای باختری به گسل معکوسی ختم می‌شود که انتهای (Termination) این گسل می-باشد (ایستگاه S1 و S2 در شکل ۲).و در انتهای خاوری توسط گسل‌های متأخر معکوس قطع می‌شود (ایستگاه‌های S7 در شکل ۲). گسل‌های چپ‌بر نیز در دو ایستگاه مشاهده شده است. در ایستگاهS3 در (شکل۲)، دارای امتداد شمال خاور-جنوب باختر بوده ، و در ایستگاه S4 (شکل۲) دارای امتداد شمال باختر-جنوب خاور هستند، این گسل‌ها، گسل-های فرعی مرتبط با گسل میل-دوچاه می‌باشند.



شکل۳. الف) رخنمون گسل میل-دوچاه، شیب‌لغز با دیواره شمالی بالا آمده (ایستگاه S6 در شکل ۲). ب)جابجایی معکوس با مولفه امتداد لغز در انتهای باختری گسل میل-دوچاه. (ایستگاه S1 درشکل ۲)

گسل‌های متاخر در خاور تاقدیس میل قابل مشاهده بوده و تاقدیس کمرکوه و گسل میل-دوچاه را قطع کرده‌اند. این گسل‌ها در سه دسته قرار می گیرند که عبارتند از:

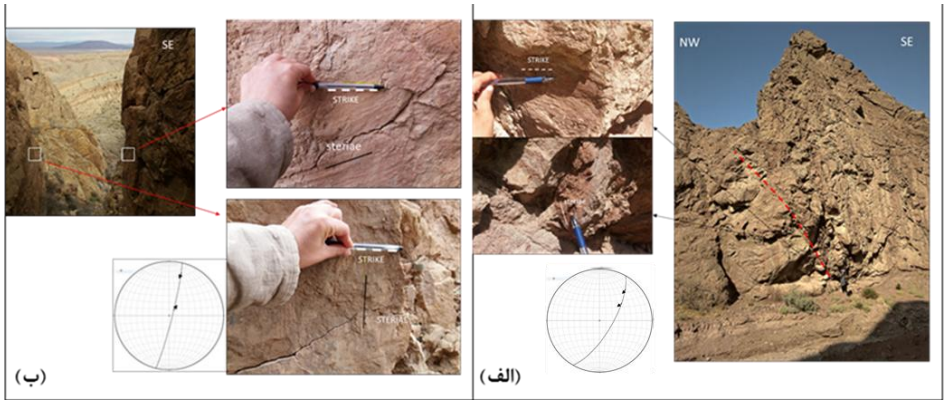
- گسل‌های معکوس که دارای روند شمال خاور-جنوب باختر بوده و مولفه‌ای از امتداد لغز نیز دارند (شکل ۴،الف).
- گسل‌های راست‌بر شمال-شمال باخترکه سبب جابجایی دماغه خاوری تاقدیس کمرکوه شده اند (شکل ۲).
- گسل های دارای راستای شمال، شمال خاور که در بخش های سازند قم به وفور دیده می شوند و عموما داری جابجایی امتدادلغز هستند در ایستگاه S5 دارای جابجایی متاخر نرمال می باشد(شکل ۴،ب).

در جنوب تاقدیس میل و در محلی که در مطالعات قبلی Moreley, 2009، نوگل سادات (۱۳۵۷) و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰(زمانی پدرام ۱۳۷۸) به عنوان گسل یزدان مشخص شده است، گسلش دیده نمی شود و به جای آن یک ناپیوستگی زاویه دار با قاعده‌ای از جنس کنگلومرا وجود دارد.

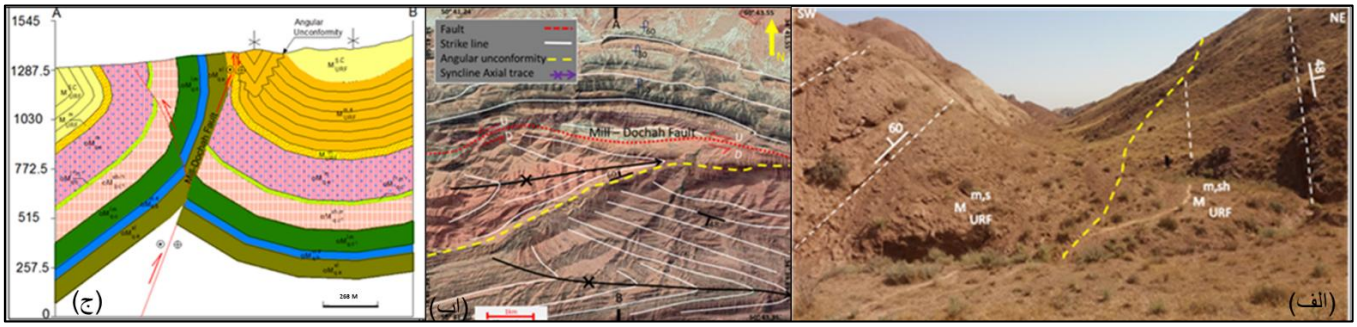
این ناپیوستگی در زمان تشکیل سازند قرمز فوقانی و بعد از رسوبگذاری سازند قم رخ داده است. لایه‌های زیر سطح ناپیوستگی جهت شیبی به سمت جنوب-جنوب باختر دارند و پهلوی شمالی یک ناودیس محسوب می شوند (شکل۵) و لایه-های بالای سطح ناپیوستگی نیز هم‌شیب با این سطح هستند و در مراحل بعدی دچار چین‌خوردگی شده اند.

آنچه که می‌توان بر اساس مطالعه ساختارهای موجود در منطقه و از طرفی داده‌های برداشت شده از تاقدیس میل استنباط کرد، وجود دو مرحله دگرشکلی در منطقه می‌باشد. قبل از این مراحل از دگرشکلی، تاقدیس های میل-دوچاه

ایجاد شده بوده اند و وجود ناپیوستگی در واحدهای میوسن، سن چین خوردگی آنها را به میوسن مرتبط می‌کند که همساز با مطالعات افلاکی و همکاران (۱۳۹۶) در حوضه رسوبی ماهنشان-میانه می باشد.



شکل ۴- الف) گسل معکوس با مولفه امتداد لغز راست‌بر ایستگاه S7 (شکل۲). ب) جابجایی نرمال با مولفه امتداد لغز چپ‌بر و کینماتیک امتداد لغز راست‌بر با مولفه معکوس (ایستگاه S5 در شکل ۲)



شکل ۵. الف) موقعیت سطح ناپیوستگی در سطح زمین(خطوط زرد رنگ سطح ناپیوستگی). ب)موقعیت سطح ناپیوستگی در تصویر ماهواره‌ای نقاط A و B موقعیت ابتدا و انتهای برش زمین شناسی ارائه شده در تصویر الف هستند. ج) نیمرخ زمین شناسی از محدوده ناپیوستگی در جهت A-B

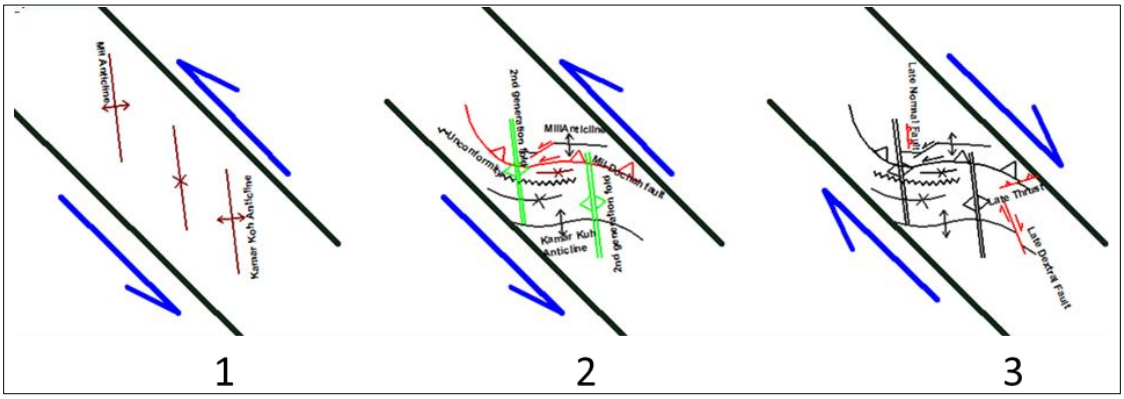
مرحله اولیه دگرشکلی سبب ایجاد گسلش و چین خوردگی در گستره شده است. گسلش به صورت گسل میل دوچاه و گسل معکوس در پایانه باختری آن، بعلاوه گسل های امتدادلغز چپ بر فرعی مرتبط با آن دیده می شود. این گسل باعث بالا آمدگی تاقدیس میل و برگشتگی تمامی پهلوهای آن در قالب بالا آمدگی (pop up) شده است. چین خوردگی به صورت ایجاد ناودیس در رسوبات رویی ناپیوستگی در فرودیواره تاقدیس میل و در ادامه آن چین خوردگی ثانویه در اثر محوری چین ها و امتداد گسل میل-دوچاه دیده می شود. ارتباط هندسی ساختارها می تواند نشان از وجود پهنه امتدادلغز یا ترافشارش چپ بر در گستره باشد. سن این رخداد به میوسن و پس از آن باز می گردد. وجود این مرحله از دگرشکلی در رسوبات میوسن پسین در گستره رباط کریم واقع در شمال گستره مورد مطالعه توسط مهرابیان و همکاران (۱۳۹۸) تعیین شده است و می تواند به عنوان سن این مرحله از دگرشکلی در گستره مورد مطالعه نیز به حساب بیاید.

مرحله دوم دگرشکلی سبب ایجاد گسل‌های امتدادلغز راست‌بر با راستای شمال- شمال باختر و گسلش معکوس با راستای شمال خاور-جنوب باختر و گسل های نرمال متاخر با امتداد شمال-شمال خاور شده است. این ساختارها به وضوح ساختارهای اولیه را قطع نموده اند. این مرحله از دگرشکلی نیز در گستره رباط کریم دیده می شود (مهرابیان و همکاران، ۱۳۹۸) که در بازه زمانی پلیوسن به بعد رخ داده است.

نتیجه گیری:

بر اساس داده ها و تحلیل جنبشی (شکل ۶) انجام شده نتایج زیر را می تون بیان نمود.

- آنچه بر اساس ارتباط ساختاری و هندسی ساختارهای منطقه مورد بررسی قابل استنباط است، وجود دو مرحله دگرشکلی است. بر اساس چین خوردگی مجدد اثر محوری تاقدیس‌ها و گسل میل-دوچاه (با جابجایی شیب‌لغز با مولفه امتداد لغز چپ‌بر)، گسل های معکوس پایانه‌ی گسل میل-دوچاه و گسل‌های امتداد لغز چپ‌بر فرعی مرحله اول دگرشکلی را می‌توان نتیجه دگرشکلی در پهنه امتداد لغز یا ترافشارش چپ‌بر دانست که در زمان میوسن رخ داده است. همچنین بر اساس ساختارهای متأخر منطقه شامل گسل‌های معکوس دارای روند شمال خاور-جنوب باختر موجود در بخش خاوری تاقدیس میل-دوچاه، گسل‌های نرمال دارای امتداد شمال-شمال خاور و گسل‌های امتداد لغز راست‌بر که دماغه خاوری تاقدیس کمرکوه را قطع کرده‌اند، مرحله دوم دگرشکلی را می‌توان تشخیص داد که حاصل دگرشکلی امتداد لغز راست بر پهنه مذکور در زمان بعد از پلیوسن است.
- گسل یزدان که در مطالعات پیشین معرفی شده است، دارای اهمیت نبوده، بلکه گسل میل-دوچاه با جابجایی شیب‌لغز با مولفه امتداد لغز چپ‌بر مهمترین ساختار مهم تاثیرگذار در دگرشکلی گستره است و سبب برگشتگی پهلوهای تاقدیس میل-دوچاه شده است.



شکل ۶. مراحل دگرشکلی رخ داده در گستره مورد مطالعه

منابع فارسی:

افلاکی، مهتاب، ۱۳۹۶ "شواهد دگریختی برآمده از تنش دیرین پلیو-کواترنری در حوضه رسوبی ماهنشان-میانه (شمال باختر ایران)، فصل نامه علمی پژوهشی علوم و مهندسی زلزله، سال چهارم، شماره چهارم.

ایران پناه، الف، ۱۳۴۸، "مطالعه تشکیلات حوضه رسوبی قم"، مجله علمی دانشگاه تهران، دوره ۱۹، شماره ۰

زمانی پدرام، م، حسینی، ح، جعفریان، م.ب، ۱۳۷۸ نقشه زمین شناسی قم ۱:۱۰۰۰۰، قم سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی

مهرابیان، ز، ۱۳۹۸، "شواهد ساختاری از تغییرات الگوی جنبشی پهنه گسله رباط کریم" سی و هشتمین گردهمایی علوم زمین

نوگل سادات، م، ۱۳۵۷، "منطقه‌های برشی و خمیدگی‌های ساختاری در ایران " گزارش شماره ۵۵، سازمان زمین شناسی کشور.

References:

Morley, Christopher & Kongwung, Booncherd & Julapour, Ali & Abdolghafourian, Mohsen & Hajian, Mahmoud & Waples, Douglas & Warren, John & Otterdoom, Heiko & Srisuriyon, Kittipong & Kazemi, Hassan. 2009. "Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area". Geosphere. 5. 325-362. 10.1130/GES00223.1.

تحلیل جنبشی تاقدیس امیران در زیرپهنه لرستان، جنوب‌غرب خرم‌آباد

زهرا قاسمی*، کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان: ghasemi.zahra9372@gmail.com
رضا علی‌پور ،استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان
سعید معدنی‌پور، استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت‌مدرس، تهران

چکیده

تاقدیس امیران با درازای حدود ۷۰ کیلومتر در ناحیه جنوب باختری زیرپهنه لرستان و در کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس واقع شده که در این تاقدیس بیشترین رخنمون سطحی را سازندهای آسماری و امیران تشکیل می‌دهند. با توجه به اهمیت ساختارهای تاقدیسی در زیرپهنه لرستان، در این مطالعه هندسه ساختاری و جنبش‌شناسی این تاقدیس با ترسیم و تفسیر دو نیمرخ ساختاری عمود بر محور تاقدیس مورد بررسی قرار گرفته که نشان دهنده‌ی تاثیر سطوح جدایشی بر دگریختی کلی منطقه مورد مطالعه است. در منطقه مورد مطالعه دو سطوح جدایشی سازند امیران به عنوان سطوح جدایشی بالایی و سازند گرو به عنوان سطوح جدایشی میانی به ترتیب بر هندسه چین‌خوردگی سطحی و عمقی تاثیرگذار بوده است. ضخامت زیاد سازند امیران سبب تشکیل تاقدیس‌هایی با طول موج و دامنه کوتاه در سطح و باعث تشکیل چین‌خوردگی‌های ناهماهنگ در عمق شده است. تجزیه و تحلیل-های هندسی نشان می‌دهد که تاقدیس امیران یک چین نامتقارن و استوانه‌ای و از نظر فشردگی باز است.

واژه‌های کلیدی: زاگرس، لرستان، تاقدیس، امیران، نیمرخ ساختاری

Kinematic analysis of the Amiran anticline in the Lurestan subzone, SW of Khorramabad

Zahra Ghasemi* , MSc Student, Faculty of Basic Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran
E-mail: ghasemi.zahra9372@gmail.com
Reza Alipoor, Assistant Professor, Faculty of Basic Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran
Saeed Madanipour, Assistant Professor, Department of geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

Abstract

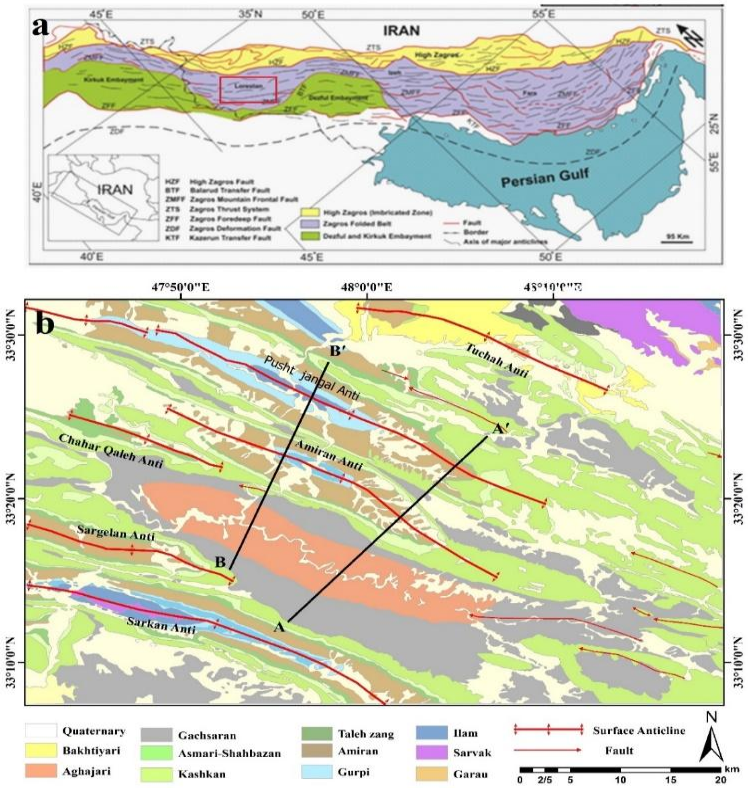
The Amiran anticline with about 70 km length is located in SW of the Lurestan sub-zone, in the Zagros fold and thrust belt, in which the most surface outcrops is the Asmari and Amiran formations. Considering the importance of anticline structures in the Lurestan subzone, in this study the structural and kinematics geometry of this anticline have been studied by construction of two cross-section perpendicular to the anticline axis trace indicating the effect of detachment levels on the general deformation of the study area. There are two detachment levels including the Amirian formation as upper detachment level and the Garau Formation as intermediate detachment level affecting the shallow and deep folding geometry. The high thickness of the Amiran Formation caused formation of low-wavelength and amplitude anticlines at the surface and formation of disharmonic folding. Geometric analyzes indicate that the Amiran anticline is an asymmetric, cylindrical and from tightness view is an open folding.

Key Words: Zagros, Lurestan, Anticline, Amiran, Cross-section

مقدمه

کمربند کوهزایی زاگرس بخشی از ابر قاره پایدار گندوانا و یک حاشیه غیرفعال به ترتیب در زمان پالئوزوئیک و حاشیه غیرفعال در زمان مزوزوئیک می باشد(Bahroudi and Koyi, 2004; Farzipour-Saein et al., 2009) . این کمربند که بخشی از سیستم کوهزایی آلپ-هیمالیا است. به دلیل بسته شدن اقیانوس نئو تتیس و برخورد قاره‌ای پسین بین صفحات اوراسیا و عرب در اواخر کرتاسه تا سنوزوئیک تشکیل شد (Vernant et al.,2004). و تقریبا بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر از ترکیه تا جنوب شرقی ایران گسترش یافته است (Alavi,2007; McQuarrie and Van Hinsbergen,2013). این کمربند که بر روی پی سنگ زاگرس نهشته است ترکیبی از لایه های مقاوم و نامقاوم می باشد که ضخامتی ۱۲-۷ کیلومتر دارد (Alavi,2007; Allen and Talebian,2011). در کمربند زاگرس وجود سطوح جدایش متعدد و گسلش راندگی در طی مراحل مختلف

دگرشکلی پیش رونده، هندسه چین‌های مرتبط با گسل را پیچیده کرده‌اند (McQuarrie et al,2004) از ویژگی‌های این کمربند می‌توان به حضور گسل‌های راندگی و چین‌های مرتبط با روند عمومی کمربند یعنیNE-SW و همچنین گسل-های عرضی با روند NNE-SSW اشاره کرد (Berberian,1995).



شکل۱ : a) نقشه زیرپهنه‌های تکتونیکی کمربند چین‌خورده رانده زاگرس در جنوب باختر ایران و شمال خاور عراق و همچنین موقعیت گسل‌های اصلی در کمربند زاگرس (Pirouz et al,2001). b). نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در پهنه لرستان ،موقعیت نیمرخ‌های ساختاری با خطوط سیاه رنگ مشخص شده‌است و خطوط قرمز رنگ محور تاقدیس ها را نشان می‌دهد.

با توجه به ضروریت سبک و هندسه چین‌خوردگی‌ها و گسلش‌های راندگی ساختارهای متعدد در هندسه چین‌خوردگی پهنه لرستان، در این پژوهش الگوی هندسی تاقدیس امیران با استفاده از ترسیم نیمرخ‌های عرضی ساختاری بررسی شده است. هم چنین وجود سطوح ساختارهای کوچک سطحی و تاثیر سطوح جدایشی بر هندسه این تاقدیس بررسی شده است.کمربند کوهزایی زاگرس با توجه به دگرشکلی غیرهمگن، به نواحی مختلف تقسیم شده است .این کمربند از جنبه های مختلفی تقسیم‌بندی شده است. از نظر تنوع رخساره‌ها این کمربند را به واحدهای تکتونیکی-چینه‌ای از NW به SE به پنج زیرپهنه شامل : زیرپهنه لرستان،زیرپهنه ایذه، فروافتادگی دزفول و زیرپهنه فارس و زاگرس مرتفع تقسیم-بندی کرده‌اند(شکل1a). (Motiei, 1994; Sherkati and Letouzey at al 2006).

روش مطالعه

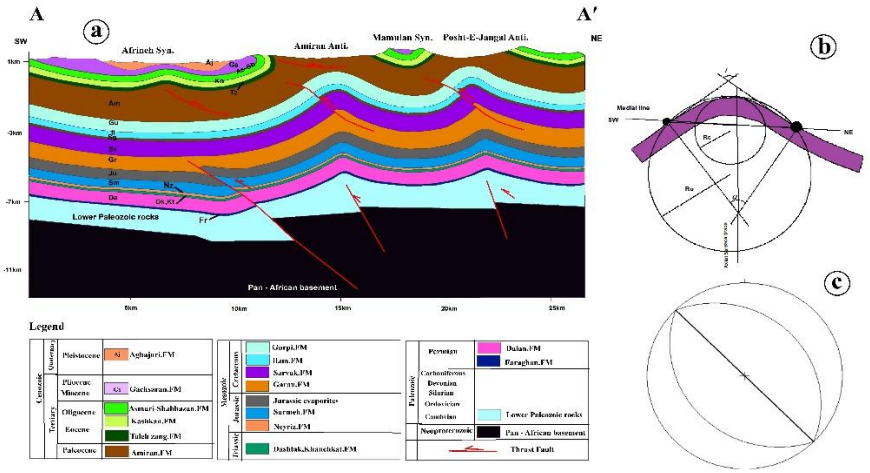
در این پژوهش به‌منظور بررسی سبک ساختاری، هندسه چین‌خوردگی و سطوح جدایشی تاقدیس امیران از داده‌های سطحی و زیرسطحی استفاده شده است. داده‌های در این پژوهش شامل نقشه‌های زمین‌شناسی یک صد هزار ، نیمرخ-های لرزه‌نگاری دوبعدی ، اطلاعات چاه‌های منطقه و نقشه‌های مدل ارتفاع رقومی(DEM) است که برای ترسیم نیمرخ-های عرضی ساختاری استفاده شده است. نیمرخ‌های عرضی ترسیم شده در جهت عمود بر روند عمومی تاقدیس امیران و با استفاده از روش کینک و حفظ ضخامت لایه‌ها ترسیم شده و در نهایت از این نیمرخ‌ها برای بررسی هندسه ساختاری،

سطوح جدایشی و سبک چین‌خوردگی استفاده شده است. هم چنین برای ترسیم نیمرخ‌های ساختاری تعداد دو نیمرخ ساختاری از منطقهٔ بررسی شده با روند عمومی شمال خاوری-جنوب باختری تفسیر شده است هم چنین برای تحلیل و تعیین هندسه ساختاری تاقدیس و محاسبه کوتاه‌شدگی بازگرداندن نیمرخ‌ها به حالت قبل از دگرشکلی انجام گرفته است.

بحث

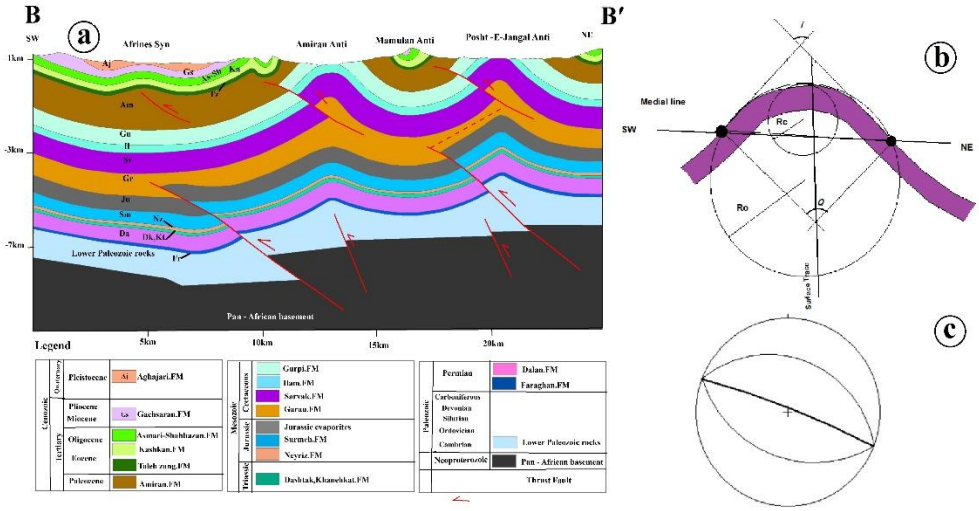
در این پژوهش برای تحلیل هندسی جنبشی تاقدیس امیران دو نیمرخ ساختاری عرضی و عمود بر محور تاقدیس ترسیم شده است. هم چنین با استفاده از روش‌های اندازه‌گیری مشخصه‌های هندسی یک سطح چین‌خورده و ترسیم نمودار استریوگرافیک، مشخصه‌های چین‌خوردگی به صورت مقادیر عددی نشان داده شده است (جدول۱). مشخصه نسبت ابعادی نسبت دامنه چین به خطی است که دو نقطه عطف چین را به هم وصل می‌کند ومشخصه فشردگی به وسیله اندازه‌گیری زاویهٔ بین یالی به دست می‌آید. هم چنین مشخصه کندی چین نیز از نسبت شعاع خمیدگی بستگی چین به شعاع دایره مماس بر نقاط عطف یال‌های چین به دست می‌آید. باتوجه به داده‌های به دست آمده تاقدیس امیران نامتقارن است و عدم تقارن آن به دلیل تفاوت در شیب و طول یال‌هاست. مقادیر به دست آمده برای زاویه بین‌یالی نشان می‌دهد که این تاقدیس از نظر فشردگی از نوع چین‌های باز هست. محاسبات لازم برای به دست آوردن کندی‌چین در برش‌های ساختاری AA' و BB' ساختاری نشان می‌دهد که۰/۸ □ b □ ۰/۴اصطلاح توصیفی آن نیمه گردشده می‌باشد. هم چنین مقادیر به دست آمده برای نسبت ابعادی آن که در تمام برش‌ها بین ۲ □ p □ ۰/۵ می‌باشد که نشان دهنده‌ی هم بعد بودن چین است. به طورکلی دو نیمرخ AA' و BB' در منطقهٔ بررسی شده عمود بر امتداد تاقدیس ترسیم شده که بدین شرح هستند.

مقطع AA': این نیمرخ ساختاری با درازای حدود۲۶ کیلومتر عمود بر راستای تاقدیس های امیران و پشت جنگل و ناودیس های افرینه و معمولان ترسیم شده است (شکل2a). در امتداد این نیمرخ رخنمون سطحی تاقدیس امیران و تاقدیس پشت جنگل را سازند فلیشی امیران تشکیل داده است جوان‌ترین رخنمون سطحی مربوط به سازند آغاجاری و گچساران در ناودیس افرینه می‌باشد. رخنمون سازند اسماری وکشکان و تله‌زنگ در یال شمالی و جنوبی هر دو تاقدیس نمایان است (شکل4a). راندگی‌های عمقی با ریشه در سازند گرو باعث تغییر ضخامت و دگرشکلی این سازندها و راندگی-های سطحی با ریشه در سازند امیران به سمت بالا منتشر شده و باعث دگرشکلی تاقدیس سطحی و برگشته شدن یال جنوبی امیران شده است (شکل4b). وجود راندگی سطحی و عمقی در یال جنوبی تاقدیس امیران باعث زیاد شدن شیب لایه‌ها شده است. با توجه به مشخصه‌های هندسی و ترسیم استریوگرام چین (شکل2b)، در امتداد این نیمرخ موقعیت محوری تاقدیس امیران ۰و۱۳۵ درجه و شیب سطح محوری آن ۸۸و۰۴۵درجه است (شکل2c)، مقدار کوتاه‌شدگی در این نیمرخ ساختاری تقریبا ۱۲کیلومتر می‌باشد.



شکل۲ : a) مقطع ساختاری AA′ عمود بر روند ساختاری تاقدیس امیران b)ترسیم های انجام شده برای اندازه گیری پارامترهای هندسی تاقدیس c) نمودار استریوگرام تهیه شده برای تاقدیس

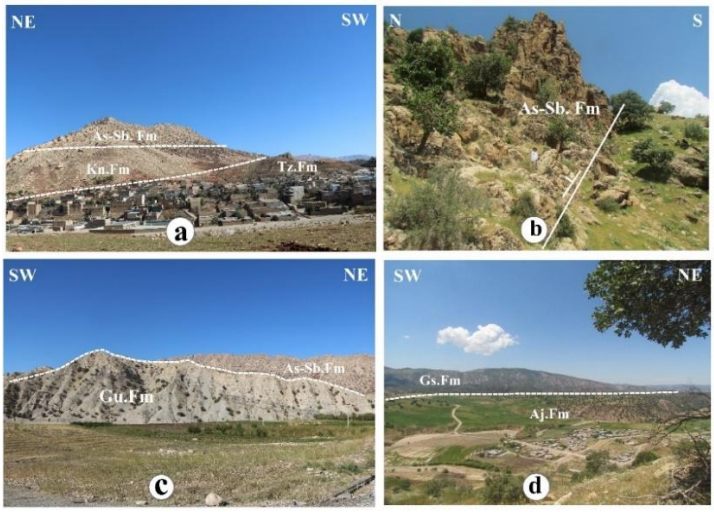
مقطع BB' : این نیمرخ ساختاری با درازای حدود ۲۷کیلومتر و در فاصله ی تقریبا ۱۲ کیلومتری مقطع AA' عمود بر راستای تاقدیس‌های امیران و پشت جنگل و ناودیس‌های افرینه و معمولان ترسیم شده است (شکل2a). در امتداد این نیمرخ رخنمون سطحی تاقدیس امیران و تاقدیس پشت‌جنگل را سازند گورپی تشکیل داده است (شکل4c). جوان‌ترین رخنمون سطحی مربوط به سازند آغاجاری و گچساران در ناودیس افرینه می‌باشد (شکل4d). رخنمون سازند آسماری و کشکان و تله‌زنگ در یال شمالی و جنوبی هر دو تاقدیس نمایان است.



شکل۳ : a) مقطع ساختاری BB' عمود بر روند ساختاری تاقدیس امیران b) ترسیم های انجام شده برای اندازه گیری پارامترهای هندسی تاقدیس c) نمودار استریوگرام تهیه شده برای تاقدیس

با توجه به مشخصه‌های هندسی (شکل2b) و ترسیم استریوگرام چین ،در امتداد این نیمرخ موقعیت محوری تاقدیس امیران ۰ و۱۱۱ درجه و شیب سطح محوری آن ۸۶ و۰۲۱ است (شکل2c). در این نیمرخ مقدار جابجایی راندگی عمقی در تاقدیس پشت‌جنگل نسبت به تاقدیس امیران بیشتر است و این راندگی عمقی که در سطح جدایشی گرو قرار ریشه دارند. باعث دگریختی توالی‌های بین سطوح جدایشی بالایی و پایینی شده است همچنین در این بخش از منطقه مورد

مطالعه سازند گورپی در منطقه محوری تاقدیس امیران به سطح نزدیک شده است. مقدار کوتاه‌شدگی در این نیمرخ ساختاری تقریبا ۱۰ کیلومتر می‌باشد.



شکل ۴ : a) رخنمون سازندهای آسماری ،کشکان و تله زنگ در یال جنوبی تاقدیس امیران. b) یال برگشته تاقدیس امیران با رخنمون سازند آسماری در نیمرخ c. AA') هسته تاقدیس امیران با رخنمون سازند گورپی در نیمرخ d BB') ناودیس افرینه با رخنمون سازند گچساران و آغاجاری.

نتیجه‌گیری

بررسی نیمرخ‌های ساختاری و اندازه‌گیری مشخصه‌های هندسی تاقدیس امیران نشان می‌دهد که این تاقدیس از نوع چین‌های نامتقارن و استوانه‌ای است. در واقع مشخصه‌های هندسی درلایه چین‌خورده سازند سروک اندازه‌گیری شده و نشان می‌دهد که تاقدیس از نظر فشردگی باز ، از نظر نسبت ابعادی نوع چین های هم بعد است و هم چنین مقادیر محاسبه شده برای مشخصه کندی چین نشان می‌دهد که چین در رده نیمه‌گرد شده قرار می‌گیرد. با توجه به نیمرخ-های عرضی ساختاری ترسیم شده، تفسیر تحلیل‌های هندسی انجام شده و همچنین وجود اختلاف مقاومت بین واحدهای مقاوم و نامقاوم و الگوهای مطرح شده در مورد چین‌های مرتبط با گسل نشان می‌دهد که تاقدیس امیران از نوع چین‌های جدایشی است. در طی تکامل ساختار چین‌خورده تاقدیس امیران سطوح جدایش میانی و بالایی نقش مهمی در دگرشکلی کلی به عهده داشته‌اند، چنان‌که ساختارهای بالا و پایین این سطوح جدایشی هندسه متفاوتی را نشان می‌دهند. در منطقه بررسی شده دو سطح جدایش اصلی معرفی می‌شود که سطح جدایشی بالایی سازند فلیشی امیران است که بر هندسه ساختارهای آسماری و جوان‌تر تأثیر گذاشته و سطح جدایش میانی سازند گرو است که هندسه ساختارهای عمقی را تحت تأثیر قرار داده است.. بنابراین هندسه ساختارهای سطحی منطقه بررسی شده متأثر از سطح جدایش بالایی است و متفاوت با الگوی چین‌خوردگی عمقی است .

جدول۱. پارامترهای هندسی چین خوردگی در تاقدیس امیران

مقطع	زاویه میان یالی	زاویه چین خوردگی	زاویه تمایل	موقعیت فضایی محور	سطح محوری	A	M	P	R_c	R_0	b	L_b	L_f	V_b	V_f	R_l	کوتاه شدگی برحسب برش
AA'	۸۷	۷۲	۸۸	۱۳۵.۰	۰۴۵.۸۸	۴.۸	۴.۱	۱.۱۷	۱.۱	۲.۶	۰.۴۲	۲.۷	۲.۴	۳۵	۳۸	۱.۰۷	۱۲
BB'	۸۸	۹۱	۸۵	۱۱۱.۰	۰۲۱.۸۶	۷.۲	۵.۸	۱.۲۴	۱.۲	۳.۲	۰.۴۰	۴.۴	۳.۹	۴۲	۵۰	۱.۱۵	۱۰

References

Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. American journal of science. 307,1064–1095.

Allen, M. and Talebian, M., 2011. Structural variation along the Zagros and the nature of the Dezful Embayment. Geological Magazine, 148, 911-924.

Bahroudi, Abbas, Hemin A. Koyi., 2004. Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin. Marine and Petroleum Geology 21.10 , 1295-1310.

Berberian, M., 1995. Master “Blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics 241, 193–224.

Farzipour-Saein A., Yassaghi A., Sherkati S., Koyi H., 2009a . Mechanical stratigraphy and folding style of the Lurestan region in the Zagros Fold Thrust Belt", Iran, Journal of the Geological Society 1101-1115

McQuarrie N., Van Hinsbergen D. J., 2013. Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction. Geology 315-318.

McQuarrie N., 2004. Crustal scale geometry of the Zagros fold-thrust belt, Iran. Journal of Structural Geology 519-535.

Motiei H., 1994. Stratigraphy of Zagros. Geological Survey of Iran Publications [in Persian].

Pirouz. M., Simpson. G., Bahroudi. A., Azhdari. A., 2011. Neogene sediments and modern depositional environments of the Zagros foreland basin system, Geol. Mag. 148 (5–6), 838–853. https://doi.org/10.1017/S0016756811000392.

Sherkati S., Letouzey. J., Frizon de Lomotte D., 2006. Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling. Tectonics TC4007.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H.R., Martinod, J., Ashtiany, A., Bayer, R., Tavakoli, F., Chéry, J., 2004. Present-day deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. Geophys. J. Int. 157, 381–398.

ارائه الگوی لرزه زمین ساختی بر اساس مطالعهٔ تطبیقی توزیع تنش کولمب با پارامترهای لرزه‌ای در زوج زمین‌لرزه اهر-ورزقان

نویسنده مسئول: مهناز ندائی*، استادیار دانشگاه پیام نور، m.nedaei@pnu.ac.ir

سایر نویسندگان: زینب فلاح آبکناری، دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک دانشگاه پیام نور مرکز تهران شرق

چکیده

زوج زمین‌لرزه اهر- ورزقان به صورت دو رخداد پیاپی در تاریخ ۲۱ مرداد ماه ۱۳۹۱ باعث ایجادگسیختگی سطحی بطول ۱۲ کیلومتر و لرزش مناطقی شد که قبلا هیچ گسل فعالی در آن شناسایی نشده بود. با توجه به نظریهٔ انتقال تنش و احتمال متأثر بودن رخداد دوم از رخداد اول، تغییرات تنش کولمب برای وضعیت‌های هندسی مختلف از صفحات گرهی دو رخداد مورد بررسی قرار گرفت و با توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها مطابقت داده شد. با بررسی الگوی توزیع تنش کولمب در محیط اطراف و در نظر گرفتن پدیده برهم کنش، مشخصات ۸۲°، ۸۹° و ۱۶۴° برای امتداد، شیب و ریک گسل مسبب رخداد اول با سازوکار راست لغز و ۷°، ۴۹° و ۳۱° برای امتداد، شیب و ریک گسل مسبب رخداد دوم با سازوکار معکوس همراه با مؤلفهٔ کوچک امتداد لغز در نظر گرفته شد. نتایج بدست آمده از الگوی توزیع تنش مطابقت زیادی با نقشه‌های تغییرات مکانی مقدار b (*b-value*) در داده‌های قبل از زلزله دارد. پارامترb در واقع شیب رابطهٔ گوتنبرگ-ریشتر است که مرتبط با ساختار زمین ساختی منطقه بوده و وابسته به تنش موجود در منطقه می‌باشد. با توجه به منطقهٔ حداقل مقدار b در داده‌های قبل از زلزله، الگوهای توزیع تنش کولمب برای گسل‌های منشاء، گیرنده و گسل‌های با جهت بهینه، نحوه انتشار گسیختگی نسبت به کانون رخداد اول و تظاهر سطحی آن و نیز مکانیسم مختلف قطعات سیستم گسلی، ساختار لوزی شکل در حال توسعه برای منطقه متأثر از زوج زمین‌لرزه اهر-ورزقان پیشنهاد می-گردد که می‌تواند به ارزیابی خطر لرزه‌ای کمک کند.

کلیدواژه: زوج زمین‌لرزه اهر-ورزقان، تغییر تنش کولمب، تغییرات مکانی مقدار b، مدل لرزه زمین ساختی، مطالعه تطبیقی

Seismotectonic Model Based on Comparative Study of Coulomb Stress Change and Seismic Parameters of Ahar-Varzaghan Earthquake Doublet

First Author: Mahnaz Nedaei*, Assistant Professor, PayameNoor University of Birjand, m.nedaei@pnu.ac.ir.

Other Authors: Zeinab Fallah Abkenari, M.S. Student, PayameNoor University of Tehran East

Abstract

On 11 August 2012 an earthquake doublet (Mw 6.4 and 6.2) occurred northwest Iran. It occurred on a so far unknown structure which has sparse historical and modern seismicity in this area. According to the earthquake interaction phenomenon and stress transfer during the earthquake, the Coulomb stress changes was resolved on four different binary combination of nodal planes of the first and second mainshocks to specify “optimally oriented” nodal planes for defined orientation of the principal axes of the regional stress field and an assumed friction coefficient. Those binary nodal planes were chosen having the best fit to the most positive Coulomb failure stress changes and good correlation with the spatial distribution of the aftershocks greater than 3 for 3 month after the earthquake doublet. The results led to 82°, 89°, and 164° values for strike, dip, and rake angles of the first earthquake source fault with right-lateral strike slip

mechanism and 7°, 49°, and 31° for the second earthquake source fault with oblique reverse mechanism, respectively. There is also an excellent correlation between the spatial variation of b-value before the Ahar-Varzaghan earthquake and the stress increased regions along the optimally oriented source faults. Based on the Coulomb stress changes calculation, the manifestation of the surface rupture caused by the earthquake, field observations, revealing structural dependency of two source faults, we proposed a restraining bend structure and a complex style of deformation causing the earthquake. The proposed structural model can help to estimation seismic hazard risk of potential future failure area.

Key Words: Ahar-Varzaghan Earthquake Doublet, Coulomb Stress Changes, Spatial b-Value Changes, Seismotectonic Model, Comparative Study

مقدمه

در تاریخ ۲۱ مرداد ماه ۱۳۹۱زوج زمین‌لرزه‌ای شهرستان‌های ورزقان، اهر، هریس و پیرامون آن در استان آذربایجان شرقی را به شدت لرزاند و موجب خسارت‌های جانی و مالی فراوان شد (Razzaghi & Ghafory-Ashtiany, 2012). اولین رویداد در ساعت ۱۲:۲۳:۱۶ به وقت جهانی با بزرگای گشتاوری M_W=۶/۴ در عمق ۹ کیلومتری و رومرکزی به مختصات ۳۸/۳۳ درجه عرض شمالی و ۴۶/۸۳ درجه طول شرقی با سازوکار امتدادلغز (سازمان زمین شناسی امریکا، USGS)، و دومین رویداد در شمال‌غرب رویداد اول، در ساعت ۱۲:۳۴:۳۵ به وقت جهانی با بزرگی گشتاوری M_W=۶/۲ در عمق ۱۲ کیلومتری و رومرکزی به مختصات ۳۸/۳۹ درجه عرض شمالی و ۴۸/۷۴ درجه طول شرقی با سازوکار تراستی همراه با مؤلفه کوچک امتدادلغز (USGS)، گزارش شده است. گسیختگی ایجاد شده در طی این زوج لرزه به طول ۱۲ کیلومتر بین طول‌های جغرافیایی °۴۶/۷۹- °۴۶/۶۴ با تحدب ملایمی رو به شمال مشاهده شده است (Faridi and Sartibi, 2012).

همگرایی مایل بین عربستان و اوراسیا، در شمال‌غرب ایران و شرق ترکیه با گسل‌های راست لغز در فلات ایران-ترکیه و گسل‌های معکوس موازی در شمال‌تر، در قفقاز جبران می‌شود (Jackson, 1992; McClusky et al., 2000; Copley and Jackson, 2006; Copley et al., 2014). این همگرایی به میزان زیادی در شمال‌غرب ایران صورت می‌گیرد. مقایسه داده‌های ژئودتیک و پارینه لرزه‌شناسی و همچنین الگوی پراکندگی تغییر شکل‌های فعال در گستره آذربایجان شرقی همگی گویای وجود پتانسیل لرزه‌زایی در این منطقه است (سازمان زمین شناسی، ۱۳۹۱). اهمیت لرزه‌خیزی ناحیه شمال‌غرب ایران به خاطر زمین لرزه‌های تاریخی بزرگ و نیز قرارگیری کلان شهر تبریز با جمعیتی بالغ بر یک میلیون و پانصد هزار نفر(طبق سرشماری سال ۱۳۹۰ مرکز آمار ایران) درکنار گسل شمال تبریز می‌باشد.

برهم کنش گسل‌های فعال نزدیک به هم، در طی زلزله‌ای قوی عامل مهمی است که خطر پذیری لرزه‌ای ناحیه را بالا می‌برد. القاء زلزله در قسمت‌های دیگر یک گسل یا گسل دیگر نه تنها مبحث مهمی در خطر پذیری لرزه‌ای بلکه در خوشه‌بندی و رهاسازی انرژی لرزه‌ای هم هست. تغییر تنش کولمب یکی از مدل‌هایی است که رهاسازی انرژی لرزه‌ای را بررسی می‌کند. تغییر تنش کولمب از سال ۱۹۹۰ بطور گسترده‌ای در بررسی علت بروز وقایعی نظیر لرزه اصلی-لرزه اصلی، لرزه اصلی-پس‌لرزه‌ها و برهم کنش گسل‌ها به کار گرفته شده است. متعاقبا تغییرات تنش کولمب شاخص کمی مهمی در تفسیر میدان تنش است و نقش غالبی در برآورد خطر پذیری لرزه‌ای و پیش بینی زلزله دارد (Hainzl et al., 2014; Wang et al., 2014).

در این مقاله نحوه تغییرات تنش کولمب برای وضعیت‌های هندسی مختلف گسل‌های مسبب رخدادهای زمین‌لرزه اهر-ورزقان در محیط اطراف بررسی می‌گردد و با توزیع مکانی پس‌لرزه‌ها مطابقت داده می‌شود. در نهایت با تطبیق نقشه‌های

حاصل از پارامتر b و تغییر تنش کولمب قبل و بعد از رخدادها، مکان‌های قفل شده با تنش بالا یا نواحی مقاوم گسل‌ها و در واقع مکان‌های محتمل برای رخدادهای آتی شناسایی و مدل ساختاری تبیین می‌گردد.

روش مطالعه

حالت تنش روی گسل یکی از مهم‌ترین فاکتورهای کنترل کننده در ایجاد گسیختگی و وقوع زمین‌لرزه است (Scholz, 1990). یک زمین‌لرزه زمانی رخ می‌دهد که تنش برشی در پوسته زمین به مقاومت برشی سنگ در امتداد گسل برسد، در این هنگام سنگ تسلیم شده و انرژی کرنشی ذخیره شده در آن آزاد می‌شود. لغزشی که بر روی یک گسل در حین زلزله رخ می‌دهد، محیط اطراف را دچار تغییر شکل می‌کند و میدان تنش را بر هم می‌زند. پدیده برهم کنش، وقوع حوادث لرزه‌ای بصورت توالی از رویدادهای وابسته به هم (Scholz, 1990) و تغییرات تنش ناشی از وقوع زمین لرزه‌های متوسط-بزرگ در پوسته (Okada, 1992; King et al., 1994) را بیان می‌کند. این پدیده از طریق مدل‌های گوناگون مورد بررسی قرار گرفته است که یکی از رایج‌ترین آن‌ها، معیار تغییر تنش کولمب است. تغییر تنش شکست کولمب از رابطهٔ زیر بدست می‌آید (Das and Scholz, 1981; Stein et al., 1992; Harris, 1998):

$$\Delta\sigma_f(\Delta CFS) = \Delta\tau_s + \mu'\Delta\sigma_{n'}$$

که در آن $\Delta\sigma_f$ تغییر تنش شکست در گسل گیرنده است که توسط لغزش در گسل منشاء ایجاد شده است، $\Delta\tau_s$ تغییر تنش برشی در جهت لغزش و $\Delta\sigma_{n'}$ تغییر تنش نرمال در گسل گیرنده و μ' ضریب اصطکاک مؤثر می‌باشد که ضریب اصطکاک ظاهری نیز نامیده می‌شود و متأثر از تغییرات فشار منفذی و خواص ماده است. ضریب اصطکاک مؤثر برای گسل‌های با لغزش تجمعی کم و سطوح زبر ۰/۸-۰/۴ و برای گسل‌های با لغزش تجمعی زیاد و سطوح صاف ۰/۴-۰ در نظر گرفته می‌شود. برای گسل‌های امتداد لغز یا گسل‌های با جهت نامشخص ۰/۴ در نظر گرفته می‌شود (Parsons et al., 1999; Sumy et al., 2014). تغییر تنش کولمب به هندسه و جهت لغزش گسل و ضریب اصطکاک مؤثر بستگی دارد.

بحث و نتیجه‌گیری

محاسبات تغییرات تنش کولمب در زمین‌لرزه اهر-ورزقان برای بررسی مناطق پر خطر، با فرض مدول برشی (G) ۳۲×۱۰^{۵} بار، نسبت پواسون (υ) ۰/۲۵، مدول یانگ (E) ۸×۱۰^{۵} بار و ضریب اصطکاک مؤثر (μ') ۰/۴ با کمک برنامه کولمب 3.3 (Toda et al., 2011) صورت گرفت. مشخصات کانون رخدادها، بعنوان نقطه شروع گسلش لحاظ گردید و رابطهٔ تجربی Wells and Coppersmith (BSSA, 1994) برای محاسبه طول و پهنای گسلش هر دو زلزله به کار گرفته شد.

با توجه به این که با تغییر نوع گسل گیرنده الگوی توزیع مکانی تنش کولمب تغییر می‌کند و نیز از آن جا هیچ گسل فعالی به زوج زمین‌لرزه اهر-ورزقان منتسب نگردیده است، برای تعیین گسل‌های مسبب رخدادهای اول و دوم، چهار حالت مختلف از ترکیب دوبدو صفحات گرهی در نظر گرفته شد (جدول ۱).

جدول ۱. مشخصات صفحات گرهی مسبب زوج زمین‌لرزه اهر- ورزقان. حالت‌های مختلف ترکیب دوتایی از صفحات گرهی در دو ستون آخر آمده است.

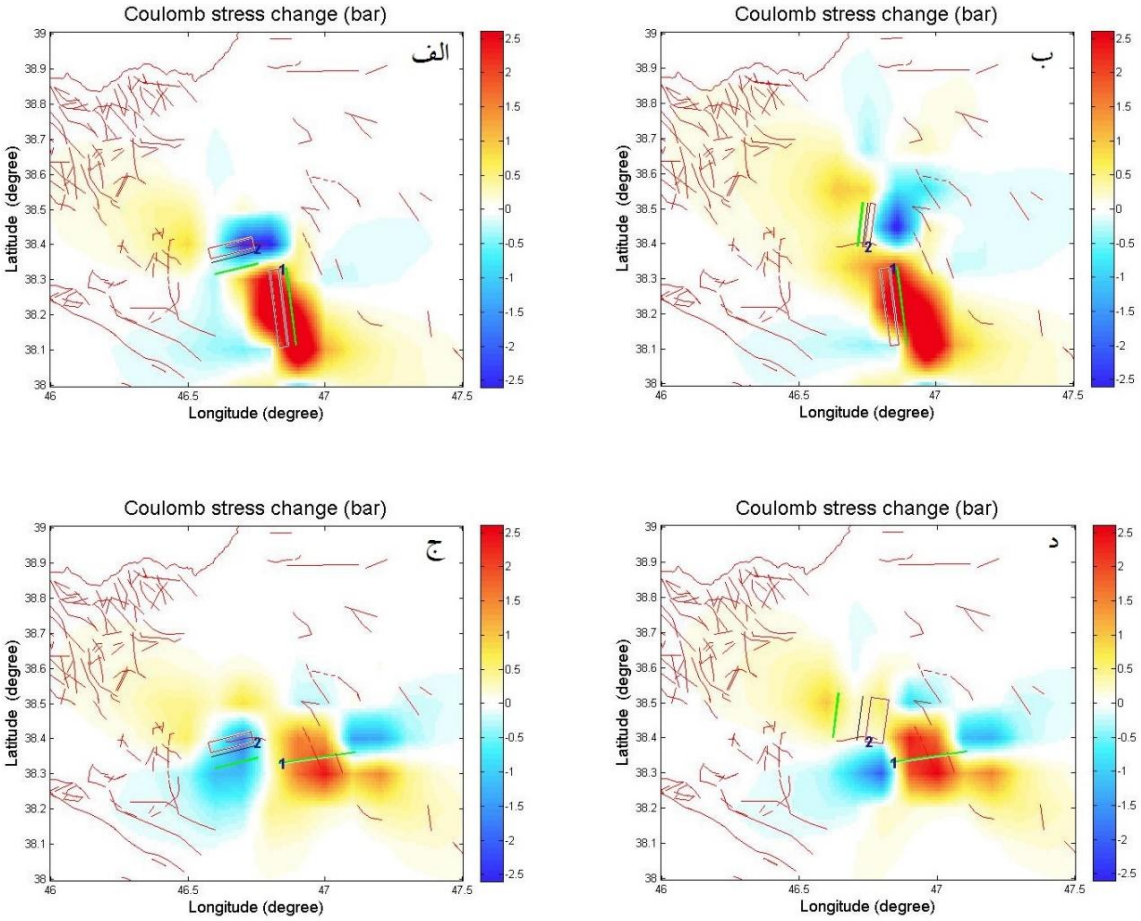
زمین‌لرزه اهر-ورزقان	طول جغرافیایی (°)	عرض جغرافیایی (°)	عمق (km)	امتداد (°)	شیب (°)	ریک (°)	حالت‌های مختلف بررسی تنش کولمب	
							امتداد گسل منشاء	امتداد گسل گیرنده
رویداد اول	۴۶/۸۳	۳۸/۳۳	۹	۱۷۳	۷۴	۱	۱۷۳	۲۵۶
				۸۲	۸۹	۱۶۴	۱۷۳	۷
رویداد دوم	۴۶/۷۴	۳۸/۳۹	۱۲	۲۵۶	۶۷	۱۳۵	۸۲	۲۵۶
				۷	۴۹	۳۱	۸۲	۷

سپس تغییر تنش کولمب برای وضعیت‌های مختلف گسل‌ها (صفحات گرهی) نسبت به تنش‌های ناحیه‌ای محاسبه شد (گروه دوم از محاسبات تغییر تنش کولمب). برای این منظور جهات تنش‌های ناحیه‌ای با استفاده از نرم افزار Wintensor بدست آمد (جدول ۲). نتایج محاسبات تغییر تنش کولمب برای صفحات مختلف گرهی در شکل ۱ نشان داده شده است. بدیهی است نتایجی قابل قبول است که گسل‌ها (صفحات گرهی) در مناطق پر تنش (مناطق با $\Delta\sigma_f$ مثبت) واقع شوند. از بین حالت‌های مختلف صفحات گرهی، حالت دوم و چهارم جدول ۱ نتایج معتبرتری داشتند بطوریکه هر کدام از صفحات گسلی در مناطق $\Delta\sigma_f$ مثبت قرار می‌گرفتند. نتایجی که منجر به قرارگیری هر کدام از گسل‌ها (صفحات گرهی) در مناطق با $\Delta\sigma_f$ منفی شدند، منجر به حذف آن حالت از محاسبات بعدی گردید.

جدول ۱: مشخصات محورهای اصلی میدان تنش منطقهای ناحیه مورد بررسی

	σ_1	σ_2	σ_3
روند	۱۳۱	۲۴۴	۴۲
میل	۴	۸۶	۲

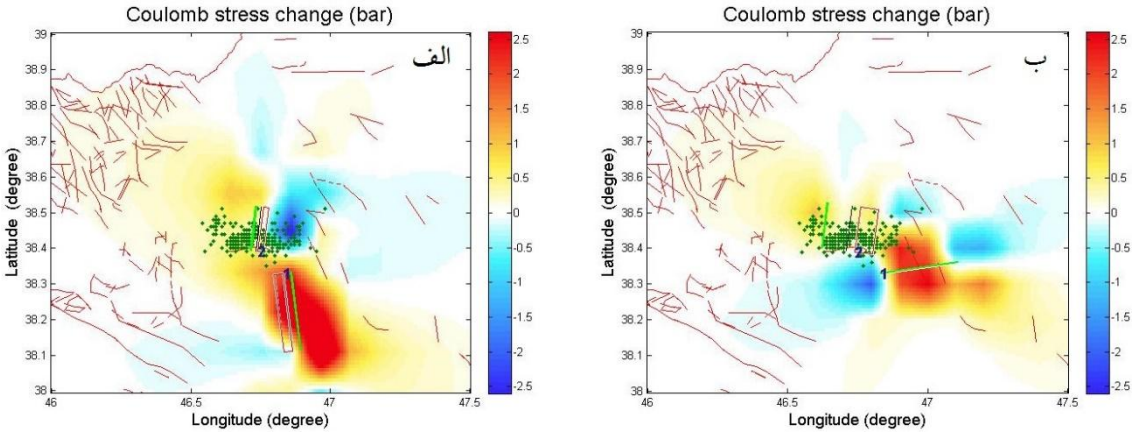
در مرحله بعد، توزیع پس‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۳ ریشتر، در بازه زمانی ۳ ماه پس از رخداد اصلی، با مناطق $\Delta\sigma_f$ مثبت در محاسبات بالا مطابقت داده شدند. مشخص گردید که الگوی ایجاد شده در حالت چهارم یعنی مشخصات 82°، 89° و 164° برای امتداد، شیب و ریک گسل مسبب رخداد اول با سازوکار راست لغز و 7°، 49° و 31° برای امتداد، شیب و ریک گسل مسبب رخداد دوم با سازوکار معکوس همراه با مؤلفهٔ کوچک امتداد لغز، نتایج سازگارتری با توزیع پس‌لرزه‌ها در مناطق $\Delta\sigma_f$ مثبت دارد (شکل ۲).



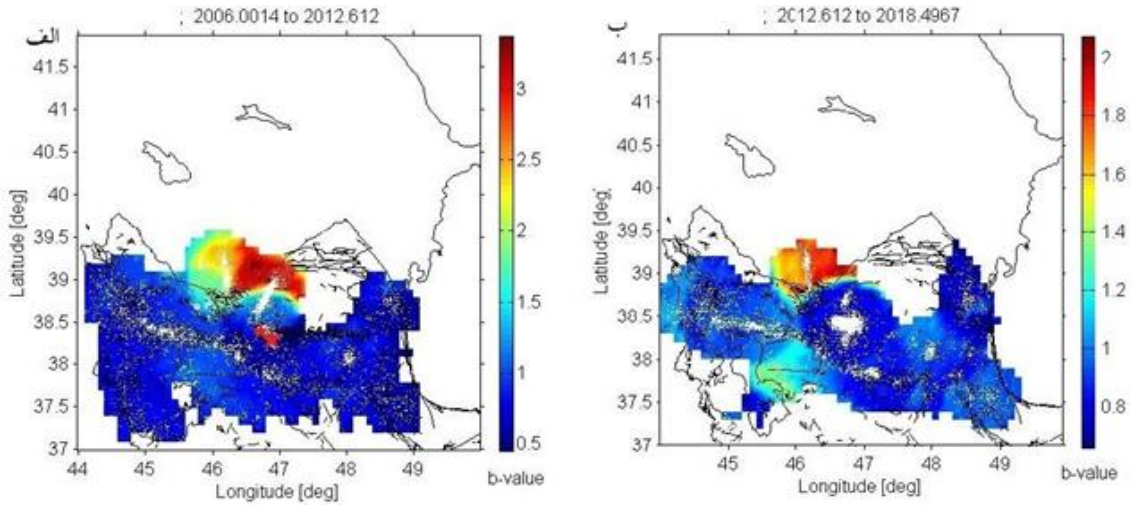
شکل ۱: وضعیت تنش کولمب برای حالت‌های مختلف ترکیب صفحات گرهی نسبت به تنش ناحیه‌ای. الف تا د، به ترتیب حالت-های مختلف ارائه شده اول تا چهارم در جدول ۱ می‌باشد. شماره گسل‌ها متناظر با رخدادهاست. همانطور که در شکل نیز مشخص است، فقط در حالت دوم و چهارم صفحات گسلی واقع در مناطق $\Delta\sigma_f$ مثبت می‌باشند.

در مرحله بعد رویدادهای لرزه‌ای ثبت شده در محدوده مورد مطالعه بین طول‌های جغرافیایی ۴۴ تا ۵۰ درجه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۷ تا ۴۰ درجه شامل همه داده‌های بزرگ‌تر از ۱/۵ از موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران تهیه گردید. در این تحقیق برای انجام محاسبات، از نرم افزار Zmap (Wiemer, 2001) استفاده شد. برای همگن سازی داده‌ها، از ترسیم داده‌های تجمعی در برابر زمان و همچنین تغییرات زمانی M_C با روش انحنای حداکثر* استفاده شد. در نهایت داده‌های قبل از ۲۰۰۶ از محاسبات حذف شدند. جهت تهیه نقشه تغییرات مکانی مقدار b، داده‌ها به دو قسمت قبل و بعد از زوج زمین‌لرزه ۲۱ مرداد ماه ۱۳۹۱ تقسیم شدند. برای تهیه نقشه تغییرات مکانی مقدار b، روش انحنای حداکثر با شعاع ثابت ۵۰ کیلومتری و بزرگی کمال ۲/۱ انتخاب گردید که نقشه واضح‌تر و کامل‌تری از تغییرات مکانی را ایجاد می‌کرد. نتایج تغییرات مکانی مقدار b برای هر دودسته داده در شکل ۳ آمده است. مکان رومرکزهای زوج لرزه اهر-ورزقان در منطقهٔ کم‌ترین مقدار b و در نزدیکی مرز بین دو منطقه با تضاد شدید مقدار b واقع شده است. منطقهٔ کم-ترین مقدار b، بیانگر منطقه‌ای با تنش برشی و یا تنش مؤثر بالا است.

* maximum curvature



شکل ۲: توزیع مکانی پس‌لرزه‌های بزرگ‌تر از ۳ ریشتر بعد از ۳ ماه از رخداد اصلی. الف) حالت دوم از ترکیب صفحات گرهی. ب) حالت چهارم از ترکیب صفحات گرهی. همانطور که در شکل دیده می‌شود در حالت چهارم، پس‌لرزه‌ها تطبیق بیشتری با مناطق $\Delta\sigma_f$ مثبت دارند.

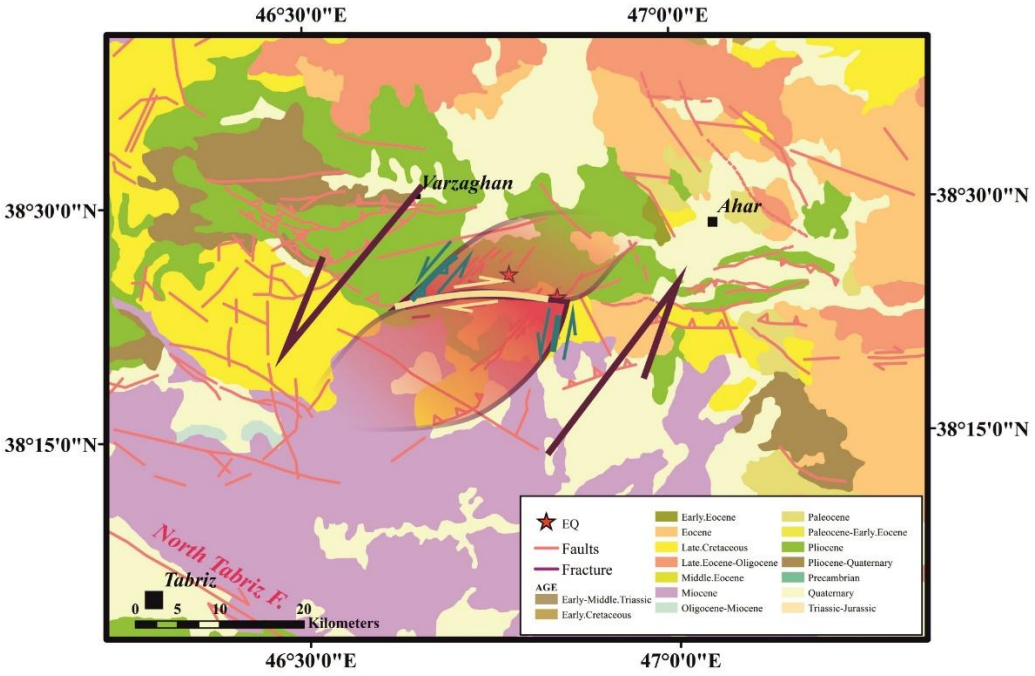


شکل ۳: نقشه تغییرات مکانی مقدار b برای داده‌های الف) قبل و ب) بعد از زلزله. محل زوج لرزه در شکل الف با دو ستاره قرمز مشخص شده است. مناطق آبی تیره نشان دهنده مناطق با مقدار b کمتر یا تنش بالاتر هستند. نقاط سفید، پراکندگی داده‌های لرزه‌ای را نشان می‌دهد. بعد از زلزله مقدار b به حد نرمال نزدیک شده است.

با توجه به نتایج حاصله از نقشه تغییرات مکانی مقدار b در داده‌های مربوط به قبل از زلزله، مقادیر b در نزدیکی رومرکزهای زوج لرزه اهر-ورزقان، در حداقل مقدار آن است که بیانگر تجمع تنش در این منطقه می‌باشد. در مجاورت رومرکزهای زوج لرزه اهر-ورزقان (منطقه حداقل مقدار b)، منطقه‌ای با مقدار b بالا قرار دارد. تقابل شدید مقدار b در این دو منطقه مجاور، احتمالا بیانگر دو ساختار با تنش تجمعی متفاوت باشند.

نتایج بدست آمده از الگوی توزیع تنش کولمب مطابقت زیادی با نقشه‌های تغییرات مکانی مقدار b در داده‌های قبل از زلزله دارد و از طرفی مطابق با یافته‌های Donner et al. (2014) است. با توجه به هندسه گسل‌ها و راستای گسیختگی سطحی، می‌توان رخداد اول را مسبب گسیختگی سطحی دانست. گسل مسبب رخداد دوم در نتیجه پدیده برهم کنش رخداد اول و در نتیجه قرار گرفتن در منطقه با $\Delta\sigma_f$ مثبت، فعال می‌شود.

با توجه به منطقه حداقل مقدار b در داده‌های قبل از زلزله، الگوهای توزیع تنش کولمب برای گسل‌های منشاء، گیرنده و گسل‌های با جهت بهینه، نامتقارنی الگوی ناحیه‌ای تغییرات تنش کولمب، نحوه انتشار گسیختگی نسبت به کانون رخداد اول و تظاهر سطحی آن، تمرکز پس‌لرزه‌ها در راستای شرقی-غربی علیرغم راستای تقریبا شمالی-جنوبی گسل مسبب رخداد دوم، و نیز مکانیسم مختلف قطعات سیستم گسلی، ساختار لوزی شکل در حال توسعه برای منطقه متأثر از زوج زمین‌لرزه اهر-ورزقان پیشنهاد می‌گردد (ندائی و فلاح آبکناری، ۱۳۹۷؛ شکل ۴).



شکل ۴: مدل ساختاری پیشنهاد شده برای منطقه. نقشه زمین شناسی به تفکیک سن سنگ‌ها، گسیختگی ناشی از جابجایی گسل مسبب رخداد اول با راستای شرقی-غربی به رنگ بنفش و گسل راندگی مسبب رخداد دوم با راستای تقریبا شمالی-جنوبی به رنگ آبی مشخص شده‌اند. رومرکزها با ستاره قرمز نشان داده شده‌اند.

منابع فارسی

سازمان زمین شناسی، ۱۳۹۱. گزارش مقدماتی زمین‌لرزه ۲۱ مرداد ماه ۱۳۹۱ ورزقان- اهر.

ندائی، مهناز، فلاح آبکناری، زینب، ۱۳۹۷. الگوی لرزه زمین ساختی زلزله اهر-ورزقان بر اساس مطالعه تطبیقی داده‌های لرزه‌ای و GPS، یازدهمین همایش ملی تخصصی زمین شناسی دانشگاه پیام نور و بیست و یکمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه پیام نور قم، جلد ۱، صفحه ۱۰۱-۱۰۸.

References

Copley, A., Jackson, J., 2006. Active tectonics of the Turkish-Iranian plateau. Tectonics 25, TC6006. http://dx.doi.org/10.1029/2005TC001906.

Copley, A., Faridi, M., Ghorashi, M., Hollingsworth, J., Jackson, J., Nazari, H., Oveisi, B., Talebian, M., 2014. The 2012 August 11 Ahar earthquakes: consequences for tectonics and earthquake hazard in the Turkish-Iranian plateau. Geophys. J. Int. http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggt379.

Das, S., and Scholz, C. H., 1981, Off-faul aftershock clusters caused by shear stress increase: Bull. Seism. Soc. Am., **71**, 1669-1675.

Donner, S., Ghods, A., Kruger, F., Rossler, D., Landgraf, A. & Ballato, P., 2015. The Ahar-Varzeghan earthquake doublet (Mw 6.4 and 6.2) of 11th August 2012- Regional seismic moment tensors and a seismotectonic interpretation, *Bull. seism. Soc. Am.*, **105**(1), 1–17.

Faridi, M. & Sartibi, A.H., 2012. The Report of Ahar–Varzaghan earthquake, Geological Survey of Iran, Tabriz center, in Persian.

Hainzl, S., Moradpour, J., Davidsen, J., 2014. Static stress triggering explains the empirical aftershock distance decay. Geophys. Res. Lett. 41, 8818–8824. http://dx.doi.org/10.1002/2014GL061975.

Harris, R., 1998. Introduction to special section: stress triggers, stress shadow, and implications for seismic hazard. J. Geophys. Res. 103, 24347–24358.

Jackson, J., 1992. Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus, *J. geophys. Res.*, **97,** 12 471–12 479.

King, G. C. P., Stein, R. S., and Lin, J., 1994, Static stress changes and triggering of earthquakes: Bull. Seism. Soc. Am., **84**, 935-953.

McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzetv, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N., Veis, G., 2000. Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. J. Geophys. Res. 105, 5695–5719.

Okada, Y., 1992, Internal deformation due to shear and tensile faults in ahalf-space, Bull. Seism. Soc. Am., **82**, 1018–1040.

Parsons, T., Stein, R.S., Simpson, R.W., Reasenberg, P.A., 1999. Stress sensitivity of fault seismicity: a comparison between limited-offset oblique and major strikeslip faults. J. Geophys. Res. 104, 20183–20202.

Razzaghi, M.S., Ghafory-Ashtiany, M., 2012. A preliminary reconnaissance report on August 11th, 2012, Varzaghan-Ahar twin earthquakes in NW of Iran, Technical Report. International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior, 13 pp.

Scholz, C. H., 1990, The Mechanics of Earthquakes and Faulting, Cambridge University Press, New York.

Stein, R. S., King, G. C. P., and Lin, J., 1992, Change in failure stress on the southern San Andreas fault system caused by the 1992 magnitude = 7.4 Landers earthquake: Science, **258**, 1328-1332

Sumy, D.F., Cochran, E.S., Keranen, K.M., Wei, M., Abers, G.A., 2014. Observations of static Coulomb stress triggering of the November 2011 M5.7 Oklahoma earthquake sequence. J. Geophys. Res. Sol. Earth 119, 1904–1923. http://dx.doi.org/10.1002/2013JB010612.

Toda, S., Stein, R.S., Sevilgen, V., Lin, J., 2011. Coulomb 3.3 graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake, tectonic, and volcano research and teaching-user guide. U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1060.

Wang, J., Xu, C., Freymueller, J.T., Li, Z., Shen, W., 2014. Sensitivity of Coulomb stress change to the parameters of the Coulomb failure model: a case study using the 2008 Mw 7.9 Wenchuan earthquake. J. Geophys. Res. Sol. Earth 119. http://dx.doi.org/10.1002/2012JB009860.

Wells, D. L., and Coppersmith, K. J., 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, Bull. Seism. Soc. Am., **84**, 974–1002.

Wiemer, S., 2001. A Software Package to Analyze Seismicity: ZMAP. Seismol. Res. Lett., 92, p. 373-382.

کاربرد روش نقشه برداری زاویه طیفی برای بارزسازی دگرسانی‌های گرمابی در منطقه آتش‌فشان تفتان

فاطمه آتش پنجه خادمی*، دانشجوی کارشناسی ارشد ، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان ، fatemehkhademi92@yahoo.com

مهدی هنرمند،استادیار، گروه اکولوژی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان

مهدیه حسینجانی زاده، استادیار، گروه اکولوژی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان

هادی شهریاری، استادیار، گروه مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه ولی عصر (عج) رفسنجان

چکیده

در این پژوهش از داده های سنجنده ASTER برای نقشه برداری دگرسانی های گرمابی در محدوده کوه تفتان، جنوب استان زاهدان استفاده شد. تصحیح جوی از طریق روش FLAASH انجام شد. طیف مرجع دگرسانی‌های فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتیک از کتابخانه طیفی USGS بدست آمد. از روش نقشه‌برداری زاویه طیفی (SAM) برای بارزسازی مناطق دگرسانی بهره گرفته شد. نتیجه با نقشه زمین شناسی منطقه مطالعاتی مقایسه شد. موقعیت دگرسانی‌های فیلیک و آرژیلیک در مرکز و دگرسانی پروپیلیتیک در بخش شرقی کالدرای تفتان به خوبی توسط روش SAM مشخص شدند.

کلیدواژه: سنجنده ASTER، دگرسانی گرمابی، کوه تفتان، نقشه بردار زاویه طیفی

A application of spectral angle mapping method to enhance hydrothermal alterations in the Taftan Volcano Area, SE Iran

Fatemeh Atash Panjeh Khademi *, M.Sc. student, Graduate University of Advanced Technology, fatemehkhademi92@yahoo.com

Mehdi Honarmand,Assistant professor, Department of Ecology, Institute of Science and High Technology and Environmental Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman

Mahdieh Hosseinjanizadeh, Assistant professor, Department of Ecology, Institute of Science and High Technology and Environmental Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman

Hadi Shahriari, Assistant professor, Department of mining engineering, Vli-e-Asr university of Rafsanjan

Abstract

In this research, ASTER sensor data was used for mapping hydrothermal alterations in the Taftan mountain area, south of Zahedan province. Atmospheric correction was performed using the FLAASH method. The reference spectra of phyllic, argillic, and propylitic alteration zones were obtained from USGS spectra library. Spectral angle mapping (SAM) method was used to enhance alteration zones. The result was compared to the geology map of the

study area. The location of phyllic and argillic alterations in the center and propylitic alteration in the east of Taftan area was well specified using SAM method.

Key Words: ASTER Sensor, hydrothermal alterations, TAFTAN Mountain, Spectral Angle Mapper

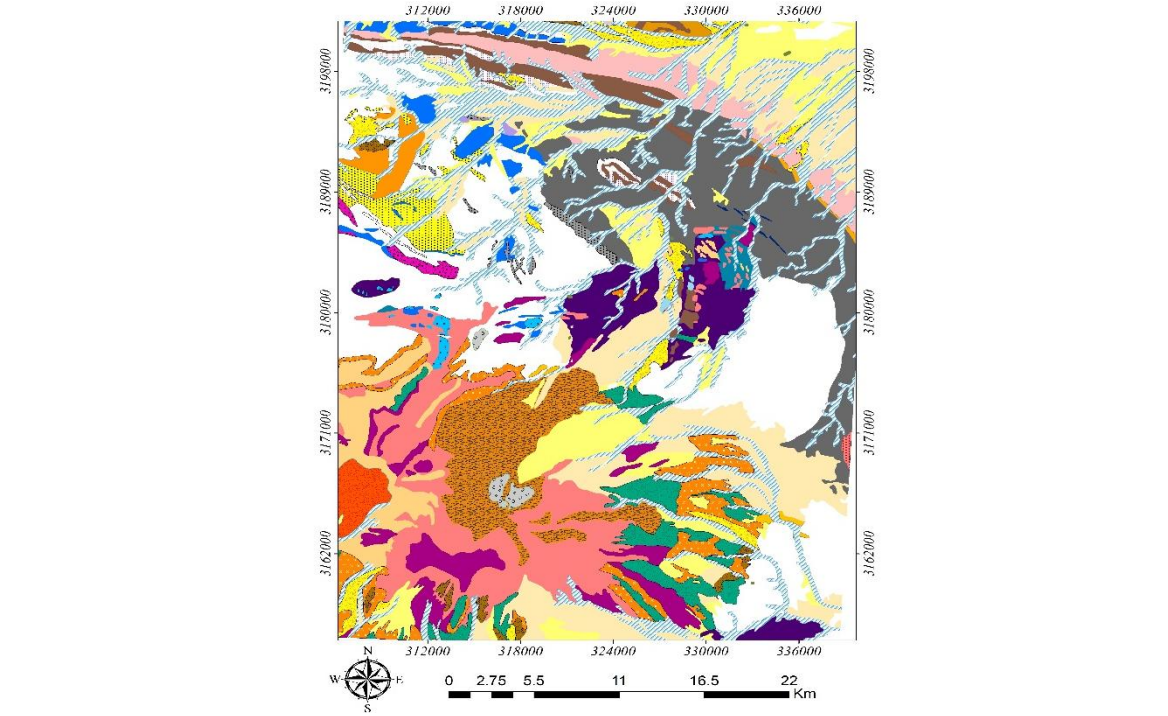
مقدمه

سنجش از دور به عنوان روشی مؤثر در نقشه برداری طیفی واحدهای سنگی و اکتشاف ذخائر معدنی می‌باشد.[۱] فناوری سنجش از دور امکان شناسایی و اکتشاف مقدماتی یک محدوده وسیع را با سرعت و دقت بالا و هزینه کم میسر می‌سازد [۸]. به کلیه تغییرات شیمیایی وکانی شناسی که تحت تاثیر آبهای گرمابی در سنگ‌ها رخ می‌دهد دگرسانی می‌گویند. شدت و گسترش دگرسانی به عواملی همچون حجم محلول گرمابی، دما و فشار محلول، واکنش پذیری سنگ‌ها بستگی دارد[۲]. شناسایی کانی‌های مهم دگرسانی‌های گرمابی با استفاده از طول موج‌هایی که برای چشم انسان قابل مشاهده نیست انجام میگیرد اما با پردازش این داده‌ها می‌توان دگرسانی‌های گرمابی را برای ناحیه وسیع تعیین کرد. مطالعات زیادی جهت بارزسازی دگرسانی‌ها با استفاده از سنجش از دور صورت گرفته است. هزار خانی(۱۳۹۶) به شناسایی و تفکیک دگرسانی ها در منطقه خوفی و کالکافی با استفاده از روش‌های مختلف پردازش تصویر پرداخت. نتایج حاصل نشان داد روش نقشه بردار زاویه طیفی یک روش موفق برای تفکیک مناطق دگرسانی می‌باشد[۳]. معصومی و رنجبر(۱۳۹۰) با استفاده از تصاویر چند طیفی سنجنده های ASTER و ETM+ با به کارگیری روش های مختلف پردازش تصویر، به تعیین مناطق دگرسان شده و شناسایی مناطق دگرسانی فیلیک و پروپیلیتیک اقدام نمودند[۴]. گومز و همکاران (۲۰۰۴) با استفاده از داده های استر و الگوریتم آنالیز مولفه اصلی عمل نقشه برداری واحدهای سنگ شناختی نامیبیا را انجام دادند[۹]. در این پژوهش به منظور شناسایی مناطق مستعد منابع معدنی در کوه تفتان از روش نقشه بردار زاویه طیفی (SAM) به منظور شناسایی مناطق دگرسانی مرتبط با این ذخائراستفاده شده است.

منطقه مورد مطالعه

تفتان از نظر تقسیم‌بندی ساختاری در زون جوش خورده سیستان قرارگرفته است و در قاعده آن مجموعه سنگ‌های افیولیتی، فیلیش و سنگ‌های آتش‌فشانی (بیشتر کرتاسه تا ائوسن) قرار دارند. منطقه مکران با طول حدود ۱۰۰۰ کیلومتر و در روند تقریبا 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 (کوه های خاور ایران) است. آتش‌فشان تفتان یک آتش‌فشان چینه‌ای است که از پایین به بالا شامل سنگ های 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 قدیمترین سنگهای رخنمون یافته به طور عمده از سرپانتینیت‌ها، سنگ‌های اسپیلیتی و نهشته‌های سیلیسی کلاستیک موسوم به فلیش‌های شرق ایران تشکیل شده اند که از لحاظ سنی متعلق به ائوسن میباشند [۸]. واحدهای سنگی مشاهده شده درقسمت شمالی عمدتاً شامل سنگهای آذرین بیرونی و درونی هستند و بیشتر به صورت استوک و دایک قابل مشاهده می باشند [۶]. منطقه‌ی مورد مطالعه دربخش جنوب غربی 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، جریان های گدازه‌ای آندزیتی مربوط به سنوزوئیک به چشم می‌خورد.



شکل ۱- منطقه مورد مطالعه به عنوان بخشی از نقشه زمین‌شناسی یک صدهزارم تفتان.

روش مطالعه

در این تحقیق از داده های سنجنده تابش‌سنج بازتابی و گسیلش گرمایی فضا برد پیشرفته*(استر) استفاده گردید. سنجنده استر دارای ۱۴ باند طیفی در سه محدوده مرئی و فروسرخ نزدیک ، فروسرخ موج کوتاه و فروسرخ حرارتی می باشد. این ماهواره در دسامبر۱۹۹۹به فضا پرتاب شد و بر روی مدار تقریبا قطبی و خورشید آهنگ قرار دارد[10]. تصاویر باندهای ۱ تا ۹ سنجنده در محدوده های مرئی، فروسرخ نزدیک و فروسرخ موج کوتاه پس از انجام تصحیحات اتمسفری برای پردازش اصلی آماده شدند. پردازش تصاویر با روش SAM صورت پذیرفت.

پیش پردازش داده ها

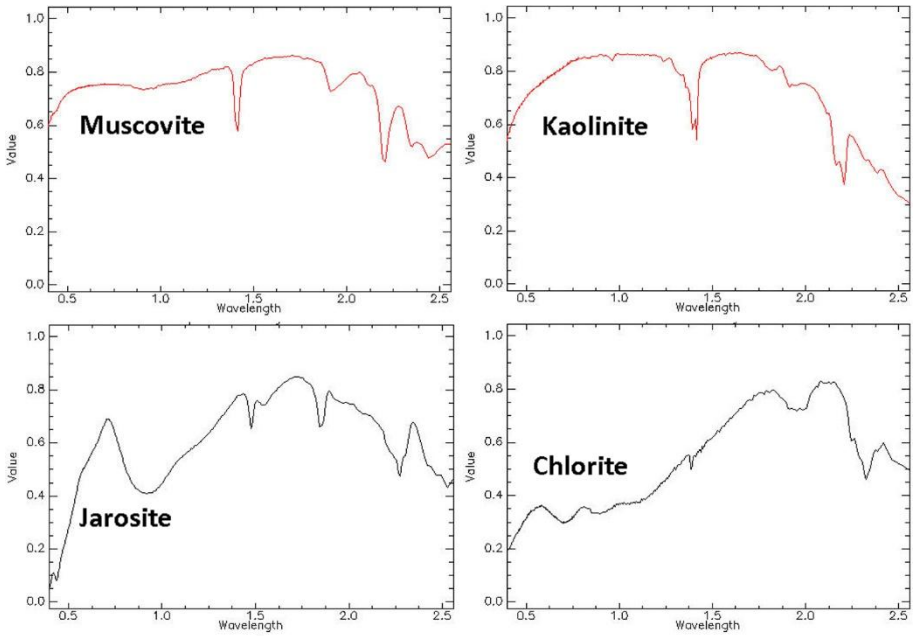
قبل از پردازش داده‌ها و استخراج اطلاعات عملیات پیش پردازش به منظور کاهش خطاهای احتمالی، نویز و اعوجاج‌های هندسی صورت می‌گیرد. این خطاها ممکن است به دلایل مختلفی از جمله شرایط اتمسفر، تغییرهای روشنایی در صحنه تصویر، نحوه نظاره‌گری، و سیگنالهای غیر استاندارد سنجنده صورت گیرد. پیش پردازش تصویر شامل تصحیح رادیومتریک† ، تصحیح اتمسفری‡(تابش سنجی) و تصحیح هندسی §می‌باشد. در این تحقیق بنا به ضرورت تنها از تصحیح اتمسفری به روش FLAASH استفاده شد[11].

پردازش‌ها

روش های پردازش تصاویر ماهواره‌ای به دو زیر مجموعه دانش محور یا داده محور تقسیم می‌شوند. در روش دانش محور مبتنی بر دانش کاربر از رفتار طیفی هدف بدون اتکا به داده‌های مرجع برای استخراج اطلاعات معنی دار از تصاویر ماهوارهای استفاده میشود. در روش داده محور برای شناسایی محتوای طیفی یک پیکسل از داده‌های مرجع معرفی شده که از قبل شناخته شده استفاده می‌شود[12]. در این تحقیق از روش دانش محور نقشه بردار زاویه طیفی استفاده گردید.

این روش براساس میزان تشابه طیف مرجع با طیف تصویر عمل نقشه برداری هداف 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. هرقدر زاویه طیفی مرجع و تصویر کمتر باشد تشابه آنها بیشتر و طیف هدف به طیف مرجع نزدیک تر است[13]. در این پژوهش از نمودارهای طیفی کانی‌های دگرسانی شاخص متعلق به مجموعه طیفی سازمان زمین شناسی آمریکا(USGS) که در نرم افزارENVI قابل دسترس می‌باشند به عنوان طیف مرجع استفاده گردید. برای شناسایی دگرسانی فیلیک از طیف نمونه‌ای کانی مسکوویت و ژاروسیت استفاده شد(شکل۲). جهت شناسایی مناطق دگرسانی آرژیلیک از طیف نمونه‌ای کانی کائولنیت مشابه آن کانی آلونیت و از طیف نمونه‌ای حاوی کانی‌های کلریت (و مشابه آن کانی اپیدوت) جهت شناسایی دگرسانی پروپیلیتیک استفاده گردیده است(شکل ۲).

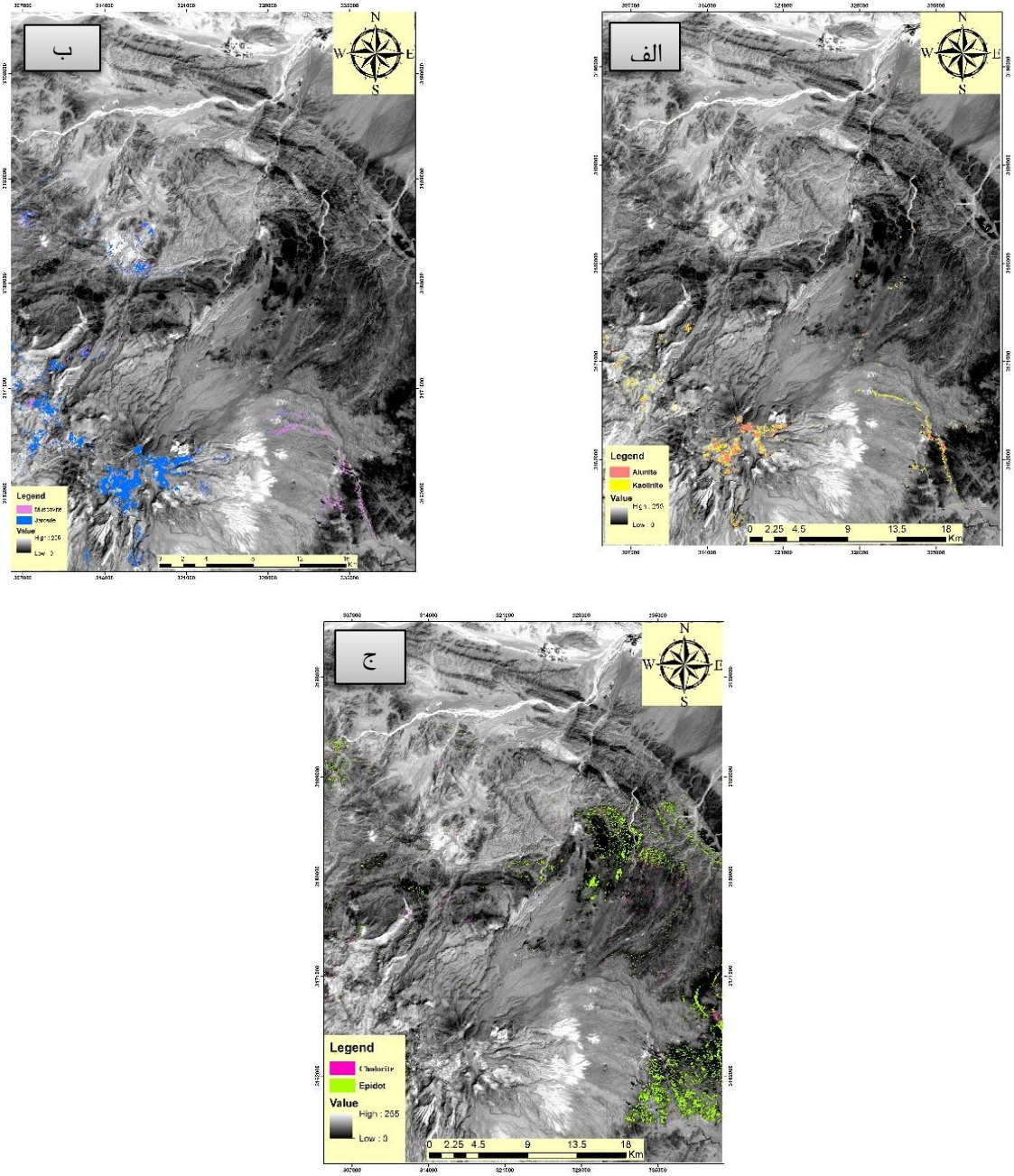
* ASTER
† Radiometric correction
‡ AtmospHeric correction
§ Geometric correction



شکل ۲- طیف مرجع کانی‌های مسکوویت و ژاروسیت (دگرسانی فیلیک)، کانی کائولن (دگرسانی آرژیلیک) و کانی کلریت (دگرسانی پروپیلیتیک) برگرفته از کتابخانه طیفی USGS

بحث و نتیجه‌گیری

تصاویر حاصل از روش نقشه بردار زاویه طیفی درشکل ۳الف تا ۳ ج نمایش داده شده است. در شکل ۳ الف نواحی حاوی کانی مسکوویت به رنگ صورتی و کانی جاروسیت به رنگ آبی (دگرسانی فیلیک) نمایش داده شده‌اند. موقعیت دگرسانی فیلیک عمدتاً در مرکز و شمال غرب کالدرای تفتان دیده می شود. مقایسه موقعیت دگرسانی فیلیک در دهانه کوه تفتان با نقشه زمین شناسی شکل ۱ حاکی از موفقیت روش SAM است. در شکل ۳ ب مناطق حاوی کانی آلونیت به رنگ صورتی و کائولینت به رنگ زرد (دگرسانی آرژیلیک) و در شکل۳ ج مناطق حاوی کانی کلریت به رنگ بنفش و اپیدوت به رنگ سبز (دگرسانی پروپیلیتیک) نمایش داده شده‌اند. دگرسانی‌ها در قله و اطراف قله آتشفشان تفتان و شمال این کوه در منطقه طلای سیاه جنگل مشاهده می شوند. با توجه به مشاهدات صحرایی و مطالعات قبلی در این منطقه مشخص شد که روش نقشه بردار زاویه طیفی یکی از بهترین روشهای پردازشی می‌باشد که می‌تواند برای شناسایی دگرسانی های گرمابی مرتبط با کانی‌زایی در مناطق آتش‌فشانی نیمه‌فعال مثل تفتان کاربرد داشته باشد.



شکل ۳- الف) نواحی حاوی کانی مسکوویت به رنگ صورتی و کانی جاروسیت به رنگ آبی (دگرسانی فیلیک) ب) مناطق حاوی کانی آلونیت به رنگ صورتی و کائولینت به رنگ زرد (دگرسانی آرژیلیک) ج) مناطق حاوی کانی کلریت به رنگ بنفش و اپیدوت به رنگ سبز (دگرسانی پروپیلیتیک)

منابع

[۱]-اکبری، ز، رسا، ا، آدابی، م، ح، محجل، م، نقشه برداری واحدهای سنگی منطقه آهنگران(جنوب شرقی ملایر) برپایه داده‌های ASTER، پژوهش‌های دانش زمین، شماره ۲۴، ص ۳۸-۵۷، ۱۳۹۴.

[۲]- کریمپور، م، سعادت، س، "زمین شناسی اقتصادی کاربردی"، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۵۳۵ص، ۱۳۸۹.

[۳]-مهوش محمدی، ن، هزارخانی، ا، مقصودی، ع، به کارگیری روش‌های مختلف پردازش تصاویر ماهواره‌ای به منظور شناسایی وتفکیک بخش‌های دگرسانی منطقه خونی وکالکافی(استان اصفهان)، پژوهش‌های دانش زمین، سال نهم، شماره۳۳،ص۱۵۲-۱۳۷، بهار۱۳۹۷.

[۴]- معصومی، فیض اله، رنجبر، حجت اله، ۱۳۹۰ مقایسه بین داده‌های ژئوفیزیک هوایی و تصاویر حسگر استر در نقشه برداری از مناطق دگرسانی گرمابی به منظور اکتشاف کانی‌سازی مس در منطقه بافت کرمان، مجله فیزیک زمین و فضا، شماره ۱ ، ص – ۸۳ ۱۰۰.

[۵]- اقانباتی علی، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور،۱۳۸۳.

[۶]- مختاری،زهرا ،بومری، محمد، باقری، ساسان، بررسی کانی زایی طلا و مس پوروفیری بااستفاده از شواهد پتروگرافی و دگرسانی در منطقه سیاه جنگل، شمال کوه تفتان، جنوب شرق ایران، ششمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران،شهریور ماه۱۳۹۳.

[۷]- گزارش سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی از نقشه ی۱/۱۰۰۰۰۰تفتان.

[8]. Legge C A, Remote sensing and Geographic Information System, Published in Association with PRAXIS PUBLISHING, 1997, 137.

[9]. Gomez, C., Delacourt, C., Allemand, P., Ledru, P. and Wackerle, R., 2004. Using ASTER remote sensing data set for geological mapping, in Namibia, Remote Sensing, v. 15, p. 125-142

[10]. M. Abrams, S. Hook, and B. Ramachandran, ASTER user handbook, version 2, Jet Propuls. Lab., vol. 4800, 2002, p. 135.

[11]. T. Lillesand, R. W. Kiefer, and J. Chipman, Remote sensing and image interpretation. John Wiley & Sons, 2014.

[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]. 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.

ارزیابی سنجنده استر به منظور شناسایی رخنمونهای زئولیتی در سرزمینهای آتشفشانی رسوبی

خدیجه ولیدابادی[*۱]، مجید هاشمی تنگستانی[۱]، مهران رجبی[۲]

[۱]بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، ایمیل: khvalid@gmail.com

[۲]شرکت معدنی زئولیت افرازند.

چکیده

زئولیتها کانیهای آلومینوسیلیکاته فلزات قلیایی و قلیایی خاکی هستند که کاربردهای آنها در سالهای اخیر به دلیل ویژگیهای منحصر بفردشان در صنایع مختلف افزایش یافته است. تا کنون مطالعات متمرکزی در زمینه استفاده از داده های ماهواره ای برای پی جویی این کانیها در سرزمینهای آتشفشانی رسوبی که جایگاه اصلی رخداد آنها با ارزش اقتصادی بالا هستند صورت نگرفته است. در این مطالعه داده های مرئی-فروسرخ نزدیک و فروسرخ موج کوتاه سنجنده استر به منظور پی جویی مناطق دارای زئولیت نوع کلینوپتیلولیت در جنوب شرق شهر سمنان مورد ارزیابی قرار گرفت. واحدهای سنگ شناسی اصلی رخنمون یافته در این منطقه واحدهای رسوبی و آتشفشانی رسوبی هستند که در آن کانیهای زئولیتی تنها در واحد آتشفشانی رسوبی ائوسن-الیگوسن رخ می دهد. کانی زئولیتی اصلی در این منطقه از نوع کلینوپتیلولیت است. در این مطالعه به منظور بارزسازی واحدهای سنگ شناختی اصلی در منطقه و تمایز واحد زئولیتی اصلی از سایر واحدها آنالیز تحلیل مولفه های اصلی به کار گرفته شد و در نهایت ترکیب رنگی کاذب مولفه های اصلی ۱-۳-۵ (RGB) بخوبی توانست این واحدها را تفکیک کند. با اجرای روش نقشه بردار زاویه طیفی و معرفی طیف کلینوپتیلولیت استخراج شده از تصویر رخنمونهای زئولیتی در این منطقه بخوبی شناسایی شد. نتایج این مطالعه نشان داد که داده های سنجنده استرمی تواند در پی جویی رخنمونهای زئولیت نوع کلینوپتیلولیت در نواحی خشک ونیمه خشک بسیار مفید باشد.

کلیدواژه: استر، زئولیت، پی جویی، کلینوپتیلولیت، آتشفشانی-رسوبی

Evaluating ASTER data for prospecting clinoptilolite (zeolite) in a volcano-sedimentary terrain

Khadijeh Validabadi[1*], Majid H. tangestani[1], Mehran Rajabi[2]

[1]Department of Earth Science, Faculty of Sciences, Shiraz University

Afrazand Zeolite Mining Company

Abstract

Zeolites are hydrated alumino-silicates of alkali and alkaline earth metals which their application has been increased in various industries due to special characteristics. There are not concentrated studies on the using satellite data for prospecting these minerals in volcano-sedimentary terrains which are introduced as main setting of these minerals with economic values. In this study, visible–near-infrared and shortwave infrared data of ASTER were evaluated in prospecting for clinoptilolite- type zeolite in the SE of Seman city. The study area is dominantly covered by sedimentary and volcano-sedimentary rocks, in which zeolite minerals occur only in Eocene-Oligocene volcano-

sedimentary unit. Principal components (PC) analysis and spectral angle mapper (SAM) were used to map the sedimentary and volcano-sedimentary units and the zeolite-rich areas, respectively. Clinoptilolite is the major zeolite mineral in this area. Comparing a color composite image, produced from PC images 1–3–5 as R–G–B, with the published geological map and the field investigations indicated that this color composite could discriminate zeolitic volcano-sedimentary unit from other sedimentary and volcano-sedimentary units in this area. Results of the applying SAM method, using an image-derived spectrum of clinoptilolite as a reference, could enhance zeolitic areas and showed good agreements with the field observations and previous reports of zeolite occurrences in this area. The results of this study indicated that ASTER data are useful for prospecting clinoptilolite-type zeolite in arid and semiarid terrains.

Key Words: ASTER, zeolite, clinoptilolite, prospecting, volcano-sedimentary

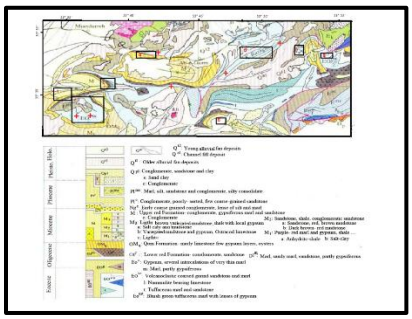
مقدمه

کانه صنعتی به هر سنگ یا کانی دارای ارزش اقتصادی بجز گوهرسنگها، سوختهای فسیلی و کانه های فلزی اطلاق می شود. یکی از عوامل اندازه گیری میزان پیشرفته بودن اقتصاد یک کشور نسبت استفاده از کانه های غیر فلزی به فلزی است به هر میزان این نسبت بالاتر از یک باشد نشان دهنده رشد اقتصادی بالاتر است (Evans 1993). به منظور توسعه استفاده از کانه های غیرفلزی به دلیل قیمت پایین این مواد به کار بردن روشهای ارزان قیمت اکتشاف، استخراج و فرآوری برای این مواد بسیار حائز اهمیت است. زئولیتها از جمله کانه های غیر فلزی هستند که در سالهای اخیر به دلیل ویژگی های منحصربه فرد آنها شامل ظرفیت تبادل کاتیونی و سطح تماس بالا، مقاومت حراراتی و شیمیایی نسبتا بالا و ساختار متخلخل، کاربرد آنها در صنایع مختلف توسعه چشم گیری یافته است. زئولیتها گروهی از کانیهای آلومینوسلیکاته آبدار فلزات قلیایی و قلیایی خاکی از خانواده تکتوسیلیکاتها هستند. گرچه تا کنون بیش از ۲۵۰ نوع زئولیت مصنوعی و بیش از ۵۰ نوع زئولیت طبیعی شناخته شده است کلینوپتیلولیت یکی از فراوانترین و پرکاربردترین زئولیتهای طبیعی شناخته شده است. زئولیتها در طبیعت بصورت درشت بلور و پراکنده در حفرات سنگهای آتشفشانی یافت می شوند که به دلیل گسترش کم، فاقد ارزش اقتصادی بعنوان کانه صنعتی هستند و تنها ممکن است جنبه تزیینی آنها مورد توجه باشد. علاوه بر این زئولیتها بصورت بسیار ریزبلور و در اندازه کانیهای رسی در سرزمینهای رسوبی و آتشفشانی-رسوبی یافت می شوند که در این حالت اغلب از دگرسانی خاکسترهای آتشفشانی بوجود می آیند (Iijima 1980) و به دلیل گسترش زیاد وخلوص بالا دارای ارزش اقتصادی هستند و بنابراین جستجو به دنبال این کانیها در این سرزمینها بسیار سودمند است. در دهه های گذشته استفاده از داده های ماهواره ای به دلیل صرفه جویی در هزینه و زمان به منظور نقشه برداری واحدهای سنگ شناختی و کانیهای متعدد توسعه چشم گیری داشته است (e.g., Tangestani and Moore 2002; Mars and Rowan2006; Hosseinjani Zadeh et al.2014; Ayoobi and Tangestani 2017; Soltaninejadet al. 2018) ولی تا کنون مطالعات متمرکزی به منظور استفاده از این داده ها برای اکتشاف کانیهای زئولیتی صورت نگرفته است. در این تحقیق توانایی سنجنده آستر به منظور شناسایی واحد آتشفشانی-رسوبی میزبان زئولیت و همچنین مناطق زئولیتی در جنوب شرق سمنان مورد ارزیابی قرار گرفت.

روش مطالعه

منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق شهر سمنان و در محدوده میان طولهای جغرافیایی ′00 °53-′32 °53 شرقی وعرضهای جغرافیایی′31 °35-′29 °35 شمالی قرار گرفته است(شکل ۱). این منطقه از نظر ساختاری در شمالی ترین

قسمت زون ایران مرکزی و در مرز بین زونهای ایران مرکزی و البرز جنوبی قرار گرفته است. واحدهای اصلی سنگ شناختی رخنمون یافته در این منطقه شامل واحد آتشفشانی - رسوبی ائوسن-الیگوسن، سازندهای قرمز پایینی، قم و قرمز بالایی و آبرفتهای کواترنری هستند. بررسی گزارشهای موجود، نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ و همچنین مشاهدات صحرائی نشان داد که واحد اصلی میزبان زئولیتها در این منطقه واحدهای آتشفشانی-رسوبی ائوسن- الیگوسن است که شامل لایه های توف و توفیت سبز رنگ با میان لایه های مارنی و گچی است. زئولیتها در میان لایه های توفی و بر اثر دگرسانی شیشه های آتشفشانی موجود در این لایه ها در محیط کولابی با شوری بالا وجود آمده اند (Khalili et al, 2005). مطالعات زمین شناسی و کانی شناسی انجام شده در این منطقه نشان داده است که همانند سایر رخنمونهای زئولیتی در سری سبزکمربند آتشفشانی ائوسن، کانی زئولیتی اصلی در این منطقه نیز از نوع کلینوپتیلولیت است (بازرگانی و رضایی ۱۳۸۶).



شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطه مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ سمنان

در این تحقیق از داده های L1T سنجنده استراستفاده شد. این سنجنده دارای ۳ باند در محدوده مرئی و فروسرخ نزدیک با توان تفکیک مکانی ۱۵ متر و توان تفکیک رادیومتریک ۸ بیت، ۶ باند در محدوده فروسرخ موج کوتاه و توان تفکیک مکانی ۳۰متر و توان تفکیک رادیومتریک ۸ بیت و ۵ باند در محدوده فروسرخ گرمایی و توان تفکیک مکانی ۹۰ متر و توان تفکیک رادیومتریک ۱۲ بیت می‌باشد. در این تحقیق سه باند مرئی و فروسرخ نزدیک و شش باند فروسرخ طول موج کوتاه پس از بازنویسی به پیکسلهای ۱۵ متری و یکپارچه سازی مورد استفاده قرار گرفت. کالیبراسیون بازتاب نسبی متوسط داخلی (IARR) به منظور تبدیل داده های بازتاب نسبی بالای اتمسفر به باتاب نسبی در سطح به کار گرفته شد. در این روش یک طیف میانگین صحنه محاسبه و طیف هر یک از پیکسلها بر آن تقسیم می شود. با اینکار به دلیل محاسبه طیف میانگین تا حدی تاثیرات جوی هم خنثی می شود.. به منظور شناسایی واحدهای سنگ شناسی اصلی و تمایز واحد اصلی میزبان زئولیتها در این منطقه روش تحلیل مولفه های اصلی استاندارد به کار گرفته شد. این تحلیل یک روش بسیار قدرتمند در تحلیل داده‌های چند طیفی همبسته است. تبدیل داده‌های خام با استفاده از این روش می‌تواند به ایجاد تصاویر جدیدی که قابل تفسیرتر از داده‌های اصلی است منجر شود و محتوای اضافی داده‌ها با ایجاد یک سری تصاویر جدید کاهش می‌یابد. نتایج به دست آمده از این روش از طریق مقایسه با نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ و مشاهدات صحرائی مورد ارزیابی قرار گرفت. به منظور شناسایی رخنمونهای زئولیتی نقشه برداری زاویه طیفی یک روش رده بندی طیفی نظارت شده است به کار گرفته شد. در این روش شباهت بین طیف مرجع با طیف پیکسل به وسیله محاسبه زاویه بین طیف‌ها تعیین می‌شود و زوایایی که به صفر نزدیکتر باشند بهترین نتیجه را در اختیار کاربر قرار می‌دهند به منظور انجام رده بندی از طیف کلینوپتیلولیت استخراج شده از تصویر با استفاده از روش

شاخص خلوص پیکسل (PPI) استفاده شد. نتایج به دست آمده از اجرای این روش از طریق مقایسه با گزارشهای موجود، مشاهدات صحرائی و با محاسبه ضریب کاپا ودقت کلی (overall accuracy) مورد ارزیابی قرار گرفت.

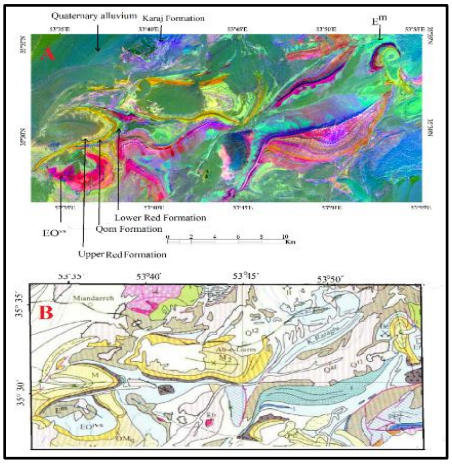
نتایج و بحث

پس از اجرای روش تحلیل مولفه اصلی بر روی ۹ باند بازتابی استر و بررسی بصری هر یک از مولفه های اصلی و همچنین بررسی مقادیر ویژه بردارها (جدول ۱) ، ترکیبی رنگی (RGB) مولفه های اصلی ۱، ۳ و ۵ بعنوان بهترین ترکیب رنگی برای تمایز واحدهای سنگی شناسی اصلی در این منطقه و بویژه واحد آتشفشانی- رسوبی ائوسن- الیگوسن انتخاب شد (شکل ۲). در این ترکیب رنگی واحد آتشفشانی-رسوبی زئولیتی بخوبی توانست از سایر واحدهای رسوبی و آتشفشانی موجود در منطقه متمایز شود.

جدول ۱- ویژه بردارها و واریانس حاصل از اجرای تحلیل مولفه اصلی بر روی ۹ باند بازتابی استر

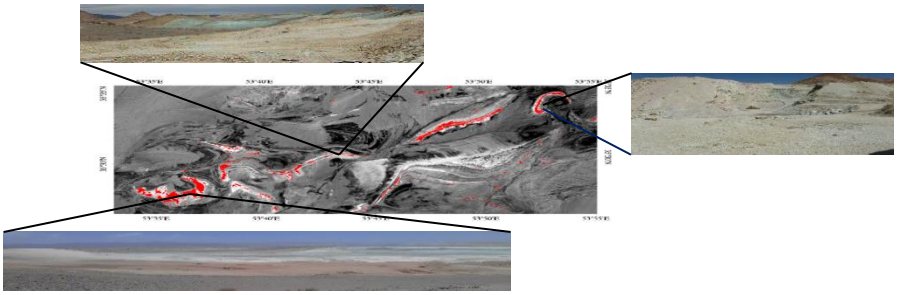
	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	واریانس
PC1	۰.۳۶	۰.۴	۰.۳۶	۰.۳۷	۰.۳۲	۰.۳۱	۰.۳۱	۰.۳۳	۰.۲۶	٪۹۱
PC2	۰.۴۷	۰.۴۵	۰.۳۹	-۰.۱۷	۰.۲۶	-۰.۲۵	۰.۲۷	۰.۲۸	-۰.۳۳	٪۶
PC3	۰.۴۵	۰.۲۵	۰.۴۳	-۰.۵۳	-۰.۱۴	-۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۱۹	۰.۳۹	٪۱
PC4	-۰.۵۷	۰.۰۵	۰.۳۴	۰.۶۱	-۰.۰۴	۰.۰۹	-۰.۰۳	-۰.۰۳	-۰.۳۳	٪۰.۶
PC5	۰.۱۲	-۰.۰۵	-۰.۰۴	۰.۲۹	-۰.۴۷	-۰.۵۴	۰.۱۳	۰.۶۵	۰.۰۱	٪۰.۲
PC6	۰.۰۷	۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۳۴	۰.۱۷	۰.۲۴	۰.۲۰	۰.۵۹	۰.۷۴	٪۰.۱
PC7	۰.۰۱	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۴۷	۰.۴۳	۰.۸۰	۰.۶۳	۰.۰۶	٪۰.۰۵
PC8	۰.۱۵	۰.۴۵	۰.۳۳	۰.۰۵	۰.۵۱	۰.۵۵	۰.۲۶	۰.۶۳	۰.۴۳	٪۰.۰۳
PC9	۰.۱۹	۰.۶۰	۰.۴۹	۰.۱۲	۰.۳۵	۰.۳۸	۰.۲۴	۰.۶۲	۰.۰۲	٪۰.۰۲

بیشترین اطلاعات در مولفه اول با داشتن ۹۱٪ واریانس داده ها متمرکز است. ۱٪ واریانس داده ها در مولفه سوم متمرکزاست. این مولفه دارای بیشترین ویژه بردار منفی در باند ۴ و بیشترین ویژه بردار مثبت در باندهای ۷، ۸ و ۹ می باشد (جدول ۱). واحد آتشفشانی رسووبی زئولیت دار در این مولفه بصورت پیکسلهای تیره بارز میشود زیرا کانی های رسی و کلینوپتیلولیت موجود در این واحد که در اثر دگرسانی شیشه های آتشفشانی حاصل شده، بازتاب بالا در باند ۴ و بازتاب پایین در باندهای ۷-۹ از خود نشان می دهند. اکسیدهای آهن (سازند قرمز پایینی و بالایی) در این مولفه بصورت پیکسلهای روشن بارزسازی می شوند. مولفه پنجم دارای بزرگترین ویژه بردار منفی در باند ۶ است و بنابراین در آن نواحی غنی از رس بصورت پیکسلهای روشن بارز میشود. این مولفه همچنین ویژه بردار منفی بالا در باند ۵ و مثبت در باند ۸ نشان می دهد (جدول۱) و بنابراین در این مولفه مناطق غنی از کلسیت (سازند آهکی قم) بصورت پیکسلهای تیره مشخص می شوند.



شکل ۲- ترکیب رنگی کاذب (RGB) حاصل از مولفه ای ۵-۳-۱ و مقایسه آن با نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

به منظور شناسایی دقیق تر مناطق زئولیتی در این منطقه روش نقشه بردار زاویه طیفی با استفاده از طیف کلینوپتیلولیت خالص استخراج شده از تصویر با استفاده از روش شاخص خلوص پیکسل مورد استفاده قرار گرفت.



شکل ۳- نتیجه حاصل از اجرای نقشه بردار زاویه طیفی بر روی ۹ باند بازتابی استر با استفاده از طیف تصویر بعنوان طیف مرجع که بر روی معکوس مولفه سوم بارگذاری شده است و مطابقت آن با واقعیت میدانی

بررسی نتایج به دست آمده از اجرای این روش (شکل ۳) و مقایسه آن با نقشه زمین شناسی و شکل ۲ نشان داد اغلب نواحی زئولیتی شناسایی شده در واحد آتشفشانی رسوبی میزبان زئولیت واقع شده اند و مناطق بسیار محدودی در سازند قرمز پایینی و آبرفتها شناسایی شده است. بررسیهای میدانی و مقایسه با نقشه زمین شناسی و گزارشهای موجود نشان داد این روش بخوبی (ضریب کاپا ۰.۷۴ و دقت کلی ۸۶٪) توانست مناطق زئولیتی را شناسایی کند.

نتیجه گیری

دراین مطالعه توانایی سنجنده استر به منظور پی جویی کانی زئولیت نوع کلینوپتیلولیت در جنوب شرق سمنان مورد ارزیابی قرار گرفت. مقایسه نتایج حاصل از پردازش داده های سنجنده استر با نقشه زمین شناسی و مشاهدات میدانی نشان داد که ترکیب رنگی کاذب ساخته شده از تحلیل مولفه های اصلی (RGB) ۵-۳-۱ بخوبی توانست واحدهای سنگ شناختی اصلی موجود در منطقه را شناسایی کند، در این ترکیب رنگی واحد آتشفشانی-رسوبی دارای زئولیت

بخوبی از سایر واحدهای رسوبی و آتشفشانی متمایز شد. اجرای روش نقشه بردار زاویه طیفی با استفاده از طیف کلینوپتیلولیت استخراج شده از تصویر بعنوان طیف مرجع توانست نواحی زئولیتی را شناسایی کند ونتایج بدست آمده سازگاری خوبی با مشاهدات میدانی و گزارشهای موجود دارد. نتایج این مطالعه نشان داد که داده های مرئی-فروسرخ نزدیک و فروسرخ طول موج کوتاه سنجنده استر می توانند در شناسایی رخنمونهای زئولیتی با گسترش سطحی و خلوص بالای در سرزمینهای آتشفشانی رسوبی بسیار مفید باشند.

بازرگانی گیلانی، ک. و رضایی، س. (۱۳۸۶). " کانی شناسی و طرز تشکیل توالی زئولیت دار منطقه سرتخت، جنوب شرقی سمنان، شمال ایران مرکزی"و مجله علوم دانشگاه تهران، ۲، ۶۴-۷۳.

Ayoobi, I., & Tangestani, M. H. (2017). Evaluation of relative atmospheric correction methods on ASTER VNIR–SWIR data in playa environment. Carbonates and Evaporites, 32(4), 539–546.

Evans, A. H. (1993). Ore geology and industrial minerals (3rd ed.). Oxford: Blackwell Scientific.

Khalili, M., Makizadeh, M. A., & Taghipour, B. (2005). Evaporitic zeolites in Central Alborz, north of Iran. Carbonates and Evaporites, 20, 34–41.

Hosseinjani Zadeh, M., Tangestani, M. H., Roldan, F. V., & Yusta, I. (2014). Spectral characteristics of minerals in alteration zones associated with porphyry copper deposits in the middle part of Kerman copper belt, SE Iran. Ore Geology Reviews, 66, 191–198.

Mars, J. C., & Rowan, L. C. (2006). Regional mapping of phyllicand 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.

Soltaninejad, A., Ranjbar, H., Honarmand, M., & Dargahi, S. (2018). Evaporite mineral mapping and determining their source rocks using remote sensing data in Sirjan playa, Kerman, Iran. Carbonates and Evaporites, 33(2), 255–274.

Tangestani, M. H., & Moore, F. (2002). Porphyry copper alteration mapping at the Meiduk area, Iran. International Journal of Remote Sensing, 23(22), 4815–4825.

بررسی مقادیر، توزیع و منشا آلاینده‌های هیدروکربنی در آب و رسوب مخزن سد گتوند

لیدا جلالی، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز
*مهدی زارعی، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز، zareim@shirazu.ac.ir
بهنام کشاورزی، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز
ضرغام محمدی، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز
طاهره حیدری زاده، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز

چکیده

به منظور بررسی آلودگی احتمالی مخزن سد گتوند علیا به آلاینده‌های هیدروکربنی نمونه‌برداری از آب و رسوب انجام شد. ۱۶ نمونه برای آنالیز MTBE و BTEX و ۱۷ نمونه برای آنالیز PAHs انتخاب شد. مقادیر MTBE در برخی نمونه‌های آب کمتر از حد آشکارسازی و بقیه غلظت پایینتر از استاندارد آب شرب نشان دادند. غلظت BTEX تنها در نمونه برداشته شده از نیروگاه سد گتوند بیش از مقادیر گزارش شده در آبهای سطحی جهان نشان داده شد. اکثر ایزومرهای PAHs در آب غلظت کمتر از حد آشکارسازی نشان دادند و تنها فنانترن و آنتراسن در تمام نمونه‌ها قابل اندازه‌گیری بود. بالاترین غلظت مجموع PAHs در نمونه‌های آب در نمونه کیارس و سپس گاله‌شور نشان داده شد. نسبت‌های ایزومری در نمونه‌های آب هر دو منشا نفت‌زاد و احتراق‌زاد را نشان داد. شاخص سمیت TEQ برای نمونه‌های کیارس و گاله شور بیشتر از نقاط دیگر برآورد شد. مقادیر ایزومرهای PAHs آب نشان داد که از نظر سرطانزایی خطری ندارند. میانگین غلظت PAHها در رسوبات نیز نشان داد که هیچ‌یک از ایزومرهای PAH در منطقه غلظت بالاتر از حد مجاز نیست. در نهایت غلظت PAHهای غیر سرطان‌زا در رسوب منطقه مطالعاتی از نوع سرطان‌زا بیشتر بودند.

کلیدواژه: سد گتوند، آلودگی زیست محیطی، PAHs، MTBE و BTEX

Assessment of of the concentration, distribution and source of hydrocarbon pollutants in water and sediment of the Gotvand Dam Reservoir

Lida Jalali, Department of Earth Sciences, Shiraz University
*Mehi Zarei, Department of Earth Sciences, Shiraz University: zareim@shirazu.ac.ir
Behnam Keshavarzi, Department of Earth Sciences, Shiraz University
Zargham Mohammadi, Department of Earth Sciences, Shiraz University
Tahereh Heydari Zadeh, Department of Earth Sciences, Shiraz University

Abstract

In order to examine the possible hydrocarbon contamination in the Gotvand dam reservoir, sampling was taken from the water and sediment of the reservoir. 16 water samples were collected for MTBE and BTEX analysis, as well as the 17 water and sediment samples were taken for PAHs analysis. Values of MTBE in some water samples were below the detection limit and other samples were lower than the standard of drinking water. Concentrations of BTEX in the Gotvand Dam Power Plant sample were only higher than those reported in surface waters of the world. Majority of PAHs isomers in water were below the detection limit and only phenanthrene and anthracene were measurable in all samples. The maximum concentration of total PAHs was observed in Kiars and Galeh Shour water samples. The ratios of PAHs isomers in the water samples showed both petrogenic and pyrogenic sources. The carcinogenic toxic equivalents (TEQ) indicated that the Kiars and Galeh Shour is more than the other part of area. The non-carcinogenic PAHs isomers of water were more than the carcinogenic. The mean concentrations of PAHs in the sediments showed that none of the PAHs was above the ERL and ERM. Finally, concentrations of non-carcinogenic PAHs in sediment samples of the area were higher than carcinogenic PAHs.

Key Words: Gotvand Dam, Environmental pollution, PAHs, MTBE and BTEX

مقدمه

امروزه آلاینده‌های هیدروکربنی از مهم‌ترین منابع آلوده کننده خاک و آب به شمار می آیند. BTEXها ترکیبات نفتی و مرتبط با بنزین هستند که چگالی کمتر از آب دارند و بنابراین بر روی سطح آب شناور می‌شوند. از این‌رو، به سرعت در ناحیهٔ وسیعی پخش شده و مشکلات زیست‌محیطی مهمی را ایجاد می‌کنند. این مواد شامل بنزن، تولوئن، اتیل بنزن و زایلن ها (BTEX) می‌باشند هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه ای (PAHs) به علت توزیع گسترده در محیط‌زیست و سمناکی بالقوه برای موجودات زنده از اهمیت زیست‌محیطی ویژه‌ای برخوردارند (Zhang et al., 2012). هیدروکربن‌های آروماتیک چد حلقه‌ای دارای منابع طبیعی و انسان‌زاد هستند. قرار گرفتن در معرض این ترکیبات می‌تواند آثار زیان‌بار بر سلامت جانوران داشته باشد (Bosetti et al., 2007). در چند دهه اخیر آلودگی آب‌های سطحی به این ترکیبات در دنیا مورد توجه قرار گرفته است و مطالعات زیادی در این زمینه انجام گرفته است (Ekpo et al., 2012). سد گتوند علیا به عنوان بلندترین سد خاکی کشور، در ۵ کیلومتری شمال شهرستان گتوند قرار دارد و دشت خوزستان در پایین دست این سد واقع شده است. مخزن سد گتوند در منطقه فروافتادگی دزفول واقع شده است که بخش وسیعی از میادین نفت و گاز زاگرس را در خود جای داده است (Sherkati et al., 2005). با توجه به قرارگیری میادین نفتی بزرگی از جمله میدان نفتی لالی و زیلویی و فعالیت صنعت نفت در منطقه مورد نظر، خود تاکیدی بر انجام مطالعات زیست‌محیطی در زمینه آلودگی‌های نفتی است.

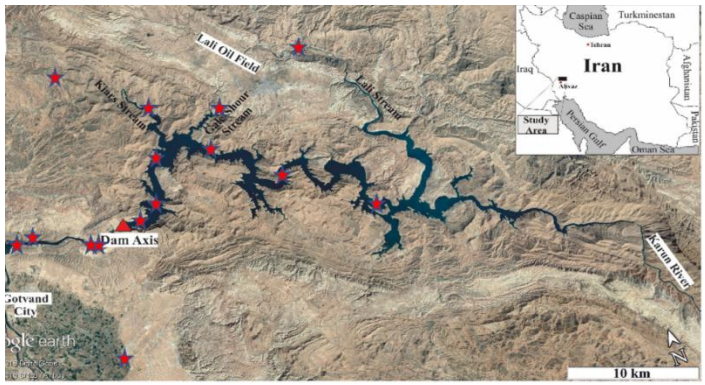
روش مطالعه

در این پژوهش نقاط نمونه‌برداری با توجه به نقاط احتمالی آلاینده و صنایع و مناطق مسکونی انتخاب گردیدند و نمونه‌برداری از آب و رسوب کف مخزن سد و رودخانه کارون انجام شد. تعداد کل ۶۶ نمونه آب و رسوب برای آنالیزهای PAHs و BTEX و MTBE جمع‌آوری گردید. جهت نمونه‌برداری هیدرکربن‌های آروماتیک چند حلقه‌ای ظروف قبل از نمونه‌برداری با آب و صابون شسته شده و با محلول n-Hexan کر داده شدند. پس از شستشوی ظروف با استون در داخل آون و در دمای ۱۸۰ درجه سانتیگراد حرارت داده شدند. درب ظروف به محض خروج ظرف از آون با فویل آلومینیومی پوشانده شد تا از ورود هوا و نور به داخل بطری جلوگیری شود. این نمونه‌ها بلافاصله به آزمایشگاه شیمی دانشگاه صنعتی اصفهان جهت تعیین غلظت PAH و MTBE و BTEX فرستاده شدند. نمونه‌برداری از رسوب از عمق زیاد در کف رودخانه و دریاچه با استفاده از چنگک ضد زنگ فولادی ون‌وین (Van Veen Grab) انجام شد. جهت جمع‌آوری نمونه‌های رسوب نیز از کیسه‌های پلی اتیلن ضخیم استفاده گردید.

بحث

خلاصه نتایج حاصل از آنالیز نمونه‌های آب ورسوب برای MTBE، BTEX و PAHs در جداول ۱، ۲ و ۳ به ترتیب نشان داده شده است. مقایسه غلظت بنزن، تولوئن، اتیل‌بنزن و زایلن در نمونه‌های آب نشان می‌دهد که غلظت BTEX در تمام نمونه‌ها در محدوده مقادیر گزارش شده در آب سطحی جهانی قرار دارد و تنها نمونه‌هایی که از این قاعده مستثنی است، نمونه برداشته شده از نیروگاه سد گتوند است که غلظت اتیل بنزن در آن بیشتر از آبهای سطحی جهان است (۱/۸). همچنین غلظت BTEX در نمونه‌ها بسیار کمتر از مقادیر گزارش شده برای آب‌های سطحی آلوده می باشد. مقادیر نتایج آنالیز MTBE در ۷ نمونه (R1، R3، R4، R5، R8، G1-0 و G2-0) غلظت زیرحد آشکارسازی داشته و در ۹ نمونه دیگر

نیز غلظت بسیار پایینی را نشان می‌دهد و فاقد آلودگی هستند. همان گونه که در جدول ۳ نشان داده شده است بیشتر هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه‌ای در نمونه‌های آب غلظت زیر حد آشکارسازی دارند و تنها فنانترن و آنتراسن در همه نمونه‌ها، و فلورانتن، نفتالن و پایرن در برخی ایستگاهها غلظت قابل اندازه‌گیری دارند. با توجه به مقادیر استاندارد غلظت PAHs در آب شیرین برای حفاظت از موجودات آبزی که توسط سازمان حفاظت محیط‌زیست کانادا ارائه شده است، غلظت فنانترن و آنتراسن در تمام نمونه‌ها و غلظت فلورانتن، نفتالن و پایرن در ایستگاههایی که غلظت قابل تشخیص دارند بسیار بیشتر از مقادیر استاندارد است و آلودگی شدید به PAH را نشان می‌دهند. بیشینه غلظت نفتالن، فنانترن، فلورانتن و پایرن در منطقه به ترتیب در ایستگاههای گاله شور، کیارس و مخزن سد اندازه‌گیری شد. همچنین بیشینه غلظت آنتراسن (۷ میکروگرم در لیتر) مربوط به سه ایستگاه کیارس، گاله شور و G2-A (مخزن سد-در عمق متوسط از مخزن) است. شکل ۲ نمودار تغییرات غلظت ۵ ترکیب PAHs قابل اندازه‌گیری در منطقه را نشان می‌دهد.



شکل ۱. نقشه موقعیت مخزن سد گتوند و موقعیت ایستگاههای نمونه‌برداری

جدول ۱. نتایج حاصل از آنالیز MTBE و BTEX

Sample	MTBE	Benzene	Toluene	Ethyl	Xylene(s)
R5	<0.05	0.28	0.13	1.9	0.46
R8	<0.05	0.29	0.06	1	0.16
R3	<0.05	0.25	0.1	0.52	0.25
R2	0.07	0.31	0.08	0.54	0.2
R1	<0.05	0.3	0.15	0.45	0.08
R4	<0.05	0.31	0.1	0.55	0.27
G49-A	0.46	0.53	0.13	0.65	0.39
G1-0	<0.05	0.44	0.15	1.7	0.27
G2-0	<0.05	0.3	0.22	1.1	0.24
G2-A	0.4	0.45	0.2	1.1	0.31
G3	0.11	0.3	0.11	0.67	0.14
G3-A	0.18	0.29	0.14	0.96	0.23
G4-A	0.12	0.26	0.16	0.84	0.34
G6-0	0.11	0.27	0.14	0.43	0.13
G7-0	0.1	0.23	0.12	0.42	0.11
G8-0	0.11	0.3	0.14	0.51	0.15

جدول ۲. نتایج حاصل از اندازه‌گیری آلاینده‌های آلی در رسوب

Sediments (µg/kg)								
Sample / Compound	G18	R7	R11	G7	G4	G1-A	R6	G49
Naphthalene	2.9	3.2	3.1	4.1	2.5	3.1	2.1	2.7
Acenaphthene	0.8	1.8	1.7	1.9	1.1	1.7	0.9	1
Fluorine	1.2	1.1	1	2.3	1.3	1.2	1.1	1.4
Phenanthrene	6.1	7.4	8.1	N.D.	6.5	1.9	6.7	7.4
Anthracene	1	0.67	0.56	37.8	5.5	44.7	0.35	N.D.
Fluoranthene	2.9	3.8	5.2	2.7	4	N.D.	2.2	4.5
Pyrene	2.1	3.5	2.6	15.7	14.9	3.5	1.3	3.5
B[a]a	0.88	0.4	0.91	0.94	0.16	1.3	0.53	0.27
chrysene	1.5	1.1	1.1	1.1	0.63	1.6	0.88	0.6
B[e]p	1.7	0.96	1.3	0.93	0.61	1.2	0.82	N.D.
B[b]f	0.54	0.67	0.48	0.78	0.39	0.5	0.43	N.D.
B[k]f	10.9	N.D.	14.8	1.11	5.8	N.D.	18.5	N.D.
B[a]p	0.61	N.D.	0.55	N.D.	0.44	N.D.	N.D.	N.D.
Db[ah]a	2.8	0.7	1.1	0.4	0.7	1.4	0.8	1.3
B[ghi]p	0.15	N.D.	0.15	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Indene	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

جدول ۳. نتایج حاصل از آنالیز مواد آلی در آب

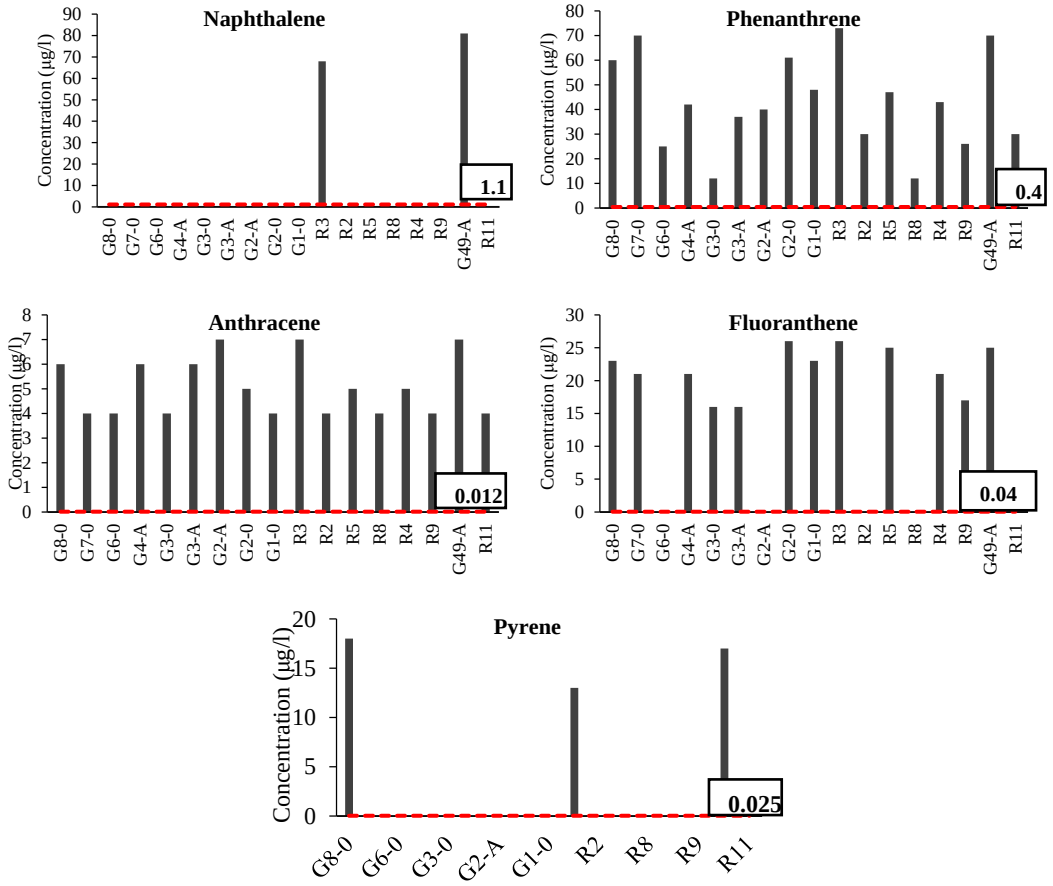
Water (µg/L)									
Sample / Compound	G8-0	G7-0	G6-0	G4-A	G3-0	G3-A	G2-A	G2-0	G1-0
Naphthalene	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Acenaphthene	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fluorine	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Phenanthrene	60	70	25	42	12	37	40	61	48
Anthracene	6	4	4	6	4	6	7	5	4
Fluoranthene	23	21	N.D.	21	16	16	N.D.	26	23
Pyrene	18	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
B[a]a	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
chrysene	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
B[e]p	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
B[b]f	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
B[k]f	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
B[a]p	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Db[ah]a	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
B[ghi]p	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Indene	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

ادامه جدول ۳. نتایج حاصل از آنالیز مواد آلی در آب

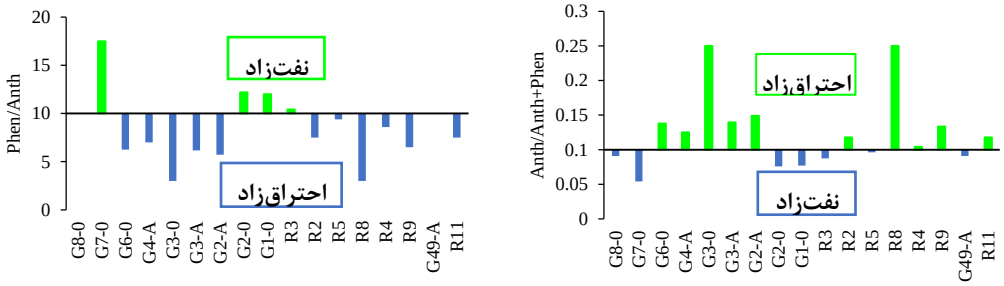
Water (µg/L)								
Sample / Compound	R3	R2	R5	R8	R4	R9	G49-A	R11
Naphthalene	68	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	81	N.D.
Acenaphthene	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Fluorine	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Phenanthrene	73	30	47	12	43	26	70	30
Anthracene	7	4	5	4	5	4	7	4
Fluoranthene	26	N.D.	25	N.D.	21	17	25	N.D.
Pyrene	13	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	17	N.D.
B[a]a	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
chrysene	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
B[e]p	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
B[b]f	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
B[k]f	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
B[a]p	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Db[ah]a	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
B[ghi]p	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.
Indene	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.	N.D.

پاره ای ازترکیبات PAHs به برخی دیگر به عنوان شاخص به کار برده می‌شوند که به نسبت های مولکولی PAHs معروف هستند و از آنها جهت تعیین منابع وارد کننده این ترکیبات استفاده می‌شود (Magi et al., 2002). چنانچه نسبت فنانترن به آنتراسن Phe/Ant بزرگتر از ۱۰ باشد نشان دهنده نفتی (پتروژنیک) بودن منشا PAHs در محیط است و اگر کوچکتر از ۱۰ باشد نشان دهنده منبع احتراق زاد (پایرولیتیک) است (Baumard et al., 1998). همچنین در مورد دوم، مقدار کمتر از ۰/۱ بیانگر منشأ نفت زاد و مقادیر بیش از ۰/۱ نشانگر منشأ احتراق زاد ترکیبات PAHs است. با توجه به اینکه تنها غلظت دو ایزومر آنتراسن و فنانترن در تمام ایستگاههای نمونه برداری قابل اندازه گیری بوده است، برای تعیین منشأ ترکیبات PAHs بر اساس نسبتهای ایزومری، تنها می توان از دو نسبت $\frac{\text{فنانترن}}{\text{آنتراسن}}$ و نیز $\frac{\text{آنتراسن}}{\text{فنانترن+آنتراسن}}$ استفاده کرد. شکل ۳ نشان می‌دهد که هر دو منشأ نفتزاد و احتراقزاد در نمونه‌های آب برای ترکیبات PAHs وجود دارد اما در بیشتر نمونه‌ها احتراق عامل اصلی غلظت بالای PAHs است.

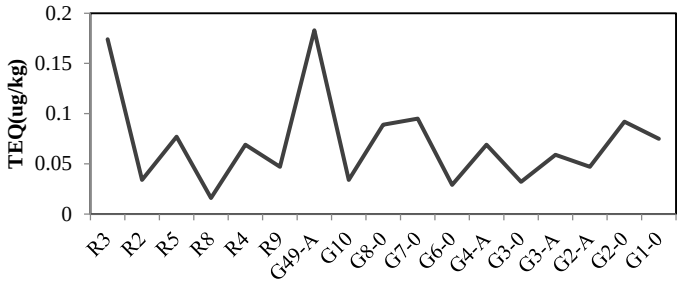
برای تعیین میزان سمناکی نمونه‌های آب از شاخص هم‌ارزش سمناکی استفاده شد. باتوجه به اینکه بیشتر ایزومرها در نمونه های آب غلظت زیر حد آشکارسازی دارند، برای محاسبه این شاخص تنها از ترکیباتی استفاده شد که غلظت قابل اندازه‌گیری داشتند. شکل ۴ نتایج محاسبه TEQ نمونه‌های آب را در منطقه نشان می‌دهد. همان‌گونه که در شکل مشخص است بیشترین میزان TEQ مربوط به نمونه برداشته شده از گاله‌شور و پس از آن کیارس می‌باشد. همچنین نتایج نشان می‌دهد که بیشترین غلظت ترکیبات PAHs در نمونه‌های آب مربوط به ایزومرهای غیرسرطانزا (فنانترن و آنتراسن) است و ایزومرهای سرطانزا عمدتا غلظت زیر حد آشکارسازی دارند و از نظر پتانسیل سرطانزایی، نمونه‌های آب خطر زیادی ندارند.



شکل ۲. تغییرات غلظت ایزومرهای PAHs در نمونه های آب مخزن سد و اطراف آن



شکل ۳. نمودار افزودگی-کاهیدگی نسبت‌های ایزومری در نمونه‌های آب

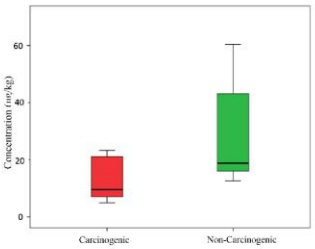


شکل ۴. نمودار تغییرات شاخص TEQ در نمونه‌های آب

غلظت ترکیبات PAHs در رسوبات در جدول ۲ نشان شده است. بیشینه غلظت نفتالن، آسنافتن، فلورن، پایرن و بنزو-b-فلورانتن در نمونه G7 (عمق ۱۱۵ متر)، بیشینه غلظت آنتراسن، بنزو-a-آنتراسن و کرایزن در نمونه G1 (عمق ۱۳۳ متر)، بیشینه غلظت بنزو-k-فلورانتن در ایستگاه R6 (پایین دست سد)، بیشینه غلظت فنانترن و فلورانتن در نمونه R11 (عمق ۷۶ متری نزدیک سد تنظیمی) و بیشینه غلظت بنزو-e-پایرن، بنزو-a-پایرن و دی بنزو-ah-آنتراسن در نمونه G18 (مخزن سد گتوند-عمق ۶۰ متری) مشاهده شد. همچنین بنزو-ghi-پریلن تنها در دو ایستگاه G18 و R11 دارای غلظت قابل اندازه‌گیری (۱۵ میکروگرم در کیلوگرم) دارد و نیز مجموعه غلظت PAH در ایستگاه G7 بیشترین مقدار (۶۹/۷۶) را دارد. غلظت ایندن نیز در تمام ایستگاه‌ها زیرحد آشکارسازی است. در جدول ۴ میانگین غلظت PAHها در رسوبات با استاندارد شاخص کیفیت رسوب مقایسه شده است. همانطور که در جدول مشخص است هیچ‌یک از ایزومرهای PAH در رسوبات منطقه غلظت بالاتر از حد مجاز نشان نمی‌دهند. شکل ۵ نشان می‌دهد که در کل غلظت PAHهای غیر سرطان‌زا در نمونه‌های رسوب منطقه مطالعاتی از PAHهای سرطان‌زا بیشتر می‌باشد. همچنین مقادیر هم‌ارز سمناکی برای نمونه های رسوب نیز محاسبه گردید و نشان داد که محدوده TEQ در رسوبات منطقه ۰/۸۴ تا ۴/۶۸ میکروگرم بر کیلوگرم می‌باشد که کمینه آن مربوط به ایستگاه R7 (بین مخزن و سدتنظیمی) و بیشینه آن مربوط به ایستگاه G18 (عمق ۶۰ متری) است.

جدول ۴. مقایسه غلظت میانگین PAHها با استاندارد شاخص کیفیت رسوب(میکروگرم بر کیلوگرم)

Compound	ERL	ERM	مقادیر میانگین PAHها
Naphthalene	۱۶۰	۲۱۰۰	۲/۹۶
Acenaphthene	۱۶	۵۰۰	۱/۳۶
Fluorene	۱۹	۵۴۰	۱/۳۲
Phenanthrene	۲۴۰	۱۵۰۰	۶/۳
Anthracene	۸۵۳	۱۱۰۰	۱۲/۹۴
Fluoranthene	۶۰۰	۵۱۰۰	۳/۶۱
Pyrene	۶۶۵	۲۶۰۰	۵/۸۸
Benz(a)anthracene	۲۶۱	۱۶۰۰	۰/۶۷
Chrysene	۳۸۴	۲۸۰۰	۱/۰۶
BenzoIpyren	NA	NA	۱/۰۷
Benzo(b)fluoranthe	NA	NA	۰/۵۴
Benzo(k)fluoranthe	NA	NA	۱۰/۲۲
Benzo(a)pyrene	۴۳۰	۱۶۰۰	۰/۵۳
Dibenz(a,h)anthrace	۶۳/۴	۲۶۰	۱/۱۵
Benzo(g,h,i)perylen	NA	NA	۰/۱۵
$\sum PAHs$	۴۰۲۲	۴۴۷۹۲	۴۲/۴۶



شکل ۵. نمودار جعبه‌ای PAHهای سرطان‌زا و غیر سرطان‌زا در نمونه‌های رسوب

نتیجه‌گیری

غلظت MTBE در اکثر نمونه‌های آب کمتر از حد آشکارسازی و بقیه غلظتها پایینتر از استاندارد آب شرب و غیرآلوده بودند. غلظت BTEX نمونه های برداشته شده غیر از نیروگاه سد گتوند (که غلظت اتیل بنزن در آن بیشینه است) کمتر از میانگین گزارش شده آب سطحی جهانی است. اکثر ایزومرهای PAHs در آب کمتر از حد آشکارسازی بود و تنها فنانترن و آنتراسن در تمام نمونه ها قابل اندازه‌گیری بود. بالاترین غلظت مجموع PAHs در نمونه های آب مربوط به نمونه کیارس و سپس گاله‌شور نشان داده شد. نسبت‌های ایزومری در نمونه‌های آب هر دو منشا نفت‌زاد و احتراق‌زاد را نشان داد ولی اکثریت احتراق زاد را شان دادند. مقادیر شاخص سمیت TEQ برای نمونه‌های کیارس و گاله شور بیشتر از نمونه‌های دیگر محاسبه شد. مقادیر ایزومرهای PAHs آب نشان داد که از نظر سرطانزایی خطری ندارند. میانگین غلظت PAHها در رسوبات نشان داد که هیچ‌یک از ایزومرهای PAH در منطقه غلظت بالاتر از حد مجاز نیستند. در کل غلظت PAHهای غیر سرطان‌زا در نمونه‌های رسوب منطقه مطالعاتی از PAHهای سرطان‌زا بیشتر بودند.

References

ATSDR, T. (2000). ATSDR (Agency for toxic substances and disease registry). *Prepared by Clement International Corp., under contract*, *205*, 88-0608.

Baumard, P., Budzinski, H., & Garrigues, P. (1998). Polycyclic aromatic hydrocarbons in sediments and mussels of the western Mediterranean Sea. *Environmental Toxicology and Chemistry: An International Journal*, *17*(5), 765-776.

Bosetti, C., Boffetta, P., & La Vecchia, C. (2006). Occupational exposures to polycyclic aromatic hydrocarbons, and respiratory and urinary tract cancers: a quantitative review to 2005. *Annals of Oncology*, *18*(3), 431-446.

Ekpo, B. O., Oyo-Ita, O. E., Oros, D. R., & Simoneit, B. R. (2012). Distributions and sources of polycyclic aromatic hydrocarbons in surface sediments from the Cross River estuary, SE Niger Delta, Nigeria. *Environmental monitoring and assessment*, *184*(2), 1037-1047.

Klaassen CD. (2008). Casarett and Doull's Toxicology—The Basic Science of Poisons. 7th ed. New York, NY: McGraw-Hill Companies.

Magi, E., Bianco, R., Ianni, C., & Di Carro, M. (2002). Distribution of polycyclic aromatic hydrocarbons in the sediments of the Adriatic Sea. *Environmental pollution*, *119*(1), 91-98.

Sherkati, S., Molinaro, M., de Lamotte, D. F., & Letouzey, J. (2005). Detachment folding in the Central and Eastern Zagros fold-belt (Iran): salt mobility, multiple detachments and late basement control. *Journal of Structural Geology*, *27*(9), 1680-1696.

Zhang, K., Liang, B., Wang, J. Z., Guan, Y. F., & Zeng, E. Y. (2012). Polycyclic aromatic hydrocarbons in upstream riverine runoff of the Pearl River Delta, China: An assessment of regional input sources. *Environmental pollution*, *167*, 78-84.

تعیین منشا هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه‌ای براساس مدل تحلیل مولفه اصلی- رگرسیون خطی چندگانه (PCA-MLR) در رسوبات تالاب هورالعظیم، ایران

سارا شیخ فخرالدینی*، دکترای زمین شناسی زیست محیطی دانشگاه شیراز، s.sh.fakhradini@gmail.com

فرید مر، استاد بخش علوم زمین دانشگاه شیراز

بهنام کشاورزی، دانشیار بخش علوم زمین دانشگاه شیراز

ضرغام محمدی، دانشیار بخش علوم زمین دانشگاه شیراز

چکیده

در این پژوهش، غلظت، درجه آلودگی، منشا و خطر بوم‌شناختی ترکیبات آروماتیک چندحلقه‌ای در محیط رسوب تالاب هورالعظیم بررسی شد. مجموع غلظت هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه‌ای در محیط سوب از ۱۵/۷۸ تا ۴۱۰ میکروگرم بر کیلوگرم تغییر می‌کند. آلودگی ترکیبات آروماتیک چندحلقه‌ای در رسوبات دو ایستگاه دپوی حفاری (H14) و کلاستر یاران شمالی (H3) متوسط است و آلودگی این ترکیبات در رسوب نقاط دیگر تالاب اندک می‌باشد. براساس آزمون مولفه اصلی، سهم منابع ترکیبی حاصل از نشت سوخت‌های فسیلی و رهاسازی ترکیبات حاصل از احتراق موتور قایق‌های ماهیگیری و وسایل نقلیه، نشت نفت و احتراق ناقص ۶۲/۶۲ درصد، منابع احتراق‌زاد شامل احتراق سوخت‌های فسیلی و سوختن زیست‌توده ۱۶/۷ درصد و منابع مرتبط با گسیل وسایل نقلیه ۲۰/۶۸ درصد است. براساس نسبت‌های تخمین خطر، خطر بوم‌شناختی مجموع ترکیبات آروماتیک چندحلقه‌ای در رسوبات تالاب اندک تا متوسط است.

کلیدواژه: تالاب هورالعظیم، رسوب، تحلیل مولفه اصلی- رگرسیون خطی چندگانه، هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه‌ای

Source analysis of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) based on PCA-MLR model in sediment of Hoor Al-Azim wetland, Iran

Sara Sheikh Fakhradini*, Ph.D. in Environmental geology, Department of Earth Sciences, Shiraz University, s.sh.fakhradini@gmail.com

Farid Moore, Professor of Geology, Department of Earth Sciences, Shiraz University

Behnam Keshavarzi, Associate Professor of Geology, Department of Earth Sciences, Shiraz University

Zargham Mohammadi, Associate Professor of Geology, Department of Earth Sciences, Shiraz University

Abstract

The present study investigates the concentration, contamination level, potential ecological risk, and source of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in sediments of the Hoor Al-Azim wetland. Total PAHs concentrations varies from 15.78 to 410.2 µg/Kg in sediment samples. PAHs pollution levels in sediments compared with sediment quality guidelines (SQG) were found to be moderate in two stations and low in the rest of sediment stations. Based on the principal component analysis-multiple linear regression (PCA-MLR), the mean percentage contributions were 62.62% for mixed pyrogenic and petrogenic sources (e.g., unburned and combusted fossil fuels from fishing boats

and vehicle engines, incomplete combustion, oil leakage), 20.68% for auto emission, and 16.7% for pyrogenic sources (fossil fuels and biomass combustion). Risk quotient (RQ) calculation of sediment samples suggested low to moderate for ΣPAHs.

Key Words: Hoor Al-Azim wetland, Sediment, PCA-MLR, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons (PAHs).

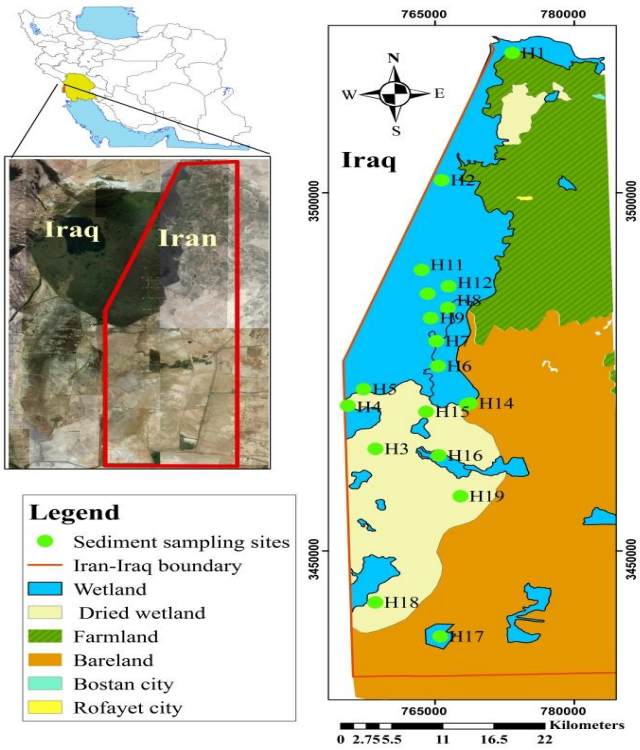
مقدمه

هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه‌ای گروهی از آلاینده‌های آلی هستند که شامل دو یا تعداد بیشتری حلقه آروماتیک می‌شوند. این ترکیبات به دلیل سمناکی، قدرت انباشت، دوام، جهش‌زایی و خواص سرطانزایی موجب افزایش نگرانی در ارتباط با سلامت جامعه شده‌است. امروزه آزادسازی مقدار زیادی از سوخت‌های نفتی موضوع حادی در بوم-سامانه‌های آبی اطراف آنها می‌باشد (Deng, 2013). رسوب به‌دلیل فرایندهای فیزیکوشیمیایی و جذب، تبادل لیگاند و رسوبگذاری به‌عنوان محل ذخیره و انتقال آلاینده‌های شیمیایی از جمله ترکیبات آلی عمل می‌کند (Reddy and DeLaune, 2008).

تالاب هورالعظیم یکی از مهم‌ترین و ارزشمندترین زیستگاه‌های آبی کشور است. همچنین یکی از بزرگترین تالاب‌های دائمی آب شیرین در بین‌النهرین سفلا بوده و از لحاظ بوم‌سامانه یکی از نادرترین تالاب‌های ایران و آسیا محسوب می-شود (پاپهن، ۱۳۸۷). در دو دهه اخیر، عملیات اکتشاف میادین نفتی و حفر چاه‌های نفت موجب ایجاد آلودگی‌های زیست‌محیطی در تمام مراحل حفاری، لوله‌گذاری برای انتقال نفت و نشت نفت در اطراف دکل‌ها شده‌است. لذا در این پژوهش، الگوی توزیع و غلظت ترکیبات آلی و اثرات زیست‌شناختی این ترکیبات بر بوم‌سامانه تالاب بررسی شده است. بعلاوه، برای کنترل آلودگی ترکیبات آلی در بوم‌سامانه تالاب، سهم منابع آلاینده با استفاده از مدل تحلیل مولفه اصلی-رگرسیون خطی چندگانه تعیین شد.

روش مطالعه

تالاب بزرگ هورالعظیم در غرب استان خوزستان، در انتهای رود کرخه در طول جغرافیایی □۵۸ º۴۷ تا ″۳۰ □۱۶ º۴۷ طول شرقی و عرض جغرافیایی □۵۳ º۳۱ تا º۴۱ عرض شمالی قرار دارد (شکل ۱). این تالاب درنتیجه به‌هم‌پیوستن رودخانه‌های کرخه و دجله تشکیل‌شده‌است و مساحت آن بیش از ۵۰۰ هزار هکتار است که حدود یک سوم آن در ایران (۱۱۰ هزار هکتار) و دو سوم آن در کشور عراق قرار دارد (حمادی و عبدویس، ۱۳۹۶). با توجه به تعداد و پراکندگی ایستگاه‌های پایش محیط زیست، منابع آلاینده و نیز دسترسی به بخش‌های مختلف تالاب، تعداد ۱۹ ایستگاه برای نمونه‌برداری از رسوب انتخاب شد. قبل از نمونه‌برداری، بطری‌های شیشه‌ای مطابق استاندارد آماده شدند. نمونه‌ها با استفاده از چنگک فولادی ضدزنگ برداشته شدند و در ظروف آماده‌شده قرار گرفتند. پس از برچسب‌گذاری، نمونه‌ها در دمای ۴ درجه‌سانتی‌گراد نگهداری و برای تعیین غلظت ترکیبات PAH به آزمایشگاه شیمی دانشگاه صنعتی اصفهان ارسال شدند. شکل ۱ موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری جهت اندازه‌گیری غلظت ترکیبات آروماتیک چندحلقه‌ای در رسوب را نشان می‌دهد.



شکل ۱- نقشه موقعیت مکانی نقاط نمونه‌برداری از رسوب برای تعیین غلظت هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه‌ای (PAHs)

تعیین نسبت خطر

نسبت خطر برای تخمین خطر بوم‌شناختی احتمالی هر یک از هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه‌ای (PAHs) بر روی موجودات آبزی استفاده می‌شود که براساس معادلات زیر محاسبه می‌شود (Kalf et al., 1997):

$RQ_{NCs} = C_{PAH} / C_{QV(NCs)}$

$RQ_{MPCs} = C_{PAH} / C_{QV(MPCs)}$

C_{PAHs} غلظت هریک از گونه‌های PAHs در محیط، $C_{QV(NCs)}$ و $C_{QV(MPCs)}$ مقادیر کیفی NCs (غلظت‌های ناچیز) و MPCs (بیشینه غلظت مجاز) هریک از ترکیبات PAHs در محیط است. $RQ_{(NCs)} <$ ۱ نشان می‌دهد که خطر بوم‌شناختی هریک از گونه‌های PAHs ناچیز است در حالی‌که $RQ_{(MPCs)} >$ ۱ بیانگر خطر بوم‌شناختی شدید هریک از ترکیبات PAHs است. $RQ_{(NCs)} >$ ۱ و $RQ_{(MPCs)} <$ ۱ نیز نشان‌دهنده خطر بوم‌شناختی متوسط است. علاوه‌براین، برای مجموع ترکیبات PAHs، $RQ_{NCs} <$ ۱ بیانگر خطر بوم‌شناختی بسیار اندک، $RQ_{MPCs} <$ ۱ و $RQ_{NCs} <$ ۸۰۰ > ۱ بیانگر خطر بوم‌شناختی اندک تا متوسط و $RQ_{MPCs} >$ ۱ بیانگر خطر بوم‌شناختی بالا است(Sheikh Fakhradini et al., 2019; Cao et al., 2010)

.

مدل ترکیبی تحلیل مولفه اصلی- رگرسیون خطی چندگانه (PCA-MLR)

تحلیل مولفه اصلی همراه با رگرسیون خطی چندگانه ابزاری کاربردی برای تعیین سهم هر منشا است که یک قدم اساسی در کاهش آلودگی آلاینده‌ها در محیط مورد مطالعه می‌باشد. رگرسیون خطی چندگانه با استفاده از مولفه‌های PCA به‌عنوان متغیرهای وابسته و انحراف نرمال استانداردشده کل مقادیر غلظت‌ها به‌عنوان متغیرهای مستقل انجام می-

شود. مدل رگرسیون خطی چندگانه در فرم ماتریسی را می‌توان به‌صورت معادله زیر نشان داد (Sheikh Fakhradini et al., 2019):

$Z = B1*PC1+ B2*PC2+\ldots+Bn*PCn, (R^2 > 0.5)$

سپس ضرایب رگرسیونی استفاده می‌شوند تا میانگین سهم هر منشا براساس معادله زیر مشخص گردد.

سهم متوسط هر منبع (٪) $= 100 \times (B_i / \sum B_i)$

که در آن، Bi نشان‌دهنده ضریب رگرسیونی در مولفه i به جمع همه ضرایب رگرسیونی است.

بحث و نتیجه‌گیری

غلظت هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه‌ای (PAHs)

غلظت مجموع هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه‌ای (∑PAHs) در ایستگاه‌های مطالعاتی از ۱۵/۷۸ تا ۴۱۰ میکروگرم بر کیلوگرم با میانگین ۵۱/۷۱ میکروگرم بر کیلوگرم تغییر می‌کند. غلظت‌های بالای ∑PAHs در ایستگاه‌های H14 و H3 به‌ترتیب ۴۱۰ و ۱۸۸/۶۲ میکروگرم بر کیلوگرم است. ایستگاه H14 زمینی به مساحت ۴۰ هکتار است که باطله‌های حاصل از حفاری چاه‌های نفتی در آن دفن می‌شوند. همچنین، نفت چاه‌های مختلف در ایستگاه H3 جمع‌آوری، جداسازی و سپس به شهر اهواز پمپاژ می‌شود. غلظت ∑PAHs در دیگر ایستگاه‌های مطالعاتی از ۱۵/۷۸ تا ۲۹/۱۵ میکروگرم بر کیلوگرم تغییر می‌کند. براساس رده‌بندی بامارد و همکاران (Baumard et al., 1998)، ایستگاه‌های H14 و H3 آلودگی متوسط و دیگر ایستگاه‌ها آلودگی کم را نشان می‌دهند.

تحلیل مولفه اصلی داده‌های PAHs

در تحلیل مولفه اصلی، سه فاکتور بدست‌آمده ۹۹/۱۹ درصد از واریانس کل داده‌ها را شامل می‌شود. فاکتور اول ۴۷/۸۲ درصد از واریانس کل را دربر می‌گیرد و شامل نفتالین، آنتراسن، بنز(a) آنتراسن، کرایزن، بنزو(a) پایرن و تاحدی پایرن ، بنزو(b) فلورانتن و بنزو(k) فلورانتن می‌شود (جدول ۱). کرایزن، بنز(a) آنتراسن، بنزو(a) پایرن، بنزو(b) فلورانتن و بنزو(k) فلورانتن نشانگرهای احتراق سوخت‌های فسیلی به‌ویژه گسیل از موتورهای دیزلی هستند (Feng et al., 2016). گسیل از موتورهای دیزلی قایق‌ها و دیگر وسایل نقلیه حاوی سوخت خام و محصولات حاصل از احتراق ناقص است. بنابراین، نفتالین به‌عنوان جزء اصلی سوخت‌های دیزلی و گازوئیلی از گسیل موتورهای دیزلی وسایل نقلیه آزاد می‌شود. آنتراسن به مقدار اندک در نفت خام و سوخت دیزل وجود دارد و به‌طور معمول در محصولات حاصل از احتراق زیست-توده یافت می‌شود. به‌علاوه، آنتراسن و پایرن به‌عنوان نشانگرهای احتراق نفت شناخته می‌شوند. در تالاب هورالعظیم احتراق نفت سنگین ناخالص در حوضچه‌هایی به‌نام چال احتراق (burnpit) رخ می‌دهد. بنزو(a) پایرن و بنزو(k) فلورانتن از منابع احتراق‌زاد دما پایین مانند سوختن گیاهان و چوب آزاد می‌شوند (Sheikh Fakhradini et al., 2019). سوختن زیست‌توده به‌خصوص گیاه نی به وفور در تالاب رخ می‌دهد. درنتیجه، فاکتور اول تلفیقی از منابع احتراق‌زاد و نفت‌زاد را نشان می‌دهد.

فاکتور دوم ۴۱/۳۱ درصد از واریانس کل را به خود اختصاص می‌دهد و شامل فلورن، فنانترن، پایرن، بنزو(b) فلورانتن، بنزو(k) فلورانتن و تاحدی بنز(a) آنتراسن و کرایزن می‌شود (جدول ۱). فنانترن مانند دیگر ترکیبات این گروه منشا احتراق‌زاد دارد (Page et al., 2006). بنابراین، این فاکتور منابع مرتبط با احتراق را نشان می‌دهد. سومین فاکتور تحلیل مولفه اصلی ۱۸/۱۸ درصد از واریانس کل را توضیح می‌دهد و شامل بنزو(ghi) پریلن می‌شود (جدول ۱) که به‌عنوان

ردیاب گسیل وسایل نقلیه مورد استفاده قرار می‌گیرد (Boonyatumanond et al., 2006).

جدول ۱- ماتریس مولفه اصلی هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه‌ای (PAHs) و درصد سهم هر مولفه (MLR) در رسوبات تالاب هورالعظیم

PAHs	PCA 1	PCA 2	PCA 3
Nap	**0.912**	0.304	0.252
Flu	0.162	**0.972**	0.151
Phe	0.453	**0.849**	0.265
An	**0.952**	0.221	0.199
Pyr	0.614	**0.737**	0.277
BaA	**0.742**	0.617	0.234
Chr	**0.746**	0.618	0.233
BbF	**0.657**	**0.696**	0.278
BkF	**0.627**	**0.702**	0.304
BaP	**0.821**	0.486	0.287
BghiP	0.555	0.467	**0.687**
Variance%	47.82	41.31	10.05
MLR (%)	62.62	16.7	20.68

Rotation Method: Varimax with Kaiser Normalization.
Rotation converged in 4 iterations.

تعیین سهم منابع هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه‌ای (PAHs) با استفاده از مدل ترکیبی تحلیل مولفه اصلی- رگرسیون خطی چندگانه

درصد سهم هر سه فاکتور بدست‌آمده از تحلیل مولفه اصلی در هر نمونه رسوب توسط مدل PCA-MLR محاسبه شد. ضریب رگرسیون نمونه‌های رسوب ($R^2 = 0.803$) در سطح اطمینان ۹۵ درصد ($p < 0.05$) معنادار بود. معادله مدل رگرسیون خطی چندگانه نمونه‌های رسوب به‌صورت زیر است:

$Z = 0.945PC1 + 0.252PC2 - 0.312PC3$ ($R^2 = 0.803$)

منشا ترکیبی حاصل از نشت سوخت‌های فسیلی و رهاسازی ترکیبات حاصل از احتراق آنها از موتور قایق‌های ماهیگیری و وسایل نقلیه، احتراق ناقص و نشت نفت، ۶۲/۶۲ درصد از آلودگی هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه‌ای در نمونه‌های رسوب را شامل می‌شود. سهم منابع احتراق‌زاد شامل احتراق سوخت‌های فسیلی و سوختن زیست‌توده ۱۶/۷ درصد است و در نهایت درصد سهم منابع مرتبط با گسیل وسایل نقلیه ۲۰/۶۸ درصد می‌باشد.

ارزیابی خطر بوم‌شناختی هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه‌ای در رسوبات

نسبت خطر (RQ_{NCs}) برای نفتالین در تمام ایستگاه‌ها، اسنافتیلن، بنزو(b) فلورانتن و فنانترن در ایستگاه‌های H3 و H14؛ بنزو(a) آنتراسن در ایستگاه‌های H1، H3 و H14؛ آنتراسن در ایستگاه‌های H3، H12 و H14؛ اسنافتن در ایستگاه‌های H3، H7 و H14 و پایرن در تمامی ایستگاه‌ها به‌جز H15، H16، H17 و H18 بیشتر از ۱ است. درحالی‌که RQ_{MPCs} این گونه‌ها کمتر از ۱ می‌باشد که نشان‌دهنده خطر بوم‌شناختی متوسط این ترکیبات در ایستگاه‌های ذکرشده است. همچنین، RQ_{NCs} و RQ_{MPCs} برای دیگر هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه‌ای کوچکتر از ۱ می‌باشد که نشان‌دهنده خطر بوم‌شناختی اندک این ترکیبات در رسوبات منطقه مورد مطالعه است. نسبت خطر (RQ_{NCs}) مجموع هیدروکربن-های آروماتیک چندحلقه‌ای در تمام ایستگاه‌های نمونه‌برداری کمتر از ۸۰۰ است، درحالی‌که RQ_{MPCs} مجموع هیدروکربن‌های آروماتیک چندحلقه‌ای تنها در ایستگاه‌های H3 و H14 بیشتر از ۱ می‌باشد. بنابراین، خطر بوم‌شناختی رسوبات تالاب هورالعظیم در ایستگاه‌های ذکرشده متوسط و در دیگر ایستگاه‌ها اندک است.

منابع

پاپهن شوشتری، ف. (۱۳۸۷). طرح جامع مدیریت تالاب هورالعظیم. دانشگاه شهید چمران اهواز، اداره کل حفاظت محیط زیست استان خوزستان، ۳۸۹ ص.

حمادی، ک. عبدویس، س. (۱۳۹۶). شبیه‌سازی کمی و کیفی جریانهای ورودی و خروجی به مخازن تالاب در راستای احیای تالاب هورالعظیم. *فصلنامه تخصصی علوم و مهندسی آب*، ۱۶(۷)، ۷-۱۹.

Baumard, P., Budzinski, H., & Garrigues, P. (1998). Polycyclic aromatic hydrocarbons in sediments and mussels of the western Mediterranean Sea. *Environmental Toxicology and Chemistry*, *17*(5), 765–776.

Boonyatumanond, R., Wattayakorn, G., Togo, A., & Takada, H. (2006). Distribution and origins of polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in riverine, estuarine, and marine sediments in Thailand. *Marine pollution bulletin*, *52*(8), 942–956.

Cao, Z., Liu, J., Luan, Y., Li, Y., Ma, M., Xu, J., & Han, S. (2010). Distribution and ecosystem risk assessment of polycyclic aromatic hydrocarbons in the Luan River, China. *Ecotoxicology*, *19*(5), 827–837.

Deng, W., Li, X. G., Li, S. Y., Ma, Y. Y., & Zhang, D. H. (2013). Source apportionment of polycyclic aromatic hydrocarbons in surface sediment of mud areas in the East China Sea using diagnostic ratios and factor analysis. *Marine Pollution Bulletin*, *70*(1), 266–273.

Feng, J., Xi, N., Zhang, F., Zhao, J., Hu, P., & Sun, J. (2016). Distributions and potential sources of polycyclic aromatic hydrocarbons in surface sediments from an emerging industrial city (Xinxiang). *Environmental monitoring and assessment*, *188*(1), 61.

Kalf, D. F., Crommentuijn, T., & Van De Plassche, E. J. (1997). Environmental quality objectives for 10 polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs). *Ecotoxicology and Environmental Safety*, *36*(1), 89–97.

Page, D. S., Brown, J. S., Boehm, P. D., Bence, A. E., & Neff, J. M. (2006). A hierarchical approach measures the aerial extent and concentration levels of PAH-contaminated shoreline sediments at historic industrial sites in Prince William Sound, Alaska. *Marine pollution bulletin*, *52*(4), 367–379.

Reddy,. KR., & DeLaune, R.D. (2008). *Biogeochemistry of Wetlands: Science and Applications* (1st Ed). Boca Raton: CRC Press.

Sheikh Fakhradini, S., Moore, F., Keshavarzi, B., & Lahijanzadeh, A. (2019). Polycyclic aromatic hydrocarbons (PAHs) in water and sediment of Hoor Al-Azim wetland, Iran: a focus on source apportionment, environmental risk assessment, and sediment-water partitioning. *Environmental monitoring and assessment*, *191*(4), 233.

بررسی گوهر نیمه قیمتی تورمالین در دگرگونی ها و توده های نفوذی شمال شرق اصفهان

زهرااعتدالی دهکردی*[۱]، فریماه آیتی[۲] ، مریم آهنکوب[۳]
۱: دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نورzetedali78@gmail.com
۲، ۳: استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران

چکیده

مناطق مورد بررسی در جنوب غرب کاشان واقع شده است. عمده ترین واحد آذرین منطقه شامل توده نفوذی با ترکیب تونالیتی و گرانودیوریت می باشد که در بخش هایی از حاشیه جنوبی دچار دگرسانی هیدروترمال از نوع تورمالینی و سیلیسی شده است. در مرحله پنوماتیک دگرسانی تورمالینی شدن ممکن است تورمالین توسط ورود بوردر فضاهای خالی ویا شکستگی ها و واکنش با سنگ های دیواره، تشکیل شود و در این هنگام فلدسپاتها توسط تورمالین سبز-آبی و آبی جایگزین می شوند. ترکیب شیمیائی تورمالین در هورنفلس ها عمدتا در محدوده شورل- دراویت قرار گرفت. تشکیل سری‌محلول جامد شورل _ دراویت به جای بیوتیت و کلریت در پلیت های دگرگون شده منطقه نشان دهنده شکل گیری تورمالین ها در نتیجه واکنش سیالات غنی ازBبا آلومینو سیلیکات ها می باشد. تورمالینگرانیتوئیدهای کاشان نیز عمدتا در محدوده شورل با تمایل به سمت Fe-Uviteواقع شده اند. تورمالین های مورد مطالعه در محدوده آلکالی تا کلسیک واقع می شوند

کلیدواژه: تورمالین، بور، شورل، دراویت، کاشان

Investigation of semi-precious tourmaline in metamorphic and intrusive rocks of north-east of Isfahan

Zahra Etedali[1]*, Farimah Ayati[2], Maryam Ahankoub[3]
[1,2,3]Department of Geology, Payame Noor University, Iran
* zetedali78@gmail.com

Abstract

The study areas are located southwest of Kashan. The major igneous unit of the region contains intrusive rockswith tonalite and granodiorite composition that have been subjected to hydrothermal alteration of tourmalinization and silicification in southern margin. In the pneumatic stage of tourmalinization, tourmaline may be formed by the entry of B to the empty spaces or fractures and reaction with wall rocks, whereby feldspars are replaced by green-blue and blue tourmalines. The chemical composition of tourmaline in the hornfels was mainly in the range of Shorl-Dravite. The formation of a solid solution of schorl-deravite instead of biotite and chlorite in the metamorphosed plates indicates the formation of tourmalines as a result of the reaction of B-rich fluids with aluminosilicate. Tourmalines of Ghohroud and Qhamasr plot mainly in the Shorl field with a tendency toward Fe-Uvite. The studied tourmalines are related to alkaline to calcic series.

Key Words:Tourmaline, boron, schorl, deravite, Kashan

مقدمه

تورمالین یکی از کانی‌های فرعی مهم در پگماتیت‌ها و آپلیت‌هاست است.این کانی در دما، فشار و محیط‌های زمین‌شناسیگوناگون از محلول های داغ متبلورمی شود(Manning,1982,Benardet al,1985,london,1999).علت پایداریو داشتن طیف گسترده‌ای از عناصر در ترکیب شیمیایی، در زمین‌دماسنجی و شناخت فرایندهای سنگ‌زایی (پتروژنتیک) کاربرد دارد (Henry and Guldotti,1999,london1985).ترکیب تورمالین‌ها نشان‌دهنده ترکیب سیالی است که از آن متبلور شده‌اند(Slack and Trumbull, 2011).منطقهمورد بررسی در جنوب غرب کاشان واقع شده است و بخشی از کمربند ماگمایی ارومیه دختر محسوب می شود. از مطالعات صورت گرفته در منطقه و اطراف آن می توان به مطالعه پترولوژیکی و ژئوشیمیایی هاله دگرگونی توده گرانیتوئیدی قهرود توسط اهنکوب ۱۳۸۲ ، کانی شناسی و ژئوشیمی اسکارن های قسمت شرق و شمال شرق قهرود توسط قلی نژاد ۱۳۹۳، مطالعه سنگ شناسی و کانی شناسی اسکارن های بخش شرقی گرانودیوریت توسط بدر۱۳۹۱اشاره نمود. در این پژوهش نیز به بررسی و مقایسه خصوصیات بافتی، کانی شناسی و ژئوشیمی این گوهر نیمه قیمتی در توده های آذرین و دگرگونی منطقه پرداخته خواهد شد.

روش مطالعه

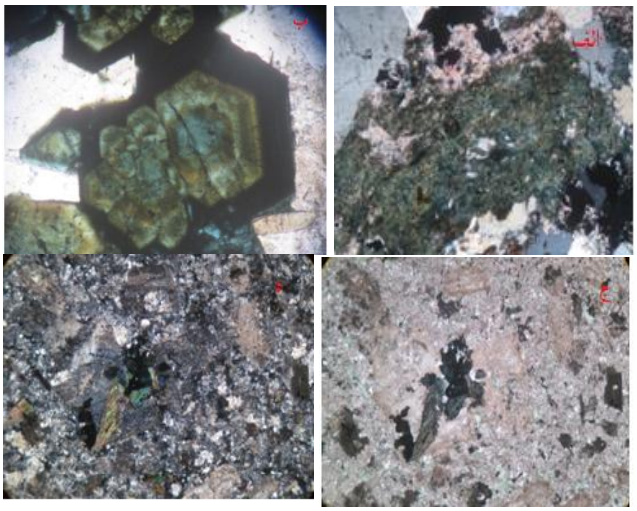
با توجه به اهداف پژوهش ، نمونه برداری صحرایی از سنگهای آذرین و دگرگونی منطقه صورت گرفت واز نمونه ها مقطع نازک تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان المپوس BH2 مورد مطالعات پتروگرافی قرار گرفتند.سپس نمونه ها جهت شناسایی ترکیب شیمیایی تورمالین و انجام آنالیز نقطه ای، به شرکت کانساران بینالود تهران فرستاده شد.

بحث

مناطق مورد مطالعه در استان اصفهان در محدوده شهرستان قمصر ، بخش جوینان و روستای قهرود واقع شده است وجزیی از کمربند ماگماتیسم دوران سنوزوئیک ایران مرکزی - مشهور به کمربند ارومیه دختر- می باشد. عمده ترین واحد آذرین منطقهقهرود شامل یک توده نفوذی با ترکیب تونالیتی (میوسن زیرین) و گرانودیوریت می باشد که در بخشهایی از حاشیه جنوبی دچار دگرسانی هیدروترمال از نوع تورمالینی،سیلیسی و ژوراسیتی شده است(شرافت وهمکاران۱۳۸۵).تـودهگـرانودیـوریتی قهرود بـه صـورت یـک استوک دیده می‌شود. بر اساس مطالعات بدر وهمکاران(۱۳۹۲)ماگمای سازنده توده نفوذی قهرود از نوع کالکآلکالن ومتا آلومینس می باشدوترکیب توده ها بر اساس نمودار نورماتیوLe Maitreو همکاران (۱۹۸۹) عمدتا گرانودیوریت و تونالیت می باشد. همچنین شواهد ژئوشیمیایی همانند ضریب اشباع شدگی آلومینیوم کمتر از ۱/۱، مقدار fe_20_3 زیاد، مقدارSiO2 بین ۵۳ تا ۷۶ درصد، محتوای پتاسیم پایین و سدیم بالا و یا وجود کمتر از ۰/۰۱ کرندوم در نورم نیز بر I بودن توده قهرود دلالت می‌کنند.بر اساس نمودار Pearceو همکاران (۱۹۸۴) توده نفوذی قهرود از نوع گرانیت‌های همزمان با تصادم قاره‌ای (پهنه فرورانش) است.قدیمی ترین سنگهای مشاهده شده در مجاورت توده نفوذی قهرود،رسوبات پلیتی و شیل های ژوراسیک قهرود(هم ارز شمشک ـ نایبند) می باشد که محیط مناسبی برای تشکیل تورمالین های ریز بلورمی باشد.این رسوبات در واقع میزبان توده های نفوذی گرانیتوئیدی هستند که بعضاً رگه های پگماتوئیدی و آپلیتی با رنگ های روشن درطی مراحل مختلف از این توده نفوذی به درون سنگ میز بان تزریق شده اند.رگه های پگماتوئیدی حاوی تورمالین باطول حدود ۷۰ سانتی متر و عرض ۷_۱۰ سانتی متر از توده نفوذی به درون هورنفلس ها تزریق شده اند. در پلیت های‌دگرگون شده ، تورمالین به عنوان یک کانی فرعی با فراونی کمتر از ۵ درصد یافت می شود. در اطراف توده کوارتز دیوریت در شمال غرب منطقه ،هاله وسیعی از سنگهای دگرگونی هورنفلس به وجود آمده که تعیین ضخامت واقعی آن میسر نیست.(درویش زاده۱۳۸۲)این مجموعه هورنفلس ها بر اساس مطالعات صورت گرفته عمدتا شامل کلریت - سریسیت هورنفلس،کردیریت آندالوزیت هورنفلس، موسکویت ،کلریت ،بیوتیت هورنفلس و کردیریت هورنفلس می باشند.بر اساس بررسی‌های پتروگرافی، توده

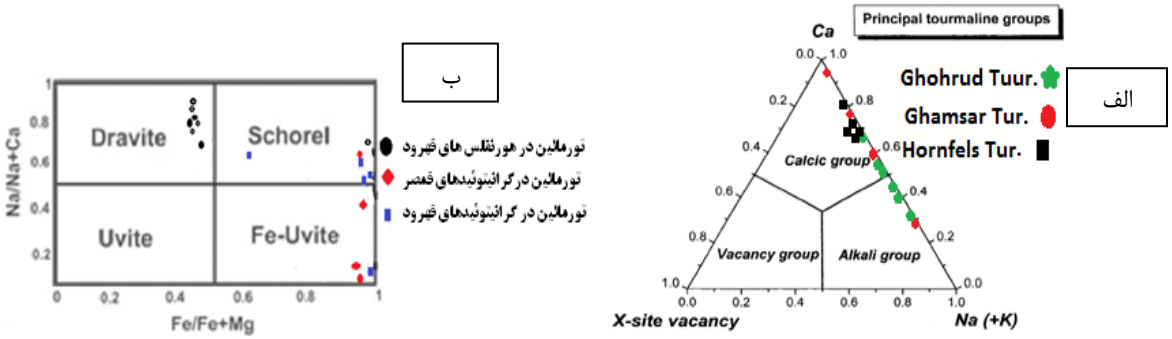
گرانیتوییدی قهرود دارای ترکیب گرانودیوریت، تونالیت و مونزوگرانیت است کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده گرانودیوریت قهرود شامل فنوکریست های پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک و دارای منطقه‌بندی، ارتوکلاز، کوارتز و هورنبلند و بیوتیت به همراه کانی‌های فرعی اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر می باشند.تجمعی از تورمالین های ریز وسوزنی شکل نیز درمقاطع مورد بررسی دیده شد که با پیروفیلیت مرز ناپایدار دارند.تونالیت هاعمدتا دارای بافت گرانولار می باشندوداسیت ها اصولا به صورت پورفیروئید و ساب ولکانیک هستند.که کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آن شامل بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک وتاحدی سریسیتی شده،ارتوکلازبا ماکل کارلسباد، کوارتزفراوان باحاشیه گرد شده،بیوتیت که اغلب توسط مسکویت جایگزین شده و هورنبلندبه همراه کانی‌های فرعی زیرکن، اسفن وآپاتیت و کانی‌های کدرمی باشد.مونزوگرانیت‌ها نیز دارای بافت گرانولار و به مقدار تقریباً مساوی حاوی پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم و هورنبلند و بیوتیت می باشد.در گرانیتوئیدهای فوق الذکر، تورمالین های سبزرنگ مشاهده می شوند. در مرحله پنوماتیک دگرسانی تورمالینی شدن ممکن است توسط ورود بوردر فضاهای خالی ویا شکستگی ها وواکنش با سنگ های دیواره، تورمالین هاتشکیل شوند ودر این هنگام، فلدسپاتها می توانند توسط تورمالین سبز-آبی وآبی جایگزین می شوند.گاهتورمالین ها در این جریان به جای بیوتیت ها جایگزین شده اند.در گرانودیوریت های قمصر، کانی های کوارتز به میزان فراوان، پلاژیوکلازها با ماکل پلی سنتتیک و دگرسانی سرسیتی و کائولینیتی شده، ارتوکلاز با ماکل کارلسباد و همچنین تورمالین های درشت سبزرنگ دارای زونینگ بسیار زیبا و با پلوکروئیسم معکوس به چشم می خورد. تورمالین های دارای زونینگ احتمالا در مراحل بعد از تبلور ماگما و در مرحله هیدروترمال و تحت تاثیر محلولهای سرشار از بور به وجود آمده اند و این زونینگ می تواند نشانه شرایط بی ثبات محیط تشکیل این کانی باشد و نیز دلیل بر اختلاط سیالات در سیستم های باز باشد.در این مجموعه، دگرسانی های سرسیتی و کائولینیتی شدن در زمینه (دگرسانی آرژیلیک) به همراه کلریتی شدن قابل مشاهده می باشد. تورمالین ها (و البته گروهی از کوارتزها) به صورت رگه به سنگ تزریق شده اند. همچنین در دیواره رگه، جانشینی تورمالین در فلدسپارها نیز صورت گرفته است. تورمالین و کوارتز بافت گرانولار دارند و حالت تعادل را نشان می دهند که بیانگر این است که تورمالین از سیالات غنی از بور و سیلیس به صورت مستقل تشکیل شده است. همچنین تورمالین ممکن است به عنوان یک کانی اولیه ماگمایی متبلور ویا به عنوان یک کانی در شرایط انتقال از مرحله سولیدوس تاخیری (ماگمایی)تا ساب سولیدوس آغازی (گرمایی) تشکیل شود(Burianek and Novak,2007). بر اساس مطالعات پتروگرافی، هورنفلس های مورد مطالعه حاوی کانی های آلبیت ،کردیریت،بیوتیت ،اپاک، اندالوزیت، کوارتز فراوان در قالب بلورهای ریز وبی شکل، مسکویت و کانی های ثانویه کلریت و تورمالین می باشند. آندالوزیت ها به صورت پورفیبروبلاست با طول های مختلف دیده می شوند و دارای ادخال های فراوان تورمالین ،مسکویت وبیوتیت می باشد. موسکویت ها حاوی ادخال های گرافیت و تورمالین ها به صورت بی شکل در حواشی مسکویت وبیوتیت و کردیریت دیده می شود. تشکیل تورمالین در نتیجه تاثیرمحلول های هیدروترمال غنی از بور می باشد. در امتداد رخ های بیوتیت های کلریتی شده، گاهی آثاری از اسفن های نسبتا درشت به چشم می خورد که نشانگر ارتباط نزدیک اسفن ها با بیوتیت های کلریتی شده می باشد. این اسفن ها متاسوماتیک و ثانویه می باشند. آثاری از زیرکن های دانه ریز با برجستگی بالا به عنوان کانی فرعی در مقاطع دیده شد.جهت شناسایی ترکیب شیمیایی تورمالین های مورد بررسی در توده های گرانیتوئید و هورنفلس های مورد مطالعه و مقایسه آنها با یکدیگر، نمونه ها مورد آنالیز نقطه ای قرار گرفتند. تورمالین (Tourmalin)یک ترکیب شیمیایی بور سدیم است که با عناصری مانند آلومینیوم، آهن، منیزیم، لیتیمیاپتاسیمترکیبشدهاست. فرمولعمومی آن(T6O18XBO3)3V3Wمی باشد.(Rosenberg1969).گستره پایداری تورمالین ها به عواملی مانند فعالیت بور، آلومینیوم ، تاثیر دما و فعالیت آب و حضور عناصری مانند آهن، فسفر،

فلور و منیزیوم بستگی دارد (Wolf and London, 1997). ترکیب شیمیایی تورمالین ها در گرانیتوئیدهای لوکوکرات عمدتا درمحدوده محلول جامد شورل- دراویت و فوئیتیت است. دروایت ها با مقادیر اصلی تا فرعی کلسیم و میزان های متغیری ازآهن وفلوئوربه عنوان تورمالین های غالب در کنتاکت خارجی و رگه های هیدروترمالی می باشد (Burianekand Novak, 2007).



شکل۱:الف) تورمالین های ریزدانه سبزرنگ سوزنی به همراه مسکویتب) زونینگ در تورمالین های گرانودیوریت های قمصر
ب وج) تشکیل تورمالین به خرج فلدسپارهای سریسیتی شده به همراه دگرسانی آرژیلیک در زمینه سنگ(XPL100)

آنالیزهای مایکروپروب تورمالین ها خصوصا در هورنفلس ها، نمایانگرمقادیر بالای Alدر تورمالین ها است و در موقعیت ساختاری X آن ها مقادیری جانشینیCa به جای Naقابل مشاهده است. این تور مالین هااغلب بوسیله متاسوماتیسم رسوبات به توسط محلول های هیدروترمال غنی ازBتشکیل میشوندویژگی های شیمیائی این تورمالین ها به ترکیب رسوبات اولیه بستگی داردورشد تورمالین در محیط غنی ازAlمنجر به تشکیل تورمالین های غنی ازآلومینیم می شود (Gallagher ; 1988).با بررسی فرمول شیمیائی عمومی تورمالین، دامنه تغییرات هرکاتیون دردیاگرام های Na/ CaNa+وFe /Fe+Mgمشخص شد. ترکیب شیمیائی آنهادر هورنفلس ها عمدتا در محدوده شورل- دراویت قرار گرفت که نمایان گرتبادلات کاتیونیFe وMgدرمقادیر ثابت Al وCaاست. در گرانیتوئیدهای قهرود و قمصر نیز عمدتا در محدوده شورل با تمایل به سمت Fe-Uviteواقع شده اند (شکل۲).



شکل۲: الف)نمودار رده بندی تورمالین های گوناگون بر پایه موقعیت Xومقادیر Ca,Na,kدر آنها
ب) تبادلات کاتیونی وتعیین ترکیب شیمیایی تورمالین(مکدونالد وهارتون،۱۹۹۵)در مناطق مورد بررسی با استفاده از دیاگرام Na/Na+Caدر مقابلFe/Fe+Mg

در شکل ۲ الف،بر پایه مقادیر Ca,Na,kدر تورمالین ها ونیز بود یا نبود فضای خالی در جایگاه Xآنها،تورمالینها را به سه دسته ،رده بندی می کنند(Hawthorne and Henry,1999)بر پایه این رده بندی تورمالین های گرانیتوئیدهای مورد مطالعه عمدتا در محدوده آلکالی تا کلسیک و تورمالین های مربوط به هورنفلس ها در گروه کلسیک ها واقع می شوند.

درنمونه های تورمالین مربوط به هورنفلس قهرود،همبستگی شدیدامعکوس بینCaوNa باتبادل برداری$Ca \rightleftarrows MgAl_2$ سازگاری دارد. افزایش مقادیر Caتاحدی توسط تبادلات یونی دیگری‌مثل:$CaMgNaAl, CaONa_{-1}(OH)_{-1}$و$Na_{-1}Ca_{0.5}$,Ca_{1}درسنگ های غنی ازAlمورد توجه هستند. با توجه به روابط معکوسی که بینCa وNaدرموقعییت ساختاری Xوجود داردگاهی عنصرAl نیز در این موقعیت قرار گیرد .تورمالین های خیلی دانه ریزموجود در هورنفلس ها از نظر ژئوشیمیائی دارای‌نسبتFeO/FeO + MgOحدود۰/۵۸تا ۰/۶هستندودرزیر میکروسکوپ دارای رنگ قهو ه ای می باشند.واین نسبت در تورمالینهای گرانیتوئید قهروداز ۰/۹۶تا۰/۹۸ودر قمصراز۰/۹۴تا۰/۹۷ می باشدو عمدتا به رنگ سبز وسیاه دیده می شوند.در محیط های هیدروترمال ، کلوئیدها و ژل ها توانائی قابل توجهی برای انتقال Al ،Siدارند که باعث می شوندتا زمینه برای ته نشست مستقیم سیالات هیدروترمال تورمالین دار آماده شود .همچنین این سیالات(سیالات غنی ازB) باعث یک سری تبدیلات کانی شناسی کلریت به تورمالیننیز می شوند(Fuchs and Lagache 1994). روابط ریز بافتی در هورنفلس های مورد بررسی، نمایان گرتشکیل تورمالین درارتباط با وقایع دگرگونی است تشکیل سری‌محلول جامد شورل-دراویت به جای بیوتیت و کلریت در پلیت های دگرگون شده منطقه نشان دهنده شکل گیری تورمالین هادر نتیجه واکنش سیالات غنی از B با آلومینو سیلیکات هامی باشد.

نتیجه :

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده نفوذی های قهرود و قمصرشامل فنوکریست های پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز و هورنبلند و بیوتیت به همراه کانی‌های فرعی اسفن، زیرکن و کانی‌های کدر می باشند. تجمعی از تورمالین های ریز وسوزنی شکل درمقاطع دیده شد. هورنفلس های منطقه حاوی کانی های آلبیت ،کردیریت،بیوتیت ،اپاک، اندالوزیت، کوارتز فراوان در قالب بلورهای ریز و بی شکل، مسکویت و کانی های ثانویه کلریت و تورمالین می باشند. این تور مالین هااغلب بوسیله متاسوماتیسم رسوبات به توسط محلو ل های هیدروترمال غنی ازBتشکیل میشوند.تورمالینی شدن توسط ورود بوردر فضاهای خالی ویا شکستگی ها و واکنش با سنگ های دیواره، رخ می دهد و در این هنگام، فلدسپاتها توسط تورمالین سبز-آبی و آبی جایگزین می شوند. تورمالین های دارای زونینگ احتمالا در مراحل بعد از تبلور ماگما و در مرحله هیدروترمال و تحت تاثیر محلولهای سرشار از بور به وجود آمده اند و نیز می تواند دلیل بر اختلاط سیالات در سیستم های باز باشد. ترکیب شیمیائی تورمالین در هورنفلس ها عمدتا در محدوده شورل- دراویت و در گرانیتوئیدها در محدوده شورل با تمایل به سمت Fe-Uviteواقع شده اند. تورمالین های مورد مطالعه در محدوده آلکالی تا کلسیک واقع می شوند. روابط ریز بافتی در هورنفلس های مورد بررسی، نمایان گرتشکیل تورمالین درارتباط با وقایع دگرگونی است. تشکیل سری‌محلول جامد شورل _ دراویت به جای بیوتیت و کلریت در پلیت های دگرگون شده منطقه نشان دهنده شکل گیری تورمالین ها در نتیجه واکنش سیالات غنی ازB با آلومینو سیلیکات هامی باشد.

منابع

۱-آهنکوب ،م،۱۳۸۲بررسی پترولوژیکی وزمین شناسی هاله دگرگونی توده ی گرانیتوئیدی قهرود ،پایان نامه کارشناسی ارشد ،دانشگاه اصفهان ،۱۴۴ص

۲-بدر،ا ،۱۳۹۱،مطالعات سنگ شناسی وکانی شناسی اسکارن های بخش شرقی گرانودیوریت قهرود (جنوب شرق قمصر ،استان اصفهان)پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه اصفهان

۳-درویش زاده، ۱۳۸۲،زمین شناسی ایران،۸۹۹ صفحه
۴-قلی نژاد ،ر،۱۳۹۳،کانی شناسی وژئو شیمی اسکارن های شمال شرق وشرق قهرود،پایان نامه کارشناسی ارشد،دانشگاه اصفهان
۵-شرافت،ش۱۳۸۵،پیدایش ژاروسیت در گرانودیوریت های دگرسان قهرود،مقاله چاپ شده در مجله زمین شناسی کاربردی دانشگاه آزاد زاهدان،۱۳۸۵

Refrence:

Burianek, D. and Novak.M., (2007) Compositional evolution and substitutions in disseminated and nodular tourmalinefrom leucocratic granites; Examples from the Bohemian massif Czech Republic, Lithos 95: 148–164.
Henry, D. J.andB. L. Dutrow,(1990).Ca substitution in Li-Poor aluminous tourmaline.Canadian Mineralogist28,p.111-124.
Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., LameyreLeBas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen,A., Woolley, A.R., Zanettin, B.,(1989). A Classification ofIgneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell, Oxford.
-Manning, D. A. C. (1982) Chemical and morphological variation in tourmalines from the Hub Kapong batholith of peninsular Tailand. Mineralogical Magazine 45: 139-147
Radfar, J. (1993) Explanatory text of Kashan. Geological Quadrangle Map 1:100000, No.6257, Geological Survey of Iran, Tehran.
London, D. and Manning, D. A. C., 1995- Chemical variation and significance of tourmaline from Southwest England. Economic geology,90(3), pp.495–519
Slack, J. F. and Trumbull, R. B. (2011) Tourmaline as a recorder of ore-forming processes. Elements 7: 321-326.
Wolf, M. B. and London, D. (1997) Boron in granitic magmas: stability of tourmaline in equilibrium with biotite and cordierite. Contributions to Mineralogy and Petrology 130: 12-30.

معرفی مسکوویت 2M1 هگزاگونال در گوهرسنگ فیروزه میدوک، کرمان

زهرا سلیمانی راد*، کارشناس ارشد پترولوژی، zahrasrad95.zsr@gmail.com

شیرین تندکار، دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشگاه شهید بهشتی

نیلوفر موسوی پاک، دانشجوی دکتری گوهرشناسی، دانشگاه لیون فرانسه

فریبرز مسعودی، عضو هیئت علمی مرکز و قطب گوهرشناسی دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی

چکیده

فیروزه یکی از مهمترین گوهرسنگ‌های شناخته شده کشور است و نیاز است خصوصیات انواع آن بیش از گذشته شناخته و معرفی شود. شناخت بهتر فیروزه‌های معدن میدوک کرمان می‌تواند در بررسی نحوه تشکیل، پی‌جویی و همچنین طبقه‌بندی فیروزه‌ها مورد استفاده قرار گیرد. همچنین یافتن کانی‌هایی با ویژگی‌های خاص می‌توانند در تفکیک فیروزه میدوک از دیگر فیروزه‌های ایران و جهان مورد استفاده قرار گیرند. در این مطالعه برای بررسی دقیق کانی‌شناسی و تعیین ویژگی‌های بلورشناسی از آزمایش پراش اشعه ایکس (XRD) برروی فازهای همراه با تورکوئیز در گوهرسنگ فیروزه معدن میدوک شهربابک استفاده شد. گوهرسنگ فیروزه معدن میدوک در سنگ‌های تراکی آندزیت و تراکی بازالت شامل فازهای کانیایی اصلی تورکوئیز، میکا، آلبیت، کوارتز، هووبنریت و اکسید آهن است. میکا از نوع بیوتیت و موسکوویت تعیین شد. نوع متداول موسکوویت مونوکلینیک است، اما مطالعات ساختار بلورین میکا در گوهرسنگ فیروزه حضور یک پلی تایپ کمیاب با نام مسکوویت 2M1 با ساختار بلورین هگزاگونال را نشان می‌دهد.

کلیدواژه: فیروزه شهربابک، XRD، مسکوویت 2M1 هگزاگونال، بلورشناسی

Introducing 2M1 hexagonal muscovite in the turquoise gemstone from Meydok, Kerman

Zahra Soleimani Rad*, Master of Science in petrology, Shahid Beheshti University

Zahrasrad95.zsr@gmail.com

Shirin Tondkar, PhD student in Shahid Beheshti University

Niloufar Mousavi Pak, PhD student in Lion University

Fariborz Masoudi, Member of Gemology Center, Shahid Beheshti University

Abstract

Turquoise is one of the most well-known gemstones in Iran and it is need to characterize more precisely. A better understanding of Kerman Maydok mine turquoise lead to information about its origin for easer exploration and classification of turquoise family. Also presence of minerals with specific characterization is a tool to identify Maydok turquoise from other turquoises in Iran and around the world. In this study, mineralogy and crystallography of the phases in Maydok turquoise gemstones investigated by XRD method. The turquoise gemstone of the Maydok mine hosted by trachyte andesite and trachyte basaltic rocks. The gemstone main minerals are turquoise, mica, albite, quartz, hübnerite and iron oxides. Mica crystals are biotite and muscovite types. The common form of muscovite is monoclinic, however, based on crystallographic features, this research presents that mica associated with turquoise in Maydok is an uncommon type of muscovite with hexagonal structure, which is a rare polyp type of muscovite and can be used as an identical key for turquoise gemstone from the Maydok mine.

Key Words: Turquoise, XRD, Shahr-e-Babak, Muscovite 2M1, Crystallography

مقدمه

فیروزه‌های ایران یکی از شناخته شده‌ترین فیروزه‌های جهان هستند؛ فیروزه در جهان از محبوبیت ویژه‌ای برخوردار است و قدمتی بیش از هفت هزار سال دارد (Fritsch et al. 1999). معادن فیروزه ایران و به طور خاص نیشابور بیش از دیگر معادن فیروزه‌ی ایران معرفی شده‌اند (منصوری گندمانی، ۱۳۹۵؛ Rezaian 2003 ؛ Sinkankas, 1966 ؛ Taghipour and Mackizadeh, 2014). در این مطالعه به بررسی دقیق‌تر ویژگی‌های بلورشناسی گوهرسنگ فیروزه معدن میدوک شهربابک پرداخته شده است. شناخت بهتر فیروزه‌های معدن میدوک کرمان می‌تواند در بررسی نحوه تشکیل، پی‌جویی و همچنین طبقه‌بندی فیروزه‌ها مورد استفاده قرار گیرد. یافتن کانی‌هایی با ویژگی‌های خاص می‌توانند در شناسایی فیروزه میدوک از دیگر فیروزه‌های ایران و جهان مورد استفاده قرار گیرند. مطالعات کانی‌شناسی براساس آزمایش پراش اشعه ایکس (XRD*) یکی از روش‌های مطالعاتی دقیق است که در این تحقیق برای بررسی دقیق کانی‌شناسی گوهرسنگ فیروزه‌های معدن میدوک شهربابک و به خصوص کانی مسکوویت استفاده شد.

معدن فیروزه میدوک از نظر جغرافیایی در فاصله ۴۲ کیلومتری شمال شرقی شهربابک و ۱۳۲ کیلومتری شمال غربی معدن سرچشمه در استان کرمان واقع شده است. از لحاظ زمین شناسی، منطقه شهربابک در زون ارومیه-دختر درکمربند متالوژنی ایران مرکزی و کمربند فلززایی کرمان همراه با فعالیت‌های آتشفشانی-نفوذی و پراکندگی کانسارهای پورفیری و رگه‌ای واقع شده است (آقانباتی، ۱۳۸۳).

سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری که به وسیله توده‌هایی نفوذی از جنس گرانودیوریت قطع شده است دارای سن ائوسن است و تحت تاثیر محلول هیدروترمال در منطقه‌ای وسیع دگرسان شده‌اند. کانی فیروزه در اعماق کمتر از ۲۰ متر داخل زون‌های شکستگی در اثر نفوذ محلول‌های گرمابی در شکستگی‌های سنگ‌های خروجی معدن مس میدوک تشکیل شده است (منصوری گندمانی، ۱۳۹۵).

* X-Ray Diffraction

فیروزه مورد بررسی به صورت رگه‌ای و در بعضی نقاط به طور محدود، توده‌ای دیده می‌شود، فیروزه این معدن در سنگ مادر تراکی آندزیت و تراکی بازالت حضور دارد و عموما همراه با پیریت و کالکو پیریت است (هاشمی تنگستانی، ۱۳۹۰).

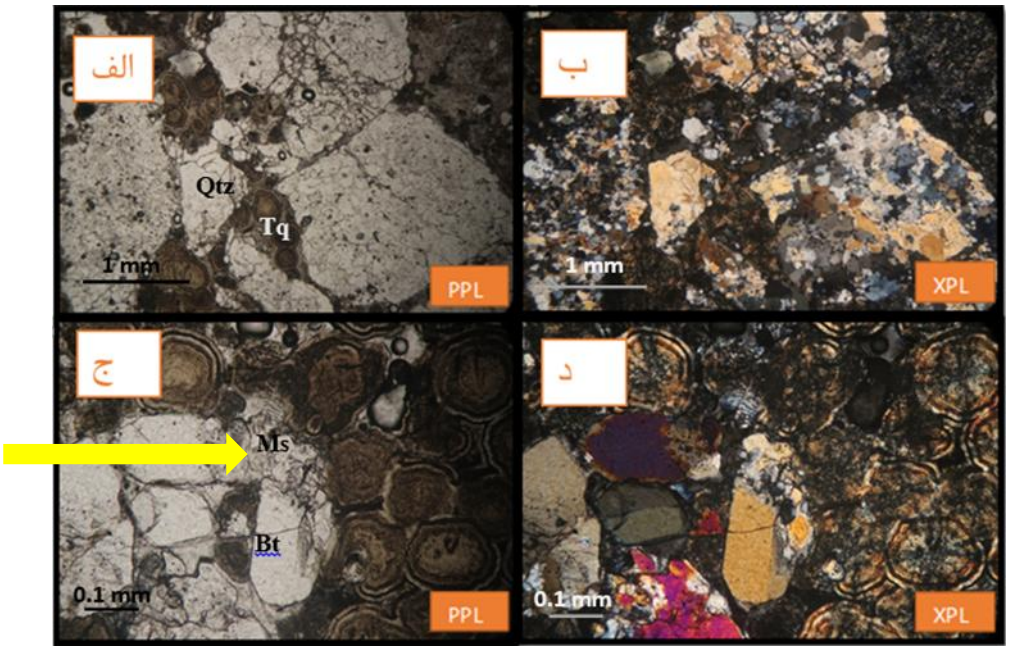
روش مطالعه

مطالعات زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و پتروگرافی بر روی نمونه‌های گوهرسنگ معدن فیروزه انجام گرفت. جهت مطالعه ساختار بلورین ۵ نمونه برای پتروگرافی و آنالیز XRD انتخاب گردید. پتروگرافی در آزمایشگاه گوهرشناسی مرکز گوهرشناسی و آنالیز XRD در آزمایشگاه پراش پرتو ایکس دانشکده شیمی دانشگاه شهید بهشتی انجام شد.

این مطالعه بر مبنای مطالعات تجزیه XRD بر پایه پراش پرتو ایکس و بر اساس قانون براگ* شکل گرفته است، با توجه به منحصر به فرد بودن طیف هر ترکیب امکان پیدا کردن فرمول هر نمونه مجهول به وسیله تجزیه XRD امکان پذیر است.

بحث و نتیجه‌گیری

مطالعه کانی شناسی حضور فازهای کانیایی اصلی تورکوئیز، میکا، آلبیت، کوارتز، هیوبنریت و اکسید آهن را نشان می دهد. برخی از کانیها مانند تورکوئیز، میکا، آلبیت وکوارتز در مقطع نازک قابل تشخیص بوده و دو نوع میکای مسکوویت و بیوتیت قابل تفکیک هستند (شکل ۱).

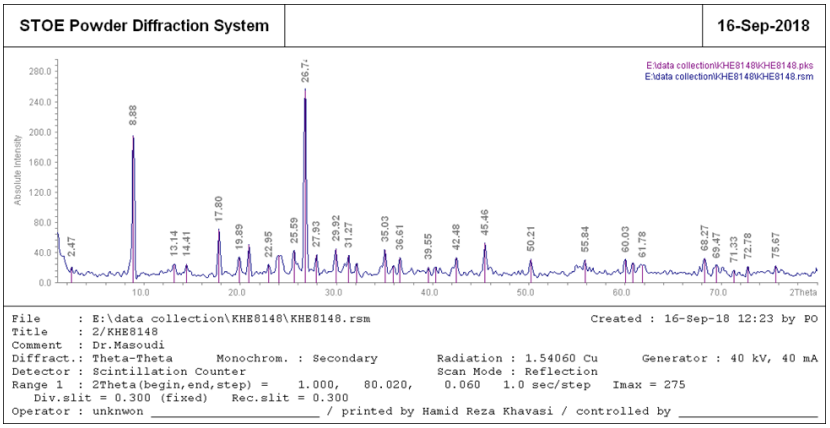


شکل ۱. تصویر میکروسکوپی گوهرسنگ فیروزه در دو نور XPL و PPL با بزرگنمایی 4X و 10X که حضور بارز کوارتز را نشان می‌دهد. الف، ب) کوارتز در کنار بافت اربیکولار فیروزه میدوک در دو نور متفاوت. ج، د) فیروزه، بیوتیت و مسکوویت در همان نما با بزرگنمایی 10X، بافت اربیکولار کاملا مشخص است.

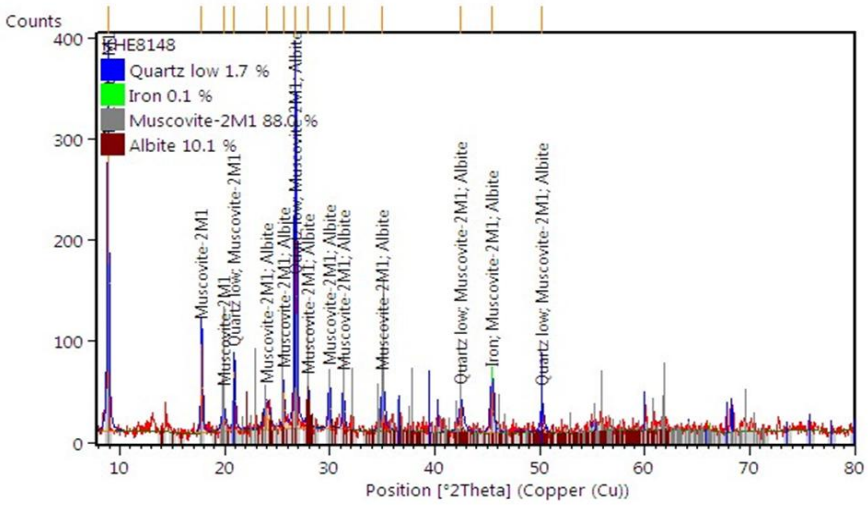
با توجه به تنوع کانی شناسی، بررسی پراش اشعه ایکس انجام شد. شکل ۲ داده‌های خام تجزیه XRD گوهرسنگ

* Bragg law

فیروزه میدوک را نشان می‌دهد و فازهای مختلف نمونه در شکل ۳ مشخص شده است. براساس تحلیل داده‌ها با نرم‌افزار x-pert، فازهای گوهرسنگ فیروزه تقریبا همانند مطالعات پتروگرافی، مسکوویت 2M1، آلبیت، کوارتز دما پایین، تورکوئیز و اکسید آهن می‌باشد.



شکل ۲. داده‌های خام تجزیه XRD گوهرسنگ فیروزه میدوک.



شکل ۳. نمودار تحلیلی XRD نمونه معرف.

بررسی‌های تجزیه XRD نشان می‌دهد کانی مسکوویت با ساختار بلورین متفاوت (جدول ۱) از دیگر انواع مسکوویت، در فیروزه‌های میدوک وجود دارد که مسکوویت 2M1 با ساختار هگزاگونال است.

جدول ۱. تعیین ساختار کریستالین کانی مسکوویت

a (sigma) [Å]	**5.194916**
b (sigma) [Å]	**5.194916**
c (sigma) [Å]	**20.030001**
Alpha (sigma) [°]	**92.911194**

Beta (sigma) [°]	**92.911194**
Gamma (sigma) [°]	**120.113518**

مسکوویت سیلیکات آبدار ورقه‌ای آلمینیوم و پتاسیم در خانواده میکا است که در سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی یافت می‌گردد. در گرانیت‌ها، مسکوویت یکی از کانی‌های اصلی می‌باشد و به ندرت در سنگ های آذرین با ترکیب حدواسط، مافیک و الترامافیک تشکیل می شود. سیستم اصلی کریستالین مسکوویت منوکلینیک است و به صورت اولیه یا ثانویه و همچنین در اندازه‌های متنوع یافت می‌گردد (Goven, 1970).

مسکوویت یک کانی هیدراته آلمینیوم و پتاسیم است که سیستم کریستالین منوکلینیک دارد، اما بر اساس تحلیل ساختمان بلورین کانی، مسکوویت مورد مطالعه هگزاگونال 2M1 است که یک پلی تایپ کمیاب از مسکوویت در گروه میکا است. حضور این کانی خاص می‌تواند ویژگی شاخص برای شناسایی فیروزه‌های معدن میدوک شهربابک است. مسکوویت هگزاگونال 2M1 از نوع دی هیدروکسیل است، به این معنی که با از دست رفتن گروه‌های هیدروکسیل اندازه سلول‌های مسکوویت 2M1 نسبت به نوع مونوکلینیک افزایش یافته است (Bargar, 1990؛ Bailey, 1984). این تبدیل می تواند به عنوان راهنمایی در شناخت بهتر شرایط تشکیل فیروزه استفاده شود.

برای تعیین نوع فیروزه‌ها ویژگی‌های متفاوتی مورد بررسی قرار می‌گیرد از جمله طیف رنگی فیروزه، نحوه‌ی تشکیل، کانی‌های همراه و نوع ناخالصی‌های موجود. در این تحقیق علاوه بر معرفی و بررسی دقیق کانی شناسی و بلورشناسی مسکوویت هگزاگونال 2M1 در گوهرسنگ فیروزه، معیاری برای تشخیص فیروزه میدوک نیز معرفی شد.

منابع فارسی

۱. آقانباتی، س. ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۲. منصوری گندمانی، ا.، ۱۳۹۵، پترولوژی و کانی‌شناسی معدن فیروزه نیشابور و مقایسه با فیروزه معدن میدوک کرمان، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت مدرس.

۳. هاشمی تنگستانی، س.، ۱۳۹۰، بررسی وضعیت زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز فیروزه در معدن مس پورفیری میدوک، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه شیراز.

References

1. Bailey, S.W., (1984). Micas. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy, 13, 1-57.
2. Bargar, J., (1990). Crystal chemistry of a 2M1, Muscovite, Honors thesis.
3. Fritsch, E., McClure, Sh., Ostrooumov, M., Andres, Y., Moses, T., Koivula, J., Kammerling, R., (1999). The Identification of Zachery-Treated Turquoise, Gems and Gemology, 1-13.
4. Goven, N., (1970). The crystal structiires of 2 M1 phengite and 2 M1 muscovite, Department of Geology, University of Illinois, Urbana, Illinois, Zeitschrift für Kristallographie,196-212.

5. Rezaian K., Noghreheian M., Makizadeh M.A., Sherafat SH., Geology and Genesis of Turquoise mineral indice Ali-Abad (Taft-Yazd), Research Journal of University of Isfahan "SCIENCE"(2003), 145-158.
6. Sinkankas, J., (1966). Mineralogy, Princeton (Van Nostrand), 426p.
7. Taghipour, B., Mackizadeh, M., (2014). The origin of the tourmaline-turquoise association hosted in hydrothermally altered rocks of the Kuh-Zar Cu-Au-turquoise deposit, Damghan, Iran, N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 61–77.

کاربرد شواهد میکروسکوپی در تشخیص یاقوتهای قرمزطبیعی از انواع مصنوعی

زیبا دلپسند*، موسسه توسعه گوهرشناسی ایران، ziba.delpasand@gmail.com

نیلوفر موسوی پاک، موسسه توسعه گوهرشناسی ایران، npak77@yahoo.com

فریبرز مسعودی، قطب و مرکز گوهرشناسی، دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی، f_masoudi@sbu.ac.ir

چکیده

به دلیل تشابه شیمیایی و ویژگی‌های گوهرشناسی یاقوت‌های قرمز طبیعی و انواع مصنوعی تفکیک آن‌ها به‌تنهایی توسط دستگاه‌های شناسایی گوهرشناسی مانند رفرکتومتر و پلاریسکوپ و ... امکان پذیر نمی باشد. در این تحقیق از شواهد میکروسکوپی در تشخیص یاقوت‌های قرمز طبیعی از مصنوعی استفاده شده است. دو نمونه یاقوت طبیعی و دو نمونه یاقوت مصنوعی، ابتدا با استفاده از ابزار گوهرشناسی و دستگاه آنالیز طیف‌سنجی رامان، آزمایش و مورد مطالعه قرار گرفتند. از آزمون‌های گوهرشناسی به‌دلیل یکسان بودن خواص فیزیکی و شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه نتیجه متفاوتی حاصل نشد. در بررسی به روش رامان اسپکتروسکوپی نیز به دلیل وجود عنصر کروم، پیک های مشابهی مشاهده می شود در نتیجه روش مناسبی جهت تفکیک نوع مصنوعی از طبیعی نمی باشد. بررسی میکروسکوپی در انواعی که با روش های مذکور متمایز نمی شوند، شواهد حاصل از ادخال‌های موجود، در هریک از نمونه‌ها تفاوت‌های مشخصی را به توجه به اصالت آن‌ها آشکار می‌سازد. شواهد میکروسکوپی بدست آمده از چهار نمونه مورد مطالعه نشان می‌دهد که یاقوت‌های طبیعی دارای ادخال‌هایی از نوع کریستال، سیلک که گاها همراه با منطقه‌بندی رنگی و همچنین کریستال های بسیار ریزی مشابه به اثر انگشت هستند، در صورتی که یاقوت‌های مصنوعی با توجه به روش ساخت دارای ادخال‌هایی از نوع مواد فلاکس بسیار ریز که همانند اثرانگشت متفاوت از نوع طبیعی، حباب‌ها و خطوط منحنی می‌باشند.

کلیدواژه: یاقوت، ادخال، شواهد میکروسکوپی، طبیعی، مصنوعی، رامان اسپکتروسکوپی

Use of microscopic evidence to identify natural red ruby from synthetic type

Ziba Delpasand*, Gemological Development Institute of Iran, ziba.delpasand@gmail.com

Niloofar Mousavipak*, Gemological Development Institute of Iran, npak77@yahoo.com

Fariborz Masoudi, Gemology Center, School of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, f_masoudi@sbu.ac.ir

Abstract

Natural and synthetic red ruby types present similar chemical and geological features and it is not possible to separate them by gemological instruments such as refractometer and polariscopic ,.. alone also it cannot be recognized by Raman spectroscopy due to their similar Raman peak. In this research microscopic evidence applied to identify ruby types. Two samples of natural ruby and two samples of synthetic type were first tested and studied by common gemological examination and Raman spectroscopy test. The similar results obtained from gemological test due to identical physical and chemical properties of the both types of studied specimens. Raman's report also presents similar peaks for those with similar chromium concentration. However, the microscopic examination leads to different features in natural and synthetic types. Natural rubies present crystal and silk-like inclusions that are sometimes look like finger print, as well as very fine-grained crystals, whereas synthetic rubies show ultra-fine flux with fingerprint pattern that are different from those in natural types. Bubbles and curved lines are also present.

Key Words: Ruby, inclusion, Microscope evidence, Natural, Synthetic, Raman spectroscopy

مقدمه

از گذشته طلا به‌عنوان یک کالای سرمایه گذاری سرمایه مورد توجه قرار میگرفته است و جواهرات به قشر خاصی از افراد جامعه تعلق داشته وتنها برخی از سنگ‌ها مانند الماس، زمرد، یاقوت سرخ وکبود به‌عنوان سنگ‌های قیمتی یا گوهر مورد استفاده قرار میگرفت. اما امروزه با توجه به شناخت افراد وگسترش میزان اطلاعات در زمینه گوهرسنگ‌ها، تنوع سنگ‌های مورد علاقه به‌طور وسیعی افزایش یافته و تجارت گوهرسنگ ها حجم بسیار بالایی را دارا است. (ادیب ۱۳۹۰) اما با وجود تنوع گوهرسنگ‌ها، یاقوت مانند گذشته دارای جایگاه ویژه‌ای در بین مصرف کنندگان است.

به دلیل تقاضای بالا، تلاش برای ساخت نمونه‌های مصنوعی یاقوت از دیر باز تا به امروز مورد توجه بوده است. اولین آزمایش‌های انجام شده جهت تهیه گوهرسنگ‌ها به‌صورت مصنوعی در سال ۱۸۱۹ توسط Clark صورت پذیرفت.(Hughes , 1997) سنگ‌های مصنوعی نمونه‌های عالی رشد بلور هستند. امروزه، رشد بلورها در مقیاس صنعتی بسیار پیشرفت نشان داده و علاوه برکاربرد آن‌ها در صنعت طلا و جواهر مصارف پزشکی و صنعتی فراوانی نیز دارند. یاقوت یک فرم بلوری از اکسید آلومنیوم (Al_2O_3) است و نام آن از کلمه Tamilکروندام مشتق شده است که از واژه‌ی سانسکیریت به معنای روبین است. حدود اوایل ۱۸۰۰میلادی این کانی را در گروه کانی‌های کروندوم آوردند (قربانی۱۳۸۲). یاقوت‌ها در رنگ‌های گوناگون دیده می‌شود و رخ ندارد. رنگ خاکه آن سفید و در سیستم هگزاگونال (تری‌گونال) متبلور می‌شود و پس از الماس سختی ۹ را دارد. به دلیل زیبایی و سختی بالا و ساختار ساده، تلاش برای تولید مصنوعی آن بسیار مورد توجه بوده است. درسال۱۸۳۷،Gaudin شیمیدان فرانسوی موفق به تولید بلور آلومین شد (Hughes , 1997) .در سال ۱۸۷۷ Fremy and Hautefeuille با استفاده از اکسید آلومنیوم و اکسید سرب و اضافه کردن یک ترکیب کروم، یاقوت‌های کوچک را تولید نمودند.JONES.& JOSEPH 1923). امروزه جهت ساخت و تولید یاقوت به‌صورت مصنوعی از روش‌های ذوب ومحلول استفاده می شود. لذا یاقوت از انواع گوهرسنگ‌ها است که بیش از ۱۰۰ سال تولید مصنوعی آن قدمت دارد. تولید انبوه آن باعث شده است که به میزان فراوان در صنعت طلا و جواهر استفاده شود. این در حالی است که ارزش انواع مصنوعی از انواع طبیعی کمتر و نیاز است در ارزشگذاری از یکدیگر تفکیک شوند.به دلیل شباهت بالای بسیاری از انواع مصنوعی با انواع طبیعی، روشهای معمول آزمایش مانند آزمون‌های متداول مانند ضریب شکست، وزن مخصوص و اسپکترومتری شواهد کافی را برای تفکیک قطعی آنها ارائه نمی‌دهد. اما با وجود تشابه شرایط تبلور انواع مصنوعی با طبیعی شواهدی میکروسکپی خاص تشکیل هر نوع در بسیاری از نمونه‌ها برجای می‌ماند. در این تحقیق ویژگی‌های گوهرشناسی و طیف رامان انواع یاقوت طبیعی و مصنوعی بررسی و شواهد میکروسکوپی متفاوت انواع آن بررسی و مقایسه شده است.

روش مطالعه

در این مطالعه ۴ نمونه یاقوت با منشاءهای متفاوت شامل دو نمونه یاقوت طبیعی و دو نمونه یاقوت مصنوعی که دارای مشخصات ظاهری تقریبا یکسان هستند استفاده شد. مشخصات نمونه ها در جدول ۱ آمده است

کد نمونه	تصویر نمونه	وزن(قیراط)	رنگ	توضیحات
SY-106		63.84ct.	pR	مصنوعی
SY-107		47.12ct.	VSLpR	مصنوعی
N-108		12.32ct.	pR	طبیعی
KN-109		15.06ct.	pP	طبیعی

جدول ۱- مشخصات نمونه های مورد مطالعه

مطالعات گوهرشناسی نمونه‌های مذکور، در آزمایشگاه موسسه توسعه گوهرشناسی ایران واقع در دانشکده علوم زمین دانشگاه شهید بهشتی انجام شد که شامل مشاهدات چشمی به صورت مسلح و غیر مسلح، مطالعه خواص نوری و چند رنگی، ضریب شکست، مشاهدات میکروسکوپی و وزن مخصوص می‌باشد.

مطالعات طیف سنجی رامان نیز در همان آزمایشگاه بر روی نمونه های مشابه صورت گرفت. دستگاه مذکور تولید شرکت تکسان مدل ((Takram P50C0R10) طول موج لیزر 532nm) از شرکت‌های مرکز رشد دانشگاه شهید بهشتی می‌باشد.

بحث و نتیجه‌گیری

مطالعات گوهرشناسی

یاقوت‌های طبیعی دارای سیستم تبلور هگزاگونال است، بنابراین به لحاظ شکل ظاهری قبل از تراش خوردن کاملا متفاوت از یاقوت‌های مصنوعی هستند که در نگاه اول کاملا قابل تفکیک می‌باشند اما انواع تراش خورده، به لحاظ خصوصیات فیزیکی و شیمیایی کاملا مشابه یکدیگر می‌باشند که با استفاده از روش‌های متداول گوهرشناسی نیز قابل تفیک نمی‌باشند. چرا که یاقوت-های مصنوعی نیز با همان ترکیب شیمیایی انواع طبیعی ساخته می‌شوند که حتی ضریب شکست نوری وچگالی‌آن‌ها همسان است (جدول ۲).. برای مثال جهت مطالعه ویژگی‌های نوری نمونه از پلارسکوپ استفاده شد و تمامی نمونه های مورد مطالعه دارای ویژگی یکسان نوری و ضریب شکست در بازه۱.۷۶۰-۱.۷۶۸هستند. همچنین در محاسبات وزن مخصوص نیز نتیجه مشابهی ظاهر می‌شود به طوریکه وزن مخصوص نمونه ها حدود ۵± ۴/۰۲ اندازه گیری شد. لازم به ذکر است که تمامی آزمون‌های فوق بر روی ۱۰ نمونه تصادفی دیگر نیز مورد آزمایش قرار گرفت که نتایج حاصل نیز مانند نمونه‌های اصلی بود. بنابراین برای تمایز دو نوع یاقوت طبیعی از مصنوعی بررسی شواهد میکروسکوپی آن‌ها نیز بررسی شد.

جدول ۲- مشخصات نمونه های مورد مطالعه

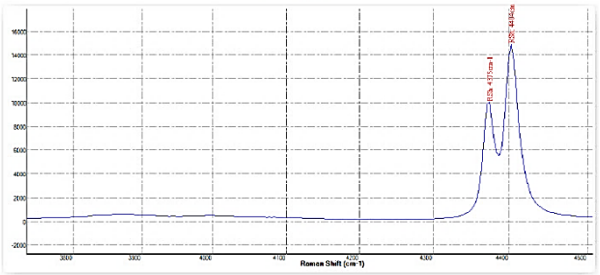
	Natural RUBY	Syn RUBY
Optic character	Uniaxial negative	Uniaxial negative
SR/DR/AGG	DR	DR
RI	1.762to1.768	1.762 to 1.768
SG	4.02(+0.10/0.05)	4.02 (+0.10/-0.05)
UV(lw- sw)	Weak- moderate	strong

مطالعات طیف سنجی رامان

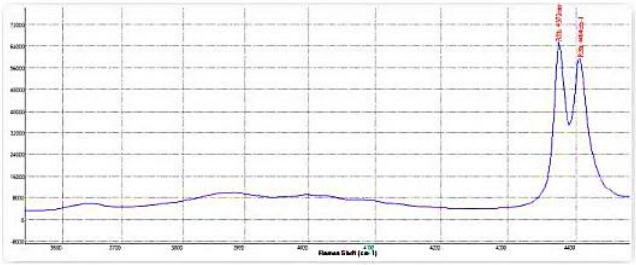
در مطالعه گوهرها و سنگ‌های بهادار، علاوه بر اینکه با آزمون‌های غیرتخریبی و تخصصی گوهرشناسی نظیر پلاریسکوپ، رفرکتومتر و وزن مخصوص؛ از روش‌های نوین دیگری مانند طیف سنجی رامان نیز استفاده می‌شود که امروزه از متداول‌ترین روش‌های مطالعه گوهرها است. طیف رامان اطلاعاتی را در مورد فرکانس‌های ارتعاش معمولی و ارتعاش مختلف و سطوح ارتعاشات مولکولی را آشکار می‌کند. بنابراین طیف‌سنجی رامان اغلب برای شناسایی گروه‌های اصلی در مولکول‌های سازنده مواد مورد استفاده قرار می‌گیرد. فرکانس ارتعاشی از یک گروه اصلی در مواد مختلف اثر یکسان دارد. طیف‌سنجی رامان، مطالعه‌ی نوعی از برهم‌کنش بین نور و ماده است که در آن نور دچار پراکندگی می‌شود. غالبا فوتون‌هایی که با مولکول‌ها برهم‌کنش می‌کنند، به‌طور الاستیک پراکنده می‌شوند به این پراکندگی، پراکندگی ریلی گفته می‌شود و فوتون‌های پراکنده شده همان طول موج نور فرودی را دارند. انرژی از دست داده شده ارتباط مستقیمی با گروه عاملی، ساختار مولکولی متصل به آن، نوع اتم‌های مولکول و محیط آن دارد. طیف‌های رامان هر مولکول منحصر به فرد است. از این رو می‌توان از آن مانند اثر انگشت در تشخیص ترکیبات مولکولی روی یک سطح، درون یک مایع یا در هوا استفاده کرد.

در مقایسه طیف رامان بدست آمده (شکل ۲)، در بازه 4000nm تا 4500nm دو پیک دیده می‌شود که نشانه پیک کروم می-باشد. از آنالیز نمونه‌ها می‌توان نتیجه گرفت که ویژگی‌های مولکولی و شیمیایی چهارنمونه انتخاب شده توسط آزمون رامان در انواع با میزان کروم مشابه، تغییرات فاحشی را نشان نخواهد داد.

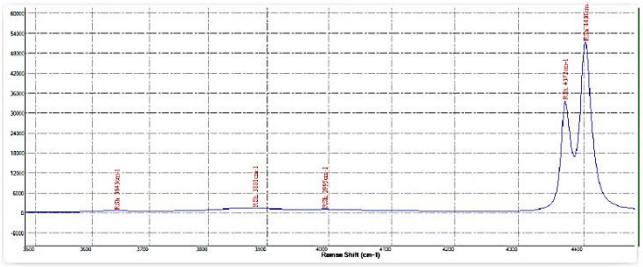
SY-106



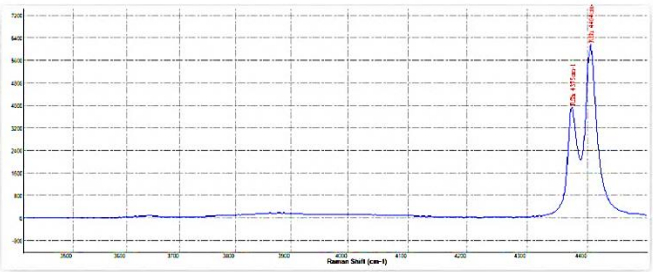
SY-107



N-108



N-109



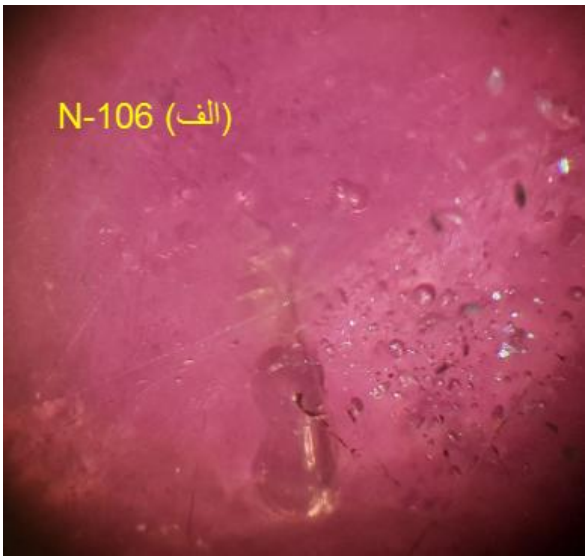
شکل۲-طیف رامان نمونه‌های مورد مطالعه. نتایج حاصله از تمام نمونه های با محتوای کروم مشابه، تغییرات کمی را نشان می دهند.

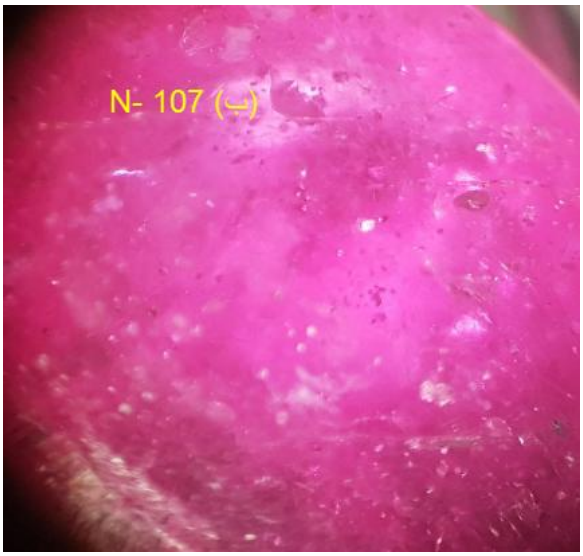
مطالعات میکروسکوپی

جهت مطالعه شواهد میکروسکوپی می‌بایست از میکروسکوپ گوهرشناسی دوچشمی استفاده نمود که امکان مشاهده با بزرگ نمایی 40x را دارا باشد. شواهد میکروسکوپی یاقوت‌های طبیعی و مصنوعی در بسیاری موارد متفاوت اما نزدیک به یکدیگر است.

ادخال‌های موجود در یاقوت‌های طبیعی شامل کریستال‌های از کانی‌های دیگر، پدیده اثر انگشت (فینگر پرینت) و سیلک می‌باشند که با زوایای خاصی در داخل یاقوت مهمان توزیع می‌شوند (شکل شماره.۴الف- ب). اما در یاقوت‌های مصنوعی بسته به نوع روش ساخت آن‌ها ادخال‌های موجود در آن‌ها متفاوت است و این تفاوت تنها توسط میکروسکوپ قابل تفکیک است. ادخال‌های موجود در یاقوت‌های مصنوعی نوع Flux تا حدودی نزدیک به ادخال‌های موجود در سنگ‌های یاقوت طبیعی می‌باشند چرا که نحوه قرارگیری مواد فلاکس در یاقوت مصنوعی شبیه پدیده اثر انگشت موجود در سنگ یاقوت طبیعی است. اما در روش ساخت یاقوت مصنوعی به روش(F.F) ادخال‌های موجود در آن‌ها به صورت خطوط محدب است که می‌توانند همراه حباب باشند و طرز قرار گرفتن حباب‌های موجود در آن‌ها نیز تابع نظم خاصی و بسیار حائز اهمیت است (شکل شماره۵ ج- د).

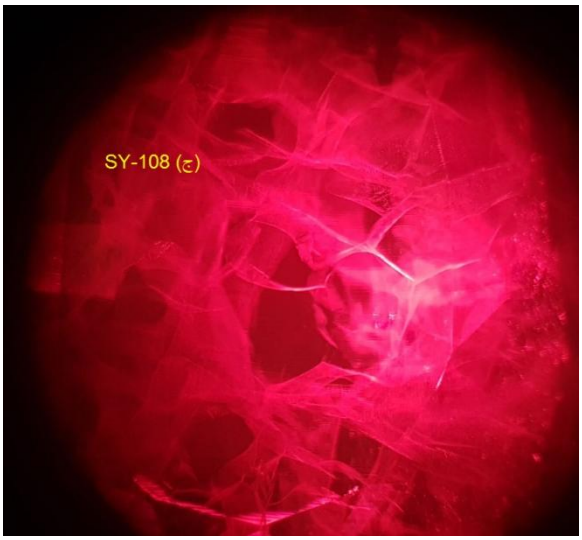
شکل ۴-تصاویر شواهد میکروسکوپی در یاقوت‌های مورد مطالعه با بزرگنمایی 20x، الف وب) وجودکریستال وشواهدی از اثر انگشت در

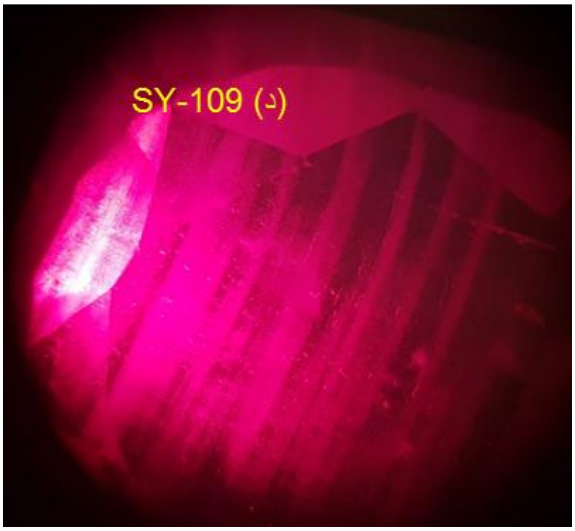




یاقوت‌های طبیعی

شکل ۵-تصاویر شواهد میکروسکوپی در یاقوت‌های مورد مطالعه با بزرگنمایی 20x، ج ود) شواهدی از اثر انگشت ووجود حباب در یاقوت-





های مصنوعی

نتیجه‌گیری

یاقوت یکی از سنگ‌های قیمتی با تجارت بالا است. سختی و زیبایی آن باعث شده است که تولید انواع مصنوعی آن در مقیاس صنعتی بیش از یک قرن قدمت داشته باشد. از اینرو انواع مصنوعی به وفور در بازار موجود است و با توجه به تفاوت قیمت نیاز است که قبل از خرید و فروش، گوهر یاقوت به خوبی بررسی و نوع مصنوعی یا طبیعی بودن آن تعیین شود. پتروگرافی و بررسی شواهد میکروسکپی ابزار مناسبی است که می تواند برای تعیین اصالت یاقوت در کنار سایر آزمون های متداول گوهرشناسی و بررسی های رامان مورد استفاده قرار گیرد.

منابع فارسی

- قربانی، منصور، موسوی پاک، نیلوفر، سنگ‌ها وکانی‌های گرانبها (گوهر) وجایگاه آنها درایران، انتشارات آرین زمین
- ادیب، داریوش، (۱۳۹۰)، گوهرهای شگفت انگیز جهان، انتشارات پازینه
- عرب اسدی، محمد حسن، (۱۳۹۰)، راهنمای مصور وجامع سنگ‌های قیمتی، انتشارات پازینه

References

Jones, E. L.& Umpleby, J.B. Geology and oredeposits of Shoshone county, idaho 1923

Hughes , R. W. (1997). Ruby & Sapphire. Rwh Pub.

Read , P. G. (2008). Gemology. NAG Press.

Umpleby , J. B., & Jones, E. L. (1923). Geology and ore deposits of Shoshone County, Idaho. Govt. Print. Off.

http://gemresearch.ch

https://www.gia.edu

https://www.mindat.org

http://www.lapigems.com

https://www.americangemsociety.com

http://www.yourgemologist.com

https://gemologyonline.com/chelsea_filter.html

مطالعه ویژگی‌های کانی‌شناسی و گوهری کریزوپراز بلوچستان جنوب شرق ایران

پریسا هادی‌پناه[۱]، مهدیس رش‌بر[۱]، سیده‌سارا بدیعی[۱]، زیبا دلپسند[۲] و بهمن رحیم‌زاده*[۱و۲]
(B.rahimzade59@gmail.com)
[۱]گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
[۲]مرکز گوهر شناسی، دانشگاه شهید بهشتی

چکیده

کریزوپراز گونه‌ای از خانواده کلسدونی نهان‌بلور است که در استان سیستان و بلوچستان، جنوب شرقی ایران، یافت شده است. این کانی بهمراه مجموعه‌های ولکانیکی مافیک با دگرسانی بالا بصورت ثانویه در حفره‌ها و شکستگی‌ها تشکیل شده است. در این مطالعه ویژگی‌های کانی‌شناسی و گوهرشناسی این کانی مورد بررسی قرار گرفته شده است. در مطالعات پتروگرافی کانی‌های کوارتز، کلسیت، کلریت، اپیدوت، آهن و مس در همراهی این کانی یافت می‌شود. این کانی با ویژگی‌های گوهرشناسی مانند رنگ سبز تیره تا سبز روشن، شاخص‌های انکساری ۱/۵۳۹، وزن مخصوص ۲/۵۸، سختی ۶/۵ تا ۷، و طیف رامان شناسایی و مشخص شده است.

کلیدواژه: کریزوپراز، گوهرشناسی، بلوچستان.

Study of mineralogy and gem characteristics of Chrysoprase Baluchestan in southeastern Iran

Parisa Hadipanah[1], Mahdis Rashbar[1], Seyedeh Sara Badiee[1], Ziba Delpasand[2] and Bahman Rahimzadeh[1and2] * (B.rahimzade59@gmail.com)
1 Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University
2 Center for Gemology, Shahid Beheshti University

Abstract

Chrysoprase is a variety of cryptocrystalline chalcedony that has been founded inSistan, and Baluchistan province, southeast of Iran. This mineral has been formedsecondarily in veins and fractures within or associated with high degree alteration of mafic volcanic. Mineralogical and gemologicalChrysoprase properties has been studied in this article. Minerals such as Quartz, Chlorite, Epidote, Iron and copper is finding with chrysoprase in petrographic studies. This mineral is determined by gemological properties such as color (pale green to deeply saturated green), refractive index (1.539), specific gravity (2.58), hardness (6.5 to 7) and Raman spectrum.

Key Words: Chrysoprase, Gemology, Baluchistan.

مقدمه

خانواده کلسدونی یکی از گسترده‌ترین خانواده‌های سیلیکات‌ها است که در دو گروه نهان‌بلور و بلوری رخ می‌دهند. کریزوپراز گونه‌ای از خانواده کوارتز نهان‌بلور است که به همراه اکسیدهای نیکل در نهشته‌های کم‌عمق و سنگ‌های مافیک آلتره‌شده، در حفره‌ها و شکستگی‌ها یافت می‌شود (King, 2019). اسم کریزوپراز از کلمه‌ای یونانی به معنای سیب طلایی یا تره فرنگی طلایی گرفته شده‌است. کریزوپراز نخستین بار در قرن هجدهم در لهستان مشاهده شد. امروزه در دنیا نهشته‌های کریزوپراز کمتر پیدا می‌شود با این وصف، این کانی در استرالیا، لهستان، قزاقستان، برزیل، تانزانیا، ترکیه، ایالت متحده آمریکا (کالیفرنیا) و میانمار یافت شده است (King, 2019).کریزوپراز در زمان قدیم کاربرد تزئیناتی در مصنوعات داشته‌است به عنوان مثال در قرن چهاردهم امپراطور رومانی، چارلز

چهارم، از آن برای تزئین کلیساها نظیر کلیسا SaintWenceslasدر پراگ استفاده کرده بود (Hatipoğlu, Ören, Kibici, 2011).

کریزوپراز تاکنون در ایران بصورت رسمی گزارش نشده است. این کانی در جنوب شرقی ایران در بلوچستان در برخی معادن پلی متال آهن-مس پیدا می‌شود. کریزوپراز می‌تواند با سایر انواع گونه‌های نهان‌بلور و آمورف کوارتز مانند اپال همیافتی داشته باشد. این کانی به رنگ‌های سبز روشن، سبز ترەفرنگی و سبز مایل به زرد کمرنگ تا تیره در همراهی دیگر کانی‌های پریدوتیت، دونیت و سرپانتینیت دیده می‌شود (King, 2019). این کانی در حفره‌ها، شکستگی‌ها و رگه‌ها یافت می‌شود که معمولاً این شکستگی‌ها کمتر از یک اینچ و به‌ندرت، طولی متجاوز از چندین فوت دارد. بنابراین استخراج کریزوپراز در حد کیلوگرم است نه در حد تن.

اگرچه کریزوپراز از انواع با ارزش کلسدونی است ولی به ندرت در بازار گوهر مشاهده می‌شود؛ زیرا سنگی که دارای رنگ و اندازه استاندارد باشد، در مقادیر بزرگ فراهم کردن آن، دشوار است (King, 2019). امروزه بیشترین کاربرد این کانی در ساخت مهره، کابوشن (نوعی شکل تراش کانی)، اشیای تزئینی و سنگ‌های دکوری لوکس در دکوراسیون داخلی است. اگرچه تعداد زیادی کلسدونی معمولی را سبز، رنگ می‌کنند و به اشتباه به عنوان کریزوپراز عرضه می‌کنند (King, 2019).

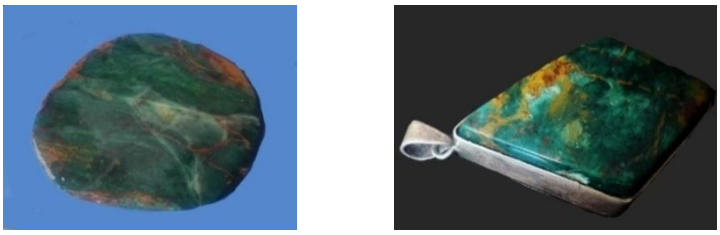
مهمترین نتایج مطالعات گذشته کانی‌شناسی و گوهرشناسی برروی نمونه‌های کریزوپراز بصورت زیر می‌باشد: نتایج آزمایشRaman spectroscopyشامل: ۱) تمام نمونه‌های کریزوپراز آزمایش‌شده، ساختار تیپیک میکروکریستالین کلسدونی را نشان می‌دهد. ۲) تطابق میان شدت رنگ و رامان در نمونه‌های آزمایش‌شده مشاهده نشده است. ۳) اکثر پیک‌های محاسبه‌شده با پیک‌های شاخص کوارتز α همپوشانی دارد. (Korybska.I, 2015)،در مطالعه کریزوپراز-پراز اپال‌های هانتی در مرکز تانزانیا مطالعات گسترده‌ای روی ویژگی‌های این گوهر انجام داده‌اند که یکی از نتایجEDXRFنشان می‌دهد کریزوپراز حاوی مقدار عمده‌ای از Siو اندکیZn ،Ni وFe است. (Shigley et al., 2009)در آنالیزAtomic absorption spectrophotometric (AAS)که توسط دستگاه‌هایRayner prisn spectroscopeوOPL diffraction grating spectroscope انجام شده است، هر دو دستگاه در نشان‌دادن تمایز خطوط یا نوارهای جذب کریزوپرازهای آزموده‌شده ناتوان بوده‌اند(Kinnunen, Malisa, 1990).

ویژگی‌های زمین‌شناسی منطقه

جنوب شرق ایران به لحاظ ساختاری جزو زون شرق ایران قرار دارد (Schtoklin, 1968) که در این زون افیولیت‌های شرق ایران بهمراه ماگماتیسم مزوزوئیک و بویژه سنوزوئیک در یک زمینه دگرگونی قرار گرفته اند. مجموعه‌های آذرین سنوزوئیک در منطقه که بصورت پی در پی در زمین افیولیت‌ها و دگرگونه‌های قبل از خود نفوذ کرده‌اند، مجموعه‌های دگرسانی و کانی‌زایی زیادی را در منطقه ایجاد کرده است که از آن جمله می‌توان به کانسارهای متعدد آهن و مس در منطقه اشاره کرد. بخشی از دگرسانی‌های همراه این معادن دگرسانی‌های سیلیسی می‌باشد که در همراهی عناصر مس و آهن بصورت بارز و عناصر نادرتر مانند نیکل و عناصر سنگین همراه مجموعه‌های آذرین مافیک و الترامافیک دیده می‌شوند.

در دگرسانی‌های فوق ذکر در منطقه بلوچستان رگه‌های سیلیسی متعددی دیده می‌شود که برخی از این رگه‌ها حاوی کریزوپراز هستند. در بیشتر موارد رگه‌های موجود کریزوپراز ندارند و یا کریزوپراز با پتانسیل مناسب دیده نمی‌شود، با این وجود در برخی از آنها به لحاظ کانی‌های همراه و رنگ قابلیت مناسبی جهت مطرح‌شدن در صنعت

گوهر را دارند. در زون دگرسانی سیلیسیک که مقدار سیلیس فراوان بوده، تشکیل رگه‌های سیلیسی فراوان را می‌دهد؛ وجود عنصر مس می‌تواند موجب تشکیل کریزوپراز شود.



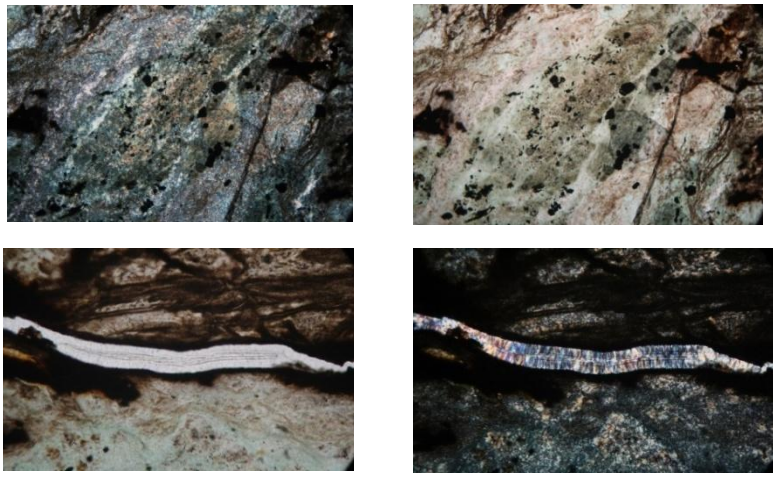
شکل۱- کانی کریزوپراز، الف) در نمونه دستی و ب) در تراش لوزی

ویژگی‌های کانی‌شناسی

کریزوپراز با فرمول شیمیایی SiO_2از جمله انواع کلسدونی است که همانند سایر کلسدونی‌ها بوسیله‌ی سختی، رنگ و شاخص انکساری چگال شناخته می‌شود (Berry et al., 1958). از جمله ویژگی‌های فیزیکی کریزوپراز می‌توان به سیستم تبلور آن اشاره کرد که با توجه به فرم تبلور(کوارتز α^* یا کوارتز $\beta^\dagger$)، می‌تواند سیستم تبلورهای تری‌گونال یا هگزاگونال را نشان دهد. از دیگر ویژگی‌های شاخص این کانی می‌توان به رنگ آن اشاره نمود که غالباً سبز تیره تا سبز کمرنگ است. در گذشته فرض بر این بود که رنگ سبز کریزوپراز به دلیل ترکیبات میکروسکپی نیکل سبز (Ni^{2+}) بوده است. برخی از محققان این ترکیبات را اکسید نیکل پیشنهاد داده‌اند (احتمالاً کانی بنزنیت[‡]) اما نتایج مطالعات high-magnification imaging وspectroscopic این نظر را رد کرد (Heflik et al.,1989). اکثر محققان عامل این رنگ را به چارچوب سیلیکات نیکل آبدار (کرولیت[5]) یا کانی‌های رسی حاوی نیکل (مانند گارنیریت[**]، لیزاردیت[††] یا ساپونیت[‡‡]؛) نسبت داده‌اند (Rossman, 1994, Nagase et al., 1997., Dyrek et al., 2001., Sachanbinski et al., 2001., Sojka et al., 2004). این ترکیبات نیکل به صورت ذرات کلوئیدی کوچک که به صورت انکلوزیون درون ماتریکس سیلیسی میزبان پراکنده شده‌اند. حضور مقدار اندکی آهن (Fe^{3+}) می‌تواند رنگ کریزوپراز را به سبز مایل به زرد تغییر دهد. نمونه‌های سبز مایل به زرد کمرنگ می‌تواند حاوی ۰/۲ تا ۱ درصد وزنی و نمونه‌های سبز تیره می‌تواند حاوی بیش از ۰/۵ درصد وزنی نیکل اکسید باشد. نیکلی که رنگ سبز کریزوپراز را ایجاد می‌کند، از هوازدگی سنگ‌های اولترامافیک آلتره‌شده نظیر پریدوتیت، دونیت و سرپانتینیت آزاد می‌شود (King, 2019). قرارگیری طولانی‌مدت بعضی از نمونه‌های ناپایدار کریزوپراز در معرض نور خورشید، می‌تواند باعث محوشدن رنگ آن شود. بنابراین نمونه‌هایی زیرسطحی نمونه‌های بهتری هستند درحالیکه نمونه‌های یافت‌شده در سطح زمین بی‌رنگ شده‌اند. رنگ نمونه‌های قرار گرفته در معرض رطوبت، مجدداً به حالت اولیه برمی‌گردد (King, 2019) که می‌تواند بواسطه وجود یا عدم وجود آب رنگ نمونه تغییر کند. ویژگی‌های فیزیکی و کریستالوگرافی کانی کریزوپراز به صورت مقایسه‌ای میان نمونه آزمایش شده با سایر نمونه‌ها در جدول ۱آورده شده است.

---

[*] Low Quartz
[†] High Quartz
[‡] Bunsenite
[5] Garnierite
[6] Lizardite
[7] Saponite
[4] Kerolite



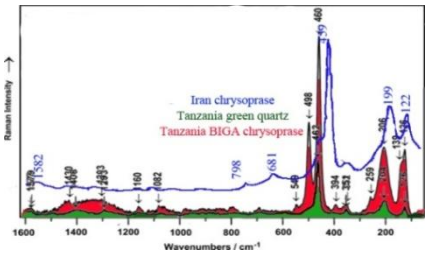
شکل۲-تصاویر مقطع پتروگرافی از کریزوپراز بلوچستان. دوعکس بالایی) کریزوپراز با میانبارهای کوارتز بلوری، کانی‌های اپک. دو عکس پایینی) رگه کوارتز با فرم بلوری و همچنین کوارتز با فرم شعاعی در مقطع بخوبی دیده می‌شود.

جدول۱- ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شناسی کریزوپراز بلوچستان

Physical data		**Tested chrysoprase**	**Other samples**
Crystallization system		Hexagonal	Hexagonal (Trigonal)
Color		Deep green	Light green, Pale yellowish green to deeply saturated green
Streak		White	White
Luster		Vitreous disposedgreasy	Vitreous, greasy
Transparency		Opaque	Translucent, Opaque
Refractive Index		1.539	1.530-1.543
Hardness		6.5-7	6.5-7
Specific Gravity		2.58	2.58-2.64
cleavage		-	-
Fracture		Conchoidal	Conchoidal
Fluorescence	LW	inert/365 nm	
	SW	Inert/254 nm	
Aggregates		Massive	Massive, Reni form, shelled, disseminated
Similar Minerals			Gem silica, green quartz, Prehnite, Prasiolite
Occurrence		In Copper ore deposite	In nickel ore deposite, Related to metaophiolite and Ultramafic metamorphism

رامان اسپکترومتری

آنالیز رامان اسپکترومتری روی کانی کریزوپراز در مرکز گوهرشناسی دانشگاه شهید بهشتی انجام گرفت. طیف رامان بدست آمده با طیف رامان کوارتز سبز و کریزوپراز تانزانیا مقایسه شده و در شکل ۳ نشان داده شده است.



شکل۳- طیف رامان اسپکترومتری کریزوپراز بلوچستان و مقایسه آن با کریزوپراز و کوارتز سبز هانتی در تانزانیا.

همانطور که دیده می‌شود پیک‌های کریزوپراز ایران با کریزوپراز تانزانیا شباهت بسیار زیادی دارد. از جمله پیک‌های مهم به ترتیب در حدود ۴۶۰، ۲۰۰، ۱۲۲ و ۱۵۸۰ نانومتر هم‌پوشانی بسیار بالایی دارند. در حالی که هر دو کریزوپراز ایران و تانزانیا با کوارتز سبز تانزانیا در میزان ارتفاع پیک و برخی از آن‌ها با هم تفاوت‌هایی را نشان می‌دهند.

ویژگی‌های گوهرشناسی

جهت بررسی پتانسیل تراش و کیفیت محصول ناشی از کریزوپرازهای بلوچستان تعدادی نگین در کارگاه تراش مرکز گوهرشناسی دانشگاه شهید بهشتی برش و تراش داده شد (شکل۴). همانطور که دیده می‌شود این گوهر دارای رنگ سبز تیره با تن رنگ بالا است که رگه‌های زرد، نارنجی تا سیاه در آن دیده می‌شود که غالباً اکسیدهای آهن از جمله لیمونیت و هماتیت است. کانی‌های اکسید فلزی خودشکل ولی ریزتر نیز در بطن سنگ دیده می‌شوند. در مواردی که اکسیدهای ثانویه آهن از جمله لیمونیت بصورت کمپلکس بوده و حاوی مقداری رس و سایر موارد سست است در حین پولیش کار دچار خوردگی جزئی و گاهاً شکستگی می‌شود. ولی در مجموع در درصد کمی از سنگ مشکل شکستگی وجود دارد. ویژگی‌های گوهری کریزوپراز مورد مطالعه در جدول ۲ ملاحضه می‌شود. در این جدول ویژگی‌های این گوهر با گوهرهای مشابه مقایسه شده است.




شکل۴- نمونه‌هایی از تراش گوهر کریزوپراز بلوچستان

جدول ۲- ویژگی‌های گوهری کریزوپراز بلوچستان

Refractive Index	1.530 to 1.543
Optical Character	Uniaxial/+
Birefringence	up to 0.004
Pleochroism	Absent
Dispersion	None

سپاسگزاری

بدینوسیله نویسندگان این مقاله از خانم زیبا دلپسند در مرکز گوهرشناسی به واسطه مطالعه ویژگی‌های گوهرشناسی و آقای مهندس مهدوی بواسطه انجام رامان اسپکترومتری در مرکز گوهرشناسی دانشگاه شهید بهشتی تشکر و قدردانی می‌نمایند.

نتیجه‌گیری

کانی کریزوپراز در مجموعه‌های دگرسان شده مافیک-الترامافیک در جنوب شرق ایران یافت می‌شود. این کانی در بین رگه‌های کوارتز و در دگرسانی های سیلیسی و با کانی های کوارتز، کلسیت اکسید آهن و مس همیافتی دارد. از جمله ویژگی‌های شیمیایی این کانی می‌توان به سبز رنگ بودن آن اشاره کرد که ناشی از انکلوزیون‌های کانی‌های نیکل‌دار اکسید شده و آب است. این کانی در مواردی که رنگ سبز به اشباعیت کافی رسیده باشد، دارای پتانسیل گوهری است و قابلیت خوبی برای تراش بصورت دامله و کارهای فانتزی و ترکیب دارد. نظر به وضعیت نامناسب معیشتی به لحاظ طبیعی و خشکسالی در مناطق مذکور می توان از صنعت گوهر در منطقه بلوچستان بعنوان یکی از مشاغل خانگی و کم هزینه، بعنوان جایگزین مشاغل از دست رفته بهره گرفت.

References

1) Klein.C and Hurlbut.Jr.c.s, (1977) Manual of mineralogy, John Wiley and sons, inc, 20 Edition
2) Bauer.J (Naglova.Z), A field guide in color to minerals, rocks and precious stones, Octopus, 1974, page 297
3) Hatipoğlu.M, Ören.U, Kibici.Y, Micro- raman spectroscopy of gem-quality chrysoprase from Biga–Çanakkala region of Turkey, 2011, page 273.
4) Korybska.I, Studies of chrysoprase and microcrystalline, mining science, 2015, vol 22, pages 2139-2145
5) Shigley.J.E, Laurs.B.M, Renfro.N.D, Chrysoprase and prase opal from Haneticenteral Tanzania, Notes and newtechniques, 2009
6) Kinnunen.K.A and Malisa.E.J, Gem-quality Chrysoprase from Haneti-Itiso area central Tanzania, 1990
7) Herve.N, standard tests limited-blue chart gem identification, Lazzarelli, 2010, page7
8) Wenk.H.R and Bulakh.A, Minerals their constitution and origin, Cambridge university press, page 327
9) www.bwsmigel.info/geol.115.essays/gemology.chrysoprase.html,Barbara w.smigel, 2012
10) Hobart M. King, 2019, https://www.Gemdat.org

مطالعه ی ویژگی های کانی شناسی و گوهری واریسکایت در معدن کوشک، ایران مرکزی

نویسنده مسئول: بهمن رحیم زاده*، وابستگی سازمانی، B_Rahimzadeh@sbu.ac.ir
سایر نویسندگان: سیده سحر رئیس زاده، زیبا دلپسند

چکیده

واریسکایت با فرمول شیمیایی Al[PO4].2H2O جزو کانی های فسفات دار و گروه واریسکایت ها می باشد که در معدن کوشک واقع در زون ایران مرکزی یافت شده است. این گوهرسنگ بصورت ثانویه با ته نشست مستقیم آب های زیرزمینی فسفات داری که با سنگ های غنی از آلومینیوم واکنش داده است به وجود آمده و در درز و شکستگی تشکیل شده است. در این مطالعه ویژگی های کانی شناسی و گوهر شناسی این کانی با تهیه ی مقطع و مطالعات گوهرشناسی مورد بررسی قرار گرفته است. شیل سنگ میزبان این گوهر سنگ است و در مطالعه ی پتروگرافی کانی کوارتز، اکسید اهن در همراهی این کانی یافت می شود. واریسکایت های معدن کوشک ایران مرکزی با ویژگی های گوهرشناسی مانند رنگ سبز تیره تا سبز روشن، شاخص های انکساری ۱/۵۸۲، وزن مخصوص ۲/۵۷، سختی آن ۲/۵ تا ۵ و طیف رامان شناسایی و مشخص شده است

کلیدواژه: واریسکایت، معدن کوشک، ایران مرکزی، گوهرشناسی

The mineralogical and gemological characterization of koshk mine variscaite, central of Iran

First Author: Bahman Rahimzadeh, B_Rahimzadeh@sbu.ac.ir
Other Authors: Seyedeh Sahar Raeiszadeh, Ziba Delpasand

Abstract

Variscite with the Al [PO4] .2H2O chemical formula classified in the phosphate-bearing minerals and variscite grou. This mineral found in the Koshk mine from the Central Iranian zone. This Gemstone was formed by direct deposition of phosphate-bearing groundwater that reacted with aluminum-rich rocks and formed in seams and fractures. In this study, the Koshk variscite mineralogical and characteristics studied by petrography and gemological charactrization. In the petrographic study, quartz minerals, iron oxide and shale are found in association with this mineral. Koshk mine variscites have been identified by gemstone charactrization such as dark green to light green, refractive indices of 1.582, specific gravity of 2.57, hardness of 3.5 to 5 and Raman spectra.

Key Words: Variscite, Gemology, Koshk Mine, Central Iran.

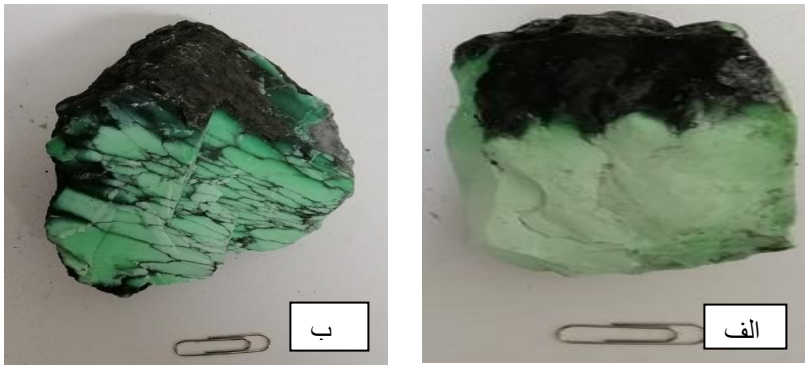
مقدمه

واریسکایت برای نخستین بار سال ۱۸۳۷ توسط Barstow و در کشور آلمان کشف شد. نام های دیگری مانند Amatrice، Chlor-utahlite، Utahlite نیز برای این سنگ پیشنهاد شده است. واریسکایت غالبا به عنوان یک ماده ی معدنی ثانویه در درز و شکاف سنگهای اطراف و به شکل رگه ای و توده های درشت گرد در حفره ها ایجاد می شود و ممکن است با کوارتز همراه باشد. کانی واریسکایت رنگ سبز کم رنگ تا پررنگ، آبی روشن، سبز، بنفش، نارنجی، و به ندرت قرمز دارد که از این لحاظ به عنوان یک گوهر سنگ اهمیت خاص و ویژه ای دارد که می‌توان با شناخت و مطالعه ی صحیح آن از لحاظ اقتصادی و گوهرشناسی موجب توسعه این گوهر در صنعت جواهرسازی شد. مطالعات کیفی اولیه ای که براساس مشاهدات طیف سنجی انجام شده نشان میدهد که رنگ سبز موجود به خاطر وجود cr^{+3} است (Anderson 1954, 1955, in Fritsch and Rossman1987). اگرچه رنگ موجود در نمونه های واریسکایت و متاواریسکایت های آرکانزاس به علت وجود مقدار کمی از V^{+4} و Cr^{+3} نسبت داده شده است (Foster and Schaller 1966). هرچه ناخالصی های آهن موجود در واریسکایت بالاتر باشد، رنگ قهوه ای تری خواهد داشت. در تقسیم بندی خود، واریسکایت را از دسته ی سولفات-فسفات آلومینیوم به شمار آورده است. اصولا فسفات های آهن و

آلومینیوم تحت نام باراندیت (Barrandite) یک محلول جامد از اعضای نهایی استرنگیت (Strengite: $FePo_4.2H_2O$) و واریسکایت (Variscite) را تشکیل می دهند (Slansky 1986). استرنگیت اغلب در معادن آهن و یا داخل پگماتیت ها یافت می شود. کانی واریسکایت به عنوان یک کانی ثانویه و نزدیک سطح، در جایی به وجود می آید که کانی های رسی و کانی های فسفاته با یکدیگر همراه باشند. کانی واریسکایت به دیگر کانی های فسفاته می تواند تجزیه شود. معمول ترین کانی حاصل از فروپاشی آن می توان به کانی کراندالیت (Crandalite:$CaAl_3(PO_4)_2(OH)_5$-H_2O)، فسفات آبدار آلومینیوم و کلسیم است. این گوهرسنگ را میتوان به شکل دامله (گنبدی) برش داد و در صنعت مجسمه سازی و یا در پروژه های سنگ های نیمه قیمتی استفاده کرد مانند مهر و آویزهایی که در چندین نقطه از غرب اروپا و در اوایل سال ۴۰۰۰ قبل از میلاد دارای واریسکایت بوده اند (Sheridan 2000).

اعتقاد بر این است که هم واریسکایت و هم فسفات های بعدی از آب های زیرزمینی ته نشست میشوند، به صورتی که آب های زیرزمینی فسفات دار در تماس با سنگ های آلمینیومی موجب ته نشست و تشکیل این کانی میشوند (Berman and Frondel, 1951). واریسکایت ها معمولا با سایر کانی های ثانویه مانند آپاتیت ها، ویولایت ها، کارنالیت ته نشست میشوند و به عنوان ماده ی سیمانی در سنگ های مختلف از جمله شیست، کوارتزیت، یا سنگ های آذرین وجود دارند (Larsen, 1942). با اینکه واریسکایت در بسیاری از مناطق جهان یافت می شود اما درحال حاضر بزرگترین معدن در ایالت یوتا آمریکا قرار دارد. سایر منابع اصلی واریسکایت در آلمان، جمهوری چک، اسپانیا، فرانسه، اینگلیس، قزاقستان و تاجیکستان است (Anthony et al., 1990; Litvinenko et al., 2016)در خاورمیانه دو سپرده از واریسکایت به شرح زیر اشاره شده است: کانسار کوشک در ایران مرکزی (Yaghubpur and Mehrabi, 1997) و غار کبارا در شمال غربی اسرائیل (Weiner et al., 2007). برخی مطالعات در بخشهای شرقی اروپا روی منابع REE ها در کانی واریسکایت متمرکز شده‌اند.

مشاهدات صحرایی، رخنمون واریسکایت در بخش روباز معدن کوشک را به شکل گرهک با قطر هشت سانتی متر، توده ای بی شکل، رگچه ای و پرکننده ی فضای خالی نشان می دهد. در بخش معدنی شیل های سیاه، مجموعه ی کانی های سولفیدی شامل گالن، پیریت و اسفالریت، مجموعه کانی های کربناته شامل کلسیت، دولومیت، اسمیت زونیت و سروزیت و نیز ژیپس و واریسکایت مشاهده می شوند. وجود یک سنگ مادر غنی از آلومینیوم میتواند اولین مقدمه ی کانی سازی باشد. آلومینیوم و فسفر بالاجبار می بایست یا وسط فرایندهای هوازدگی سنگ مادر در دسترس سیال کانی ساز قرار گیرد یا اینکه آبشویی اسیدی ناشی از فروپاشی پیریت ها در محیط اکسیدان این امر را مقدور می سازد. درنهایت از برهم کنش این سازه ها واریسکایت در محیط شکل می گیرد. (شهرزاد شرافت و همکاران ۱۳۸۶).



شکل۱- الف: نمونه ی دستی واریسکایت خالص
ب: نمونه دستی واریسکایت رگه دار (عنکبوتی). همان طور که مشخص است این نمونه دارای رگه های شیلی مشکی میباشد

زمین شناسی عمومی

معدن سرب و روی کوشک در ۵۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان بافق، ۱۶۰ کیلومتری جنوب شرق یزد و در حاشیه ی غربی کویر لوت قرار دارد (برومندی ۱۳۵۴). برمبنای تقسیمات واحدهای ساختمانی ایران (نبوی ۱۳۵۵)، این منطقه در واحد زمین شناسی ایران مرکزی واقع است و از دیدگاه زمین شناسی ساختمانی، بخشی از بلوک بافق است که توسط دو شکستگی بزرگ

کوهبنان از شرق و بهاباد از غرب محدود شده است. (Murzin & Pruzhinin 1980). اولین بار یعقوب پور و مهرابی (۱۳۷۰) به معرفی کانی واریسکایت از معدن کوشک پرداخته اند. شرافت و همکاران (۱۳۸۰)، نیز مطالعاتی پیرامون نحوه ی پیدایش این کانی انجام داده اند.

این معدن از نظر موقعیت جغرافیایی " ۳۰ و ' ۴۵ و°۳۱ در حاشیه کویر لوت واقع شده و بر روی نقشه ی۱:۱۰۰۰۰۰ اسفوردی قرار می گیرد. کانسار کوشک از شمال غرب با ماسه سنگهای ژوراسیک شمشک و از طرف شمال شرق با آهک های مرز گسله دارد.گرانیت صورتی ناریگان در جنوب آن واقع شده است و از نظر تقسیمات زمین شناسی ایران جزءی از ایران مرکزی است. این ناحیه از نظر ساختمانی بسیار چین خورده و گسله است. زمین شناسی منطقه ساده و واحد های سنگ شناسی آن متشکل از سنگ های ولکانیک (توف)، شیل های سیاه رنگ کربن دار در همراهی با سولفیدهای آهن - سرب و رو ی، دولومیت، آهک و میکرودیوریت میباشد (منوچهری ۱۳۶۹). بر پایه ی داده های سازمانی و همکاران (۱۳۷۲)، واحدهای زمین شناسی منطقه ی کوشک متعلق به پرکامبرین بالایی، کامبرین زیرین و معادل سازند دزو میباشند.اصولا سازند دزو با گسترش وسیعی در بخش جنوبی محور بافق-ساغند و کوشک رخنمون دارد.این سازند به عنوان یک واحد سنگی مهم در ایران مرکزی بر روی سازند ساغند و کوشک رخنمون دارد.بخش زیرین ساغند دزو از سنگ های آتش فشانی میانه اسیدی تا ریولیتی در تناوب با سنگ های آتش فشانی بازی تشکیل شده است.

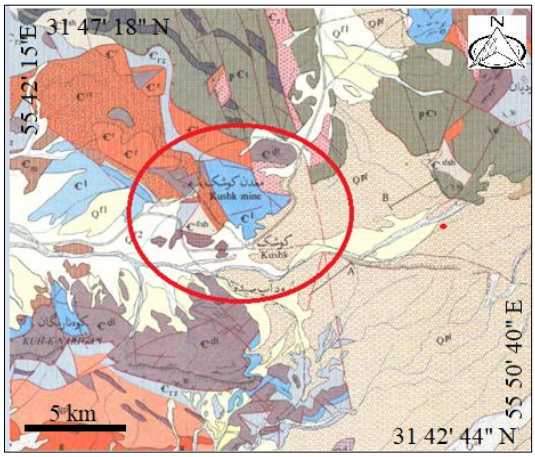
بخش های فوقانی از سازند را تناوب سنگ های رسوبی ریزدانه و توف اسیدی و سنگ های رسی و کربنات تشکیل میدهد. لایه ای از شیل سیاه رنگ حاوی پیریت، گالن و اسفالریت در حد فاصل میان توالی ولکانوژنی زیرین و توف اسیدی بالایی جای دارد.این لایه که در برخی منابع زمین شناسی از آن به عنون شیست سبز یاد شده است میزبان کانسار کوشک و کانی کمیاب واریسکایت است.سن ایزوتوپی این لایه ۵۸۰ میلیون سال و سن فسیلی آن وندین تعیین شده است (جعفرزاده و همکاران ۱۳۷۴) مورفولوژی در ناحیه معدن شامل دو بخش شمالی وجنوبی است .بخش شمالی که شامل سری اصلی معدن است دارای رخساره ای کوهستانی با دره های باریک و ستیغ های بلند است و بخش جنوبی رخساره ای تپه ماهوری دارد.

چینه شناسی ناحیه معدن از قدیم به جدید عبارت است از :

۱-بخش تحتانی شامل سنگ های نفوذی نیمه ژرف اسیدی از جنس ریولیت، کوارتز پورفیر، توف و میکرودیوریت. ۲-اهک های سیاهرنگ به شکل عدسی های پراکنده با ضخامت متغیر. ۳-شیل های سیاهرنگ کربناته ی منیرالیزه که میزبان عدسی های سولفوره ی کانسار هستند. در بخش تحتانی شیل های یاد شده یک سیل میکرودیوریتی وجود دارد. ۴-عدسی های آهکی دولومیتی ۵-توف های سبز و قهوه ای که از پائین به بالا ضخیم لایه تر می شوند و درصد سیلیس آن ها افزایش می یابد. ۶-دولومیت های قهوه ای رنگ چرت دار که به شدت خرد شده اند و در قاعده ی خود دارای عدسی های پراکنده ای از هماتیت هستند.

روش مطالعه

برای مطالعه ی این گوهر در ابتدا نمونه های سنگ خام از معدن کوشک در ایران مرکزی تهیه و سپس از نمونه های مذکور مقطع نازک تهیه و مطالعه شد. در گام بعدی نمونه های مناسب جداسازی و در کارگاه گوهر تراشی مربوط به مرگز گوهر شناسی دانشگاه شهید بهشتی تراش گوهری داده شدند. در مرحله بعدی نمونه های تراش داده شده در آزمایشگاه گوهرشناسی مرکز گوهر شناسی دانشگاه شهید بهشتی مورد مطالعات گوهرشناسی و رامان اسپکترومتری قرار گرفت.



ITEM		DESCRIPTION
CENOZOIC	Q^{f2}	Low Level Piedmont Fan
	Q^{pl}	Conglomerate. Poorly Consolidated. Marl
PALEOZOIC	ϵ_{zl}	Sandstone, Fine Grained, Shale. Violet To Red.
	ϵ^{l}	€ 1 - Limestone with Stromatolites. Chert bands
	ϵ^{dl}	€ d1 - Dolomite to Dolomitic Limestone
PROTER	ϵ^{rt} ϵ^{r}	€ rt - Rhyolitic to Rhyodacite Tuffs € r - Rhyolite to Rhyodacite

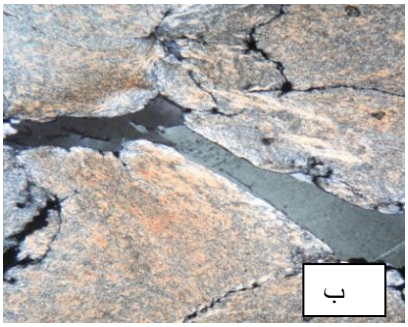
شکل ۱- نقشه زمین شناسی محدوده معدن کوشک (اقتباس از نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ اسفوردی)

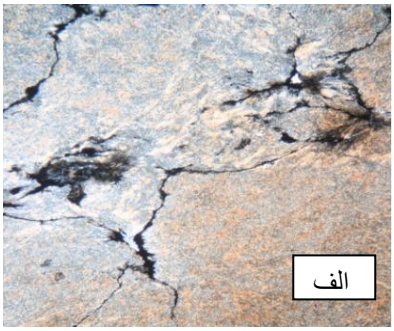
کانی شناسی کانی واریسکایت

کانی واریسکایت جزو کانی های فسفات دار طبقه بندی میشود و معمولا به رنگ آبی روشن، سبز، بنفش، نارنجی و بسیار نادر قرمز دیده میشود اما رنگ خاکه ی آن سفید است. دو مدل از این کانی در طبیعت دیده میشود، گونه ای به حالت عنکبوتی و حالتی دیگر ساده می باشد.کریستالوگرافی این کانی به صورت اورترومبیک است و شکل های کریستالی گرهکی، توده ای ریز و پوسته ای می باشد. سختی آن بین ۳.۵ تا ۴.۵، وزن مخصوص آن 2.54 - 2.51 g/cm^3 (Measured)، 2.53 g/cm^3 (Calculated) تعریف می شود.رخ این کانی در جهت (۰۱۰) عالی اما در جهات دیگر ضعیف است. درخشش آن حالت زجاجی و مومی و شفافیت آن اپک می باشد، سطح شکستگی این کانی صدفی و نامشخص است.

۲-ویژگی های گوهرشناسی کانی واریسکایت

جهت بررسی پتانسیل تراش و کیفیت محصول ناشی از واریسکایت های معدن کوشک تعدادی نگین در کارگاه تراش مرکز گوهرشناسی دانشگاه شهید بهشتی برش و تراش داده شد (شکل ۴). همانطور که دیده می شود این گوهر دارای رنگ سبز کم رنگ تا پررنگ است که رگه های سیاه رنگ در آن دیده میشود که غالبا رس میباشند. هرچند این رگه ها اکسید های آهن از جمله هماتیت و لیمونیت نیز می توانند باشند. در مواردی که اکسیدهای ثانویه آهن از جمله لیمونیت بصورت کمرپلکس باشد و حاوی مقداری رس و سایر موارد سست است در حین پولی کار دچار خوردگی جزیی و گاها شکستگی می شود. ولی در مجموع درصد کمی از سنگ مشکل شکستگی وجود دارد این گوهرسنگ نسبتا نرم بوده و خوب پولیش میشود. دارای رنگ زیبا و رگه های آن سطح پولیش شده را زیباتر می‌کند. برش آن راحت است و برای جلوگیری از خشک شدن آب آن هنگام پولیش از داغ شدن آن جلوگیری کرد. ساب هم باید به صورت خیس انجام شود. زیرا با دیدن حرارت ممکن است که آب موجود بین مولکولی تبخیر شده و رنگ کانی تغییر کند. ویژگی های گوهری واریسکایت مورد مطالعه در جدول ۱ ملاحظه می شود. در این جدول ویژگی های این گوهر با واریسکایت موجود دراسترالیای غربی مقایسه شده است.





شکل ۲-تصاویر مقطع پتروگرافی از واریسکایت معدن کوشک ایران مرکزی. الف)اکسیدهای آهن به رنگ قهوه ای و با فرم شعاعی قابل مشاهده است ب) وجود کانی های رسی در بین رگه های موجود و ایجاد رنگ خاکستری. (طول تصاویر ۶ میلی متر است).

رامان اسپکترومتری :آنالیز رامان اسپکترومتری روی کانی واریسکایت در مرکز گوهرشناسی دانشگاه شهید بهشتی انجام گرفت. طیف رامان بدست آمده با طیف رامان تاجیکستان مرکزی مقایسه شده و در شکل ۳ نشان داده شده است. پیک های مهم این نمودار عبارتند از 223, 435, 1033, 1083 نانومتر هم پوشانی بسیار بالایی دارند.

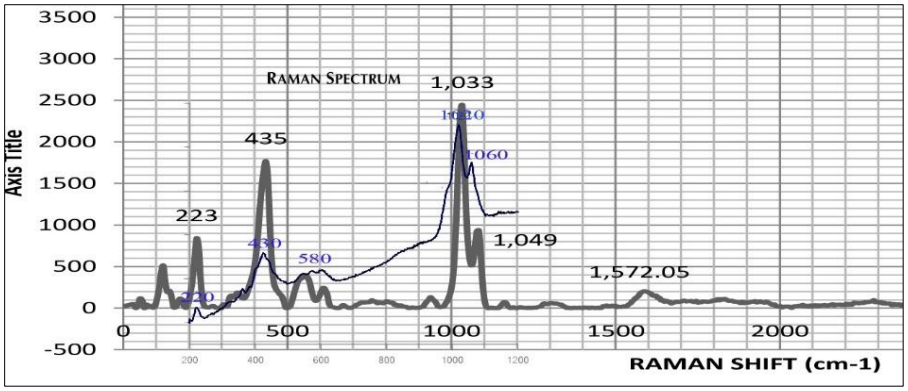




شکل۲: الف):نگین واریسکایت معدن کوشک که به صورت بیضی شکل پولیش خورده ب) نگین واریسکایت که به صورت اشک

جدول ۱: مقایسه ی گوهرشناسی واریسکایت معدن کوشک و واریسکایت استرالیای غربی (Rankin, 2008)

Physical data		Koshk Mine	Western Australia
Crystallization system		Orthorhombic	Orthorhombic
Color		Light bluish-green	Light bluish-green
Streak		White	White
Luster		Oily	Waxy; takes a high polish
Transparency		Opaque	Opaque to translucent
Refractive Index		1.582 (Spot)	1.570 to 1.582
Hardness		3.5 to 4.5	~ 5
Specific Gravity		2.57	2.49 to 2.55
Cleavage		_	_
Fracture		Splintery	Uneven
Fluorescence	LW	Very weak	Inert
	SW	J inert	Inert
Weight		38.28 ct	Unknown
CF		Inert	Grey to pale
Microscopic features		Clay, quartz, iron oxiders	Gold inclusions. Matrix: clay, quartz, iron oxides.
Similar Minerals		-	Chrysocolla, Chrysoprase, Turquoise



شکل۳- مقایسه رامان گراف رامان اسپکترومتری کانی واریسکایت معدن کوشک با نمونه وایسکایت تاجیکستان (گراف آبی).

نتیجه گیری

کانی واریسکایت در مجموعه ی شیل های ژوراسیک در ایران مرکزی یافت می شود وجود دارد. این کانی بصورت ثانویه و در درز و شکستگی های سنگ های همبر بهمراه کانی های ثانویه مانند کوارتز و کلسیت ته نشست کرده است. در معدن کوشک واریسکایت به رنگ سبز سیب تا سفید مایل به زرد در کنار ژیپس در بخش باطله ی ماده ی معدنی مشاهده می شود و در نمونه برداری های انجام شده انواع سبزرنگ آن از کیفیت جواهری خوبی برخوردارند. سنگ واریسکایت های معدن کوشک معیارهای کافی و مورد نیاز را جهت سرمایه گذاری به عنوان سنگ نیمه قیمتی را دارا می‌باشد. چنانچه جداسازی واریسکایت در بخش باطله صورت گیرد بخصوص در بخش های روباز معدن به علت نزدیک تر بودن به سطح زمین و بخش های هوازده بیشتر، می توان به حجم مناسب و مرغوب تری از واریسکایت دست یافت. از نظر گوهرتراشی نیز این سنگ نسبتا نرم بوده و خوب پولیش داده می شود پس میتوان به راحتی تراش به صورت دامله و کارهای فانتزی بر روی آن انجام داد. نظر به وضعیت نامناسب معیشتی به لحاظ طبیعی و خشکسالی در مناطق مذکور می توان از صنعت گوهر در منطقه یزد بعنوان یکی از مشاغل خانگی و کم هزینه، بعنوان جایگزین مشاغل از دست رفته بهره گرفت.

سپاسگزاری

با سپاس و قدردانی از مهندس مهدوی به واسطه ی انجام رامان اسپکترومتری در مرکز گوهرشناسی و کارگاه گوهرتراشی دانشگاه شهید بهشتی که سنگ تراشیده شده از راف کانی موجود را برای نوشتن این مقاله در اختیار ما قرار دادند و همچنین از اقای مهندس سید رامین رئیس زاده نیز بواسطه کمک هایشان تشکر بعمل می آید.

منابع:

1) عابدیان و همکاران، ۱۳۸۹، گزارش نهایی پروژه شناسایی سنگ ها و کانی های قیمتی و نیمه قیمتی در استان یزد، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، معاونت اکتشاف و مدیریت امور اکتشاف

(2) شهرزاد شرافت، عصمت محمدی نسب، محمدعلی مکی زاده، مهناز خدامی، ۱۳۸۶، پیدایش کانی واریسکیت در کانسار کوشک، بافق (استان یزد)، فصلنامه زمین شناسی کاربردی

[4] Hobart M. King, Ph.D., GIA Graduate Gemologist.geology.com

[5] Yoshinari Abe. Ayana Nakamura, Shusaku Suzuki, Kriengkamol Tantrakarn, Izumi Nakai, Judit Zöldföldi, Peter Pfälzner. 2019- Use of variscite as a gemstone in the Late Bronze Age Royal Tomb at Qatna, Syria Journal of Archaeological Science: Reports
[6] Espon S. LansnN, 3d, THE MINERALOGY AND PARAGENESIS OF THE VARISCITE NODULES FROM NEAR FAIRFIELD. UTAH. PART 3. H arlard Uniaersil.yC,a mbrid.geM, ass.
[7] MINERALOGICAL MAGAZINE, AUGUST 1996, VOL. 60, PP 671-672
[8] Anthony et., 2001-2005 Mineral Data Publishing, version 1,
[9] Carlos P. Odriozola, J.A. Linares-Catela, V. Hurtado-Pérez, 2010, Variscite source and source analysis: testing assumptions at Pico Centeno (Encinasola, Spain), Journal of Archaeological Science
[10] https://www.gemdat.org/gem-4156.html
[11] Professor A. H. Rankin, 2008, The Gemmological Association of Great Britain, Volume 31 / No. ¾
[12] K. Taxer and H. Bartl. On the dimorphy between the variscite and clinovariscite group:refined finestructural relationship of strengite and clinostrengite, Fe(PO4) . 2H2O, 2004, Cryst. Res. Technol. 39, No. 12, 1080 – 1088/ DOI 10.1002/crat.200410293
[13] https://www.gemsociety.org/article/variscite-jewelry-and-gemstone-information/
[14] J.O. Nriagu and P.B.Moore, 1984, Phosphate Minerals, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York Tokyo
[15] GEORGES CALAS, LAURENCE GALOISY, AND AMONMAT KIRATISIN1, 2005, The origin of the green color of variscite, American Mineralogist, Volume 90, pages 984_990
[16] Andrey K. Litvinenko, Elena S. Sorokina, Stefanos Karampelas, Nikolay N. Krivoschekov, and Roman Serov, PRELIMINARY RESULTS, NOTES & NEW SPRING 2016, VARISCITE FROM CENTRAL TAJIKISTAN: TECHNIQU.

ارزیابی خطرات فرونشست و فروچاله در دشت ایج استان فارس

مسعود اوستاد، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز

مهدی زارعی*، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز، zareim@shirazu.ac.ir

لیدا جلالی، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز

چکیده

فرونشست زمین یک خطر زمین شناختی است که به طور عمده ناشی از فعالیت های انسانی مانند استخراج آب و هیدروکربن های آلی می باشد. در ایران به دلیل خشکسالی های طولانی و کمبود آب، برداشت و استفاده بیش از حد آبهای زمینی باعث افت سطح آب در اکثر مناطق و دشت های کشور شده است، در این تحقیق علت نشست زمین و تشکیل فروچاله در دشت ایج بررسی شد. زمین شناسی منطقه، بافت خاک، داده های بلند مدت پیزومترها، لاگ های حفاری، هیدرولوژی و هیدروژئولوژی منطقه مورد استفاده قرار گرفت. برداشت آب زیرزمینی در کل منطقه بیشتر از میزان تغذیه و بیلان آب در کل دشت منفی است، در طول دوره آماری افت سطح ایستابی به میزان ۳۰ متر آب در کل دشت اتفاق می افتد که در جنوب ایج به ۹۵ متر می رسد. در محل تشکیل فروچاله به دلیل بالا بودن بستر آهکی و افت سطح آب، ایجاد جریان آب در میان مجاری انحلالی آهک و گسترش شکستگی ها در طول زمان و همچنین ورود خاک های سست بالایی به درون آنها و جابه جایی به وسیله آب، در نهایت باعث از بین رفتن مقاومت لایه های بالایی خاک و نشست ناگهانی زمین و شکل گیری فروچاله شده است. کاهش میزان برداشت و جلوگیری از افت بیشتر سطح آب، انجام آزمایش های زمین فیزیک به منظور تشخیص گسترش ابعاد حفرات احتمالی و تخلیه مناطق محتمل تشکیل فروچاله از جمله اقداماتی است که برای از بین بردن خطرات و آسیب های ممکن در منطقه پیشنهاد می شود.

کلیدواژه: فرونشست، فروچاله،افت سطح آب، نشست، انحلال، کارست

Risk assessment occurrence of subsidence and sinkholes in Eij Plain, Fars Province

Masoud Oustad, Department of Earth Sciences, Shiraz University

Mehi Zarei*, Department of Earth Sciences, Shiraz University: zareim@shirazu.ac.ir

Lida Jalali, Department of Earth Sciences, Shiraz University

Abstract

Earth subsidence is a geological hazard. mainly due to human activities, such as the extraction of water and organic hydrocarbons. Prolonged drought periods, harvesting and overuse of groundwater has led to a drop in water levels in most areas and plains of Iran. In this research, the causes of subsidence and the formation of sinkhole in the Eij Plain was investigated. Geological setting of the area, soil texture, longitudinal data of piezometers, drilling logs, hydrology and hydrogeology of the area were used. Underground water extraction in the whole region is more than a annual recharge and the water ballance in the whole plain is negative. During the statistical period, we see a drop of 30 meters of water table in the entire plain, reaching 95 meters in the south Eij. At the site of the formation of the sinkhole due to the high elevation of carbonate bedrock and a drop in the water table groundwater flows through the existing karst conduits that leads to entry of loose soils into them and displacement by water. Besides to resistance

of the upper layers of the soil and the sudden collapse of the overlying cover lead to formation of the sinkhole. Reducing water extraction and preventing further water loss and performing geophysics tests in order to detect the expansion of the dimensions of probable cavities is of the methods proposed to diminish the risks and possible damage in the area.

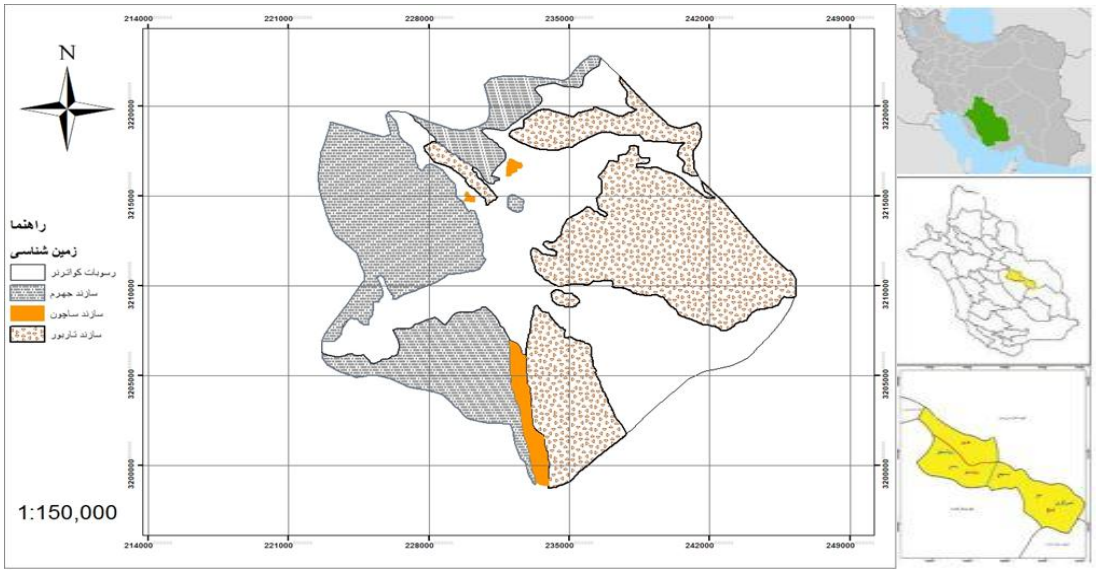
Key Words: Subsidence, sinkhole, water drop, dissolution, karst

مقدمه

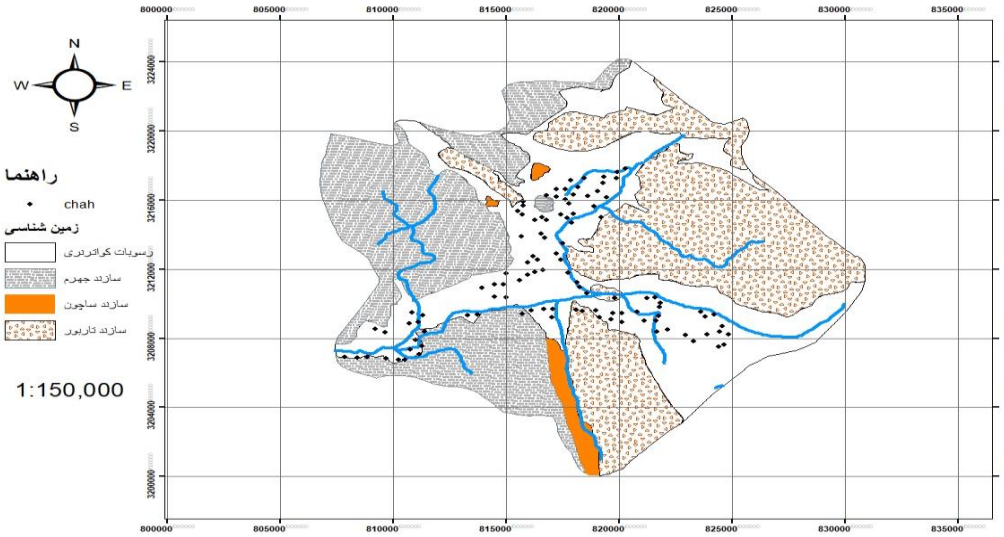
نشست زمین به فرورفتن بخشی از سطح زمین اطلاق می شود، در این حالت حرکت مواد اغلب به صورت عمودی انجام می شود و حرکت افقی در این پدیده ناچیز است. فرونشست زمین یک خطر زمین شناختی است که به طور عمده ناشی از فعالیت های انسانی مانند استخراج مایعات زیرزمینی (آب یا هیدروکربن ها) می باشد(Poland, 1984; Galloway and burdey, 2011). این پدیده به طور ناگهانی یا تدریجی رخ می دهد و ممکن است در مدت زمان کوتاه محسوس نباشد (غضبان، ۱۳۸۹). این پدیده برگشت ناپذیر بوده و فشرده شدن آبخوان و کاهش ضریب ذخیره و قابلیت انتقال سفره آب زیرزمینی باعث آسیب جدی به آن می شود و کاهش میزان منابع آب زیرزمینی و مقدار آب قابل دسترس را در پی دارد. عوامل مختلفی در ایجاد فرونشست نقش دارند. افت سطح ایستابی و انحلال سنگ های آهکی و کارستی در مناطق مختلف زمین ی از جمله این عوامل می باشند و نقش عمده ای در نشست زمین در بسیاری از نقاط دارند. نشست زمین باعث ایجاد خسارت های فراوانی در زمینه های اقتصادی، اجتماعی و زیست محیطی می شود و آسیب های جبران ناپذیر زیادی به همراه دارد. تشکیل درز و شکاف در سطح زمین، تخریب ساختمان ها و ابنیه در مناطق صنعتی و شهری، لوله زایی چاه ها، تغییر شیب رودخانه ها و تخریب راه ها، فرو روفتن دکل ها و سازه ها و افزایش احتمال سیل خیزی مناطق مختلف برخی از اثرات آن می باشد.

روش مطالعه

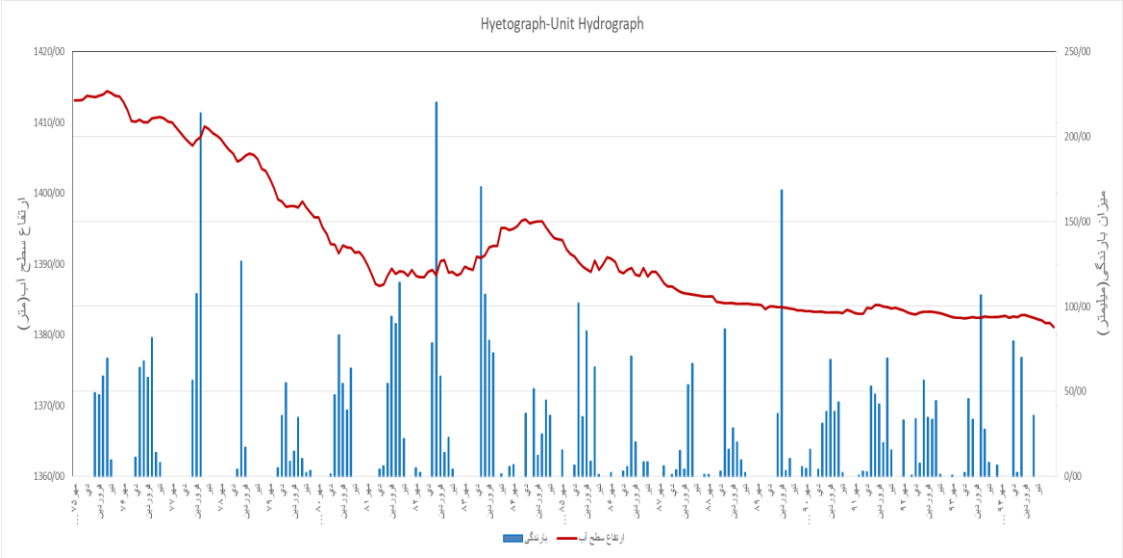
ایج یکی از محدوده های حوزه آبریز رودخانه مند می باشد که حدود ۲۷۸ کیلومتر مربع وسعت دارد. مختصات منطقه در □ ۹ ° ۵۴ تا □ ۲۴ ° ۵۴ طول شرقی و عرض جغرافیایی □ ۹ ° ۵۴ تا □ ۹ ° ۵۴ شمالی می باشد و از شمال به حوزه آبریز مهارلو-بختگان، از غرب به محدوده قره بلاغ و از جنوب و شرق به حوزه آبریزکل-مهران منتهی می شود. ایج از دو بخش ارتفاعات و دشت تشکیل شده است که به ترتیب۲۱۶.۶ و ۶۱.۴ کیلومتر مربع وسعت دارد و بطور کامل در استان فارس واقع شده است. برای مشخص شدن دلایل تشکیل فروچاله عواملی مختلفی مانند زمین شناسی منقطه، جنس خاک و لایه بندی آن، ساختارهای موجود در منطقه، هیدرولوژی و هیدروژئولوژی، داده های پیزومترهای موجود در منطقه مورد بررسی قرار گرفتند که نتایج آن به صورت نقشه های مختلف (شکل ۱ تا ۷) مشاهده می شود.



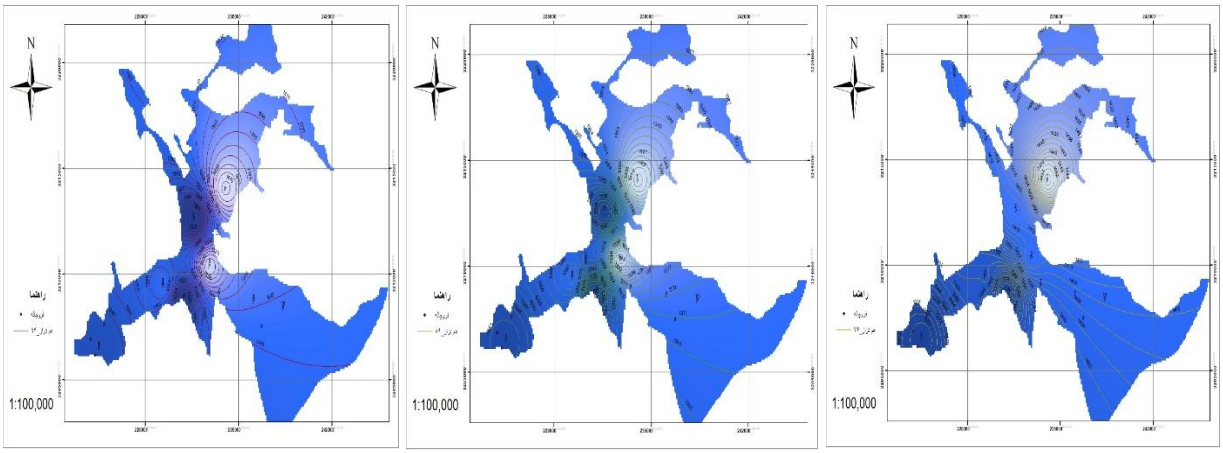
شکل۱- زمین شناسی و موقعیت منطقه ایج



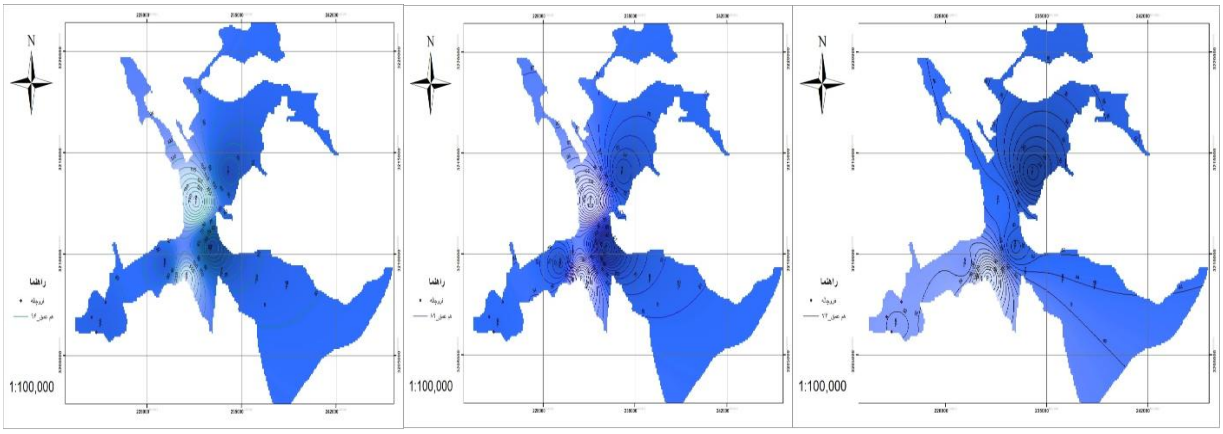
شکل۲- چاه های بهره برداری منطقه ایج



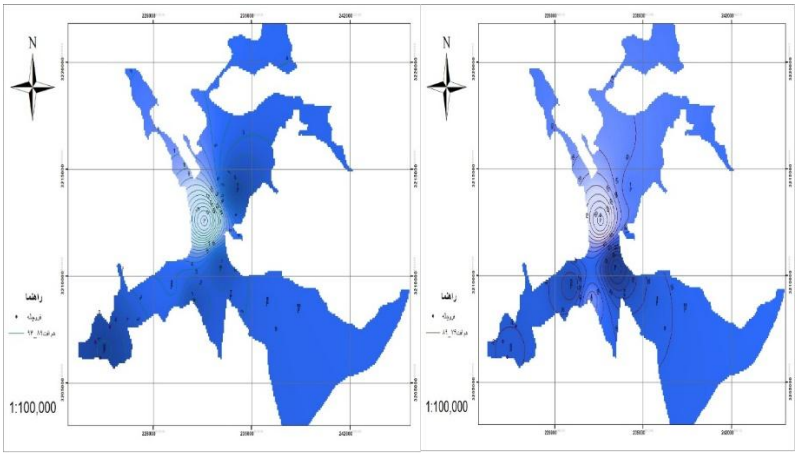
شکل۳- هیدروگراف واحد دشت ایج



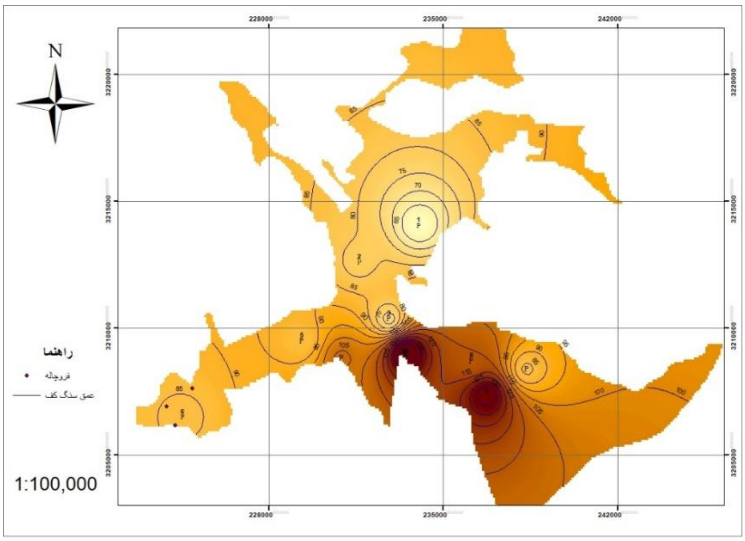
شکل۴- نقشه هم تراز سطح آب منطقه ایج



شکل۵- نقشه هم عمق سطح آب منطقه ایج



شکل۶- نقشه هم افت سطح آب در منطقه ایج



شکل۷-نقشه هم عمق سنگ بستر

بحث و نتیجه‌گیری

برای تشخیص علت اصلی تشکیل فروچاله ایج، عوامل مختلف در منطقه مورد بررسی قرار گرفت. از نظر زمین شناسی، رسوبات منطقه عمدتاً از سازندهای آهکی و دولومیتی تشکیل شده اند که نشان دهنده انحلال پذیری بالای رسوبات و تشکل کارست در این منطقه می باشد. چاه های بهره برداری در منطقه توزیع یکنواختی دارند و برداشت در کل منطقه از میزان تغذیه سالانه بیشتر می باشد و بیلان دشت منفی است. در طول دوره آماری شاهد افت سطح آب در کل دشت به میزان ۳۳ متر هستیم، بیشترین میزان افت در جنوب ایج به مقدار ۹۸ متر و در محل تشکیل فروچاله ۳۳ متر می باشد.

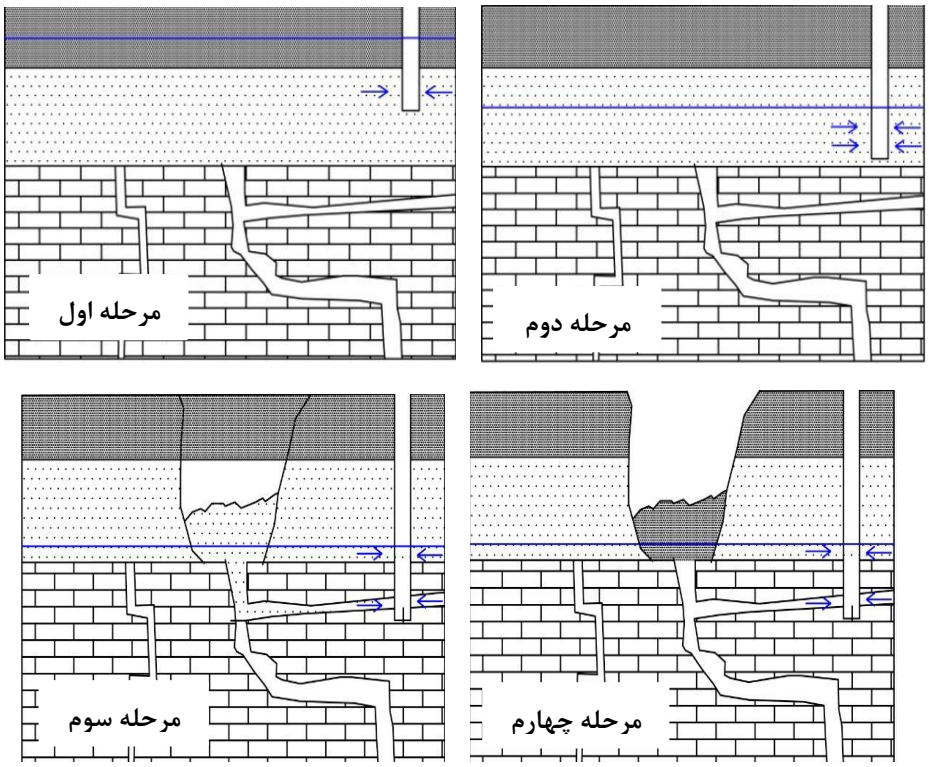
با بررسی عوامل موثر بر تشکیل فروچاله در منطقه ایج شکل گیری آن را می توان به صورت چهار مرحله زیر بیان کرد:

مرحله اول- در منطقه تشکیل فروچاله خاک دانه ریز در سطح، خاک دانه درشت تر در زیر و آهک در عمق قرار دارد. با شروع بهره‌برداری از آب و پمپاژ آب به وسیله چاه ها، سطح آب با گذشت زمان دچار افت شده است.

مرحله دوم- با افت سطح آب، آب دهی چاه ها در منطقه کاهش یافته و برای جبران آن حفر چاه ها و افزایش عمق چاه ها توسط بهره بردارن صورت گرفت و به دلیل آن کار چاه ها به لایه سست زیرین رسیدند.

مرحله سوم- با افزایش افت سطح آب و عمیق تر شدن چاه ها در منطقه، چاه ها وارد لایه آهکی زیرین شدند. پمپاژ آب با گذشت زمان، باعث ایجاد جریان در لایه آهکی زیرین، انحلال آهک و تشکیل فضای خالی و درزهای فراوان شد و در نتیجه ی آن خاک سست میانی وارد این فضاها و شکستگی ها شدند.

مرحله چهارم- در نهایت جابه جایی ذرات خاک و ایجاد فضای خالی در لایه میانی باعث سست شدن و از بین رفتن مقاومت خاک دانه ریز سطحی و ریزش ناگهانی آن و تشکیل فروچاله در منطقه شد.



شکل۸- مراحل تشکیل فروچاله ایج

اطلاعات پیزومترهای موجود، برداشت بی رویه آب در این منطقه را به خوبی نشان می دهد. در نتیجه آن افت سطح آب در سال های مختلف صورت گرفته است. از سال ۷۵ تا ۹۴ افت شدید در کل دشت اتفاق افتاده و عامل اصلی تشکیل فروچاله ایج و شکستگی های منطقه نیز افت شدید سطح آب در دشت می باشد.

در نهایت افت سطح آب و شرایط خاص زمین شناسی از جمله قرارگیری خاک دانه ریز با چسبندگی زیاد در بالای خاک دانه درشت با چسبندگی کمتر و وجود آهک در زیر آنها باعث ایجاد نشست، تشکیل فروچاله و شکستگی های مختلف در منطقه شده است.

منابع فارسی

امیراحمدی، ا.، معالی اهری، ن.، احمدی، ط(۱۳۹۲). تعیین مناطق فرونشست احتمالی دشت اردبیل با استفاده از GIS . نشریه علمی- پژوهشی جغرافیا و برنامه ریزی.

زیوری، ر.،رضایی، م.، و همکاران(۱۳۹۶). ارزیابی پتانسیل توسعه کارست با استفاده از GIS در سازند کربناته خوش ییلاق- شمال ایران. سومین همایش ملی زمین شناسی و اکتشافات معدنی.

غضبان، ف.، ۱۳۸۹ . زمین شناسی زیست محیطی؛ انتشارات دانشگاه تهران.

متیو آر. بنت، پیتر دویل.، (۱۹۶۰)، زمین شناسی زیست محیطی(زمین شناسی و محیط زیست انسان)، ترجمه: احمد هرمزی، ۱۳۸۰. تهران: مرکز نشر دانشگاهی.

مطالعات بهنگام سازی بیلان منابع آب محدوده های مطالعاتی حوزه آبریز زودخانه مند و حوزه بسته هرم، کاریان و خنج، بیلان محدود مطالعاتی ایج (۱۳۹۲). شرکت آب منطقه ای استان فارس.

References

Claudia C. Faunt., Michelle Sneed., Jon Traum., et al (2016). Water availability and land subsidence in the Central Valley, California, USA. Hydrogeol J, (10), 675–684.

Jesús Pacheco-Martínez., Martín Hernandez-Marín., Thomas J. Burbey., et al. (2013). Land subsidence and ground failure associated to groundwater exploitation in the Aguascalientes Valley, México. Engineering Geology, (15), 172–186.

Kamal Taheri. Francisco Gutiérrez., Hassan Mohseni., et al. (2015). Sinkhole susceptibility mapping using the analytical hierarchy process (AHP) and magnitude–frequency relationships: A case study in Hamadan province, Iran. Geomorphology, (16), 64–79.

M. B. Rahnama., H. Moafi (2009). Investigation of land subsidence due to groundwater withdraw in Rafsanjan plain using GIS software. Arab J Geosci, (6), 241–246.

مطالعه پهنه بندی خطر زمین لغزش در استان اردبیل با استفاده از نرم‌افزار R

مسعود نصیری نریمان*، کارشناس ارشد GIS&RS، g.masoud1365@gmail.com

محمد فدائیان، استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران.m_fadaeyan@pnu.ac.ir

چکیده

با توجه به تغییر کاربری اراضی، جاده سازی، بهره‌برداری‌های غیر اصولی از مناطق مختلف استان اردبیل، ریسک خطر وقوع زمین لغزش افزایش یافته است. لذا پهنه بندی صحیح و اصولی خطر زمین لغزش و عوامل مؤثر در آن می‌تواند در تصمیم‌گیری و مدیریت برای مهار و کنترل و کاهش خسارات ناشی از آن مفید و مؤثر باشد. ازاین‌رو هدف اصلی این پژوهش پهنه بندی خطر زمین لغزش در استان اردبیل با استفاده از روشهای GLM، GBM، ANN، FOREST RANDOM، KERNLAB است. بدین منظور از بین عوامل موثر در زمین لغزش شیب، مدل ارتفاعی رقومی، کاربری اراضی و خاک، بررسی و خصوصیات مربوط به هر یک از آنها شناسایی شدند. سپس پهنه بندی خطر زمین لغزش در محیط نرم‌افزار R انجام گرفت و پس از ارزیابی صحت مدل‌ها و مقایسه آن‌ها با یکدیگر، مدل سازی انجام شده به روش Forest Random به دلیل بالا بودن دقت شاخص roc و auc=0/80 مدل پیشنهادی مناسبی برای پهنه بندی خطر زمین لغزش معرفی می‌گردد. طبق این روش بیشترین ریسک زمین لغزش در جنوب وجنوب غربی استان اردبیل و حوضه آبخیز خلخال تعیین گردید که با داده‌های میدانی و ارزیابی‌های صحرایی صحت آن مورد تائید قرار گرفت.

کلیدواژه: پهنه بندی، زمین لغزش، نرم‌افزارR، استان اردبیل.

Study of landslide hazard zonation in Ardabil province with R software

Masoud Nasiri Nariman*, M.Sc. of GIS &RS, g.masoud1365@gmail.com
Mohammad Fadaeian*, Faculty member, Assistant Professor, Payame Noor University, m_fadaeyan@pnu.ac.ir

Abstract

Regarding land use change road construction ,non-normative exploitation from different regions of the Ardabil province the risk of landslides has increased Therefore the correct zoning of landslide risk and its effective factors can be useful in decision making and management to control and reduce the damage caused by it Therefore ,the main objective of this study is landslide hazard zonation in Ardabil province using GLM, GBM ,ANN ,KERNLAB ,RANDOM FOREST methods For this purpose ,among the factors affecting slope landslide ,Digital Elevation Model ,Land Use and Soil ,and properties for each of them were identified Then landslide hazard zonation was performed in R software environment and after assessing the accuracy of the models and comparing them with each other ,modeling done using random forest method because of high accuracy of roc and auc=0/80,roc,an appropriate proposed model for landslide risk zoning is introduced According to this method ,the most risk of landslide was determined in south and southwest of Ardabil province and khalkhal watershed ,which was confirmed its correctness by field data and field evaluations.

Key Words: Zoning, landslide ,software R ,Ardabil province.

مقدمه

عوامل مختلفی مانند تغییر کاربری اراضی و جاده سازی منجر به مستعد شدن دامنه‌ها جهت وقوع زمین لغزش شده وموجب بالا رفتن ریسک خطر زمین لغزش در سطح استان اردبیل شده است. در مناطق جنوب و جنوب غربی استان اردبیل پدیده زمین لغزش یکی از مهم‌ترین مخاطرات ژئومورفولوژیکی محسوب می‌شود که اراضی شیب‌دار آن از پتانسیل بالایی برای وقوع این مخاطره برخوردارند. پهنه بندی صحیح و اصولی خطر زمین لغزش و عوامل مؤثر در آن می‌تواند در تصمیم‌گیری برای مهار و کنترل و کاهش خسارات ناشی از آن مفید و مؤثر باشد. در این پژوهش سعی شده است که در پهنه بندی حساسیت خطر زمین لغزش در استان اردبیل با روشهای GLM ، GBM ، ANN، RANDOMFOREST، KERNLAB مورد برسی و مطالعه قرار گیرد.

روش مطالعه

با استفاده از منابع و داده های موجود، عوامل موثر در وقوع زمین لغزش که شامل: شیب، ارتفاع، کاربری اراضی وخاک میباشد، جهت اجرای مدل سازی و پهنه بندی حساسیت زمین لغزش انتخاب گردید و در محیط نرم‌افزارARCGIS10.2 نقشه‌های کاربری اراضی و خاک در قالب رستر تهیه گردید و نقشه شیب از روی مدل ارتفاعی رقومی(DEM) بدست آمد. سپس با استفاده از نرم‌افزار R و با قرار دادن پارامترهای شیب، مدل ارتفاعی رقومی، کاربری اراضی و خاک به‌عنوان متغیر مستقل و زمین لغزش به‌عنوان متغیر وابسته، نقشه پهنه بندی خطر زمین لغزش با استفاده از الگوریتم های مختلف مدل سازی شد. برای ارزیابی مدل‌سازی‌های انجام‌گرفته از شاخص ROC، TSS، Kappa استفاده‌شده است.

بحث و نتیجه‌گیری

جهت پهنه بندی خطر زمین لغزش از مدل های مختلفی استفاده شده است. الف- مدل رگرسیون لجستیک (GLM) : این مدل یک فن چند متغیره است که چندین پارامتر فیزیکی که ممکن است بر احتمال تأثیر بگذارند، موردتوجه قرار می‌دهد. بعد از آماده‌سازی لایه‌ها به منظور اجرای مدل سازی رگرسیون لجستیک در محیط R لایه‌های عامل واردشده و مدل سازی انجام گرفت(Lee,2004) (جدول۱).

جدول۱- ضرایب هر یک از متغیرها در مدل سازی GLM

Coefficients	Estimate	z Error .Std	value	Pr(>|z|)	Percent
Intercept	-	0.3733731	-2.713	0.006677	-
dem	0.0006973	0.0001915	3.641	0.000272	0.48
landuse	-	0.0178765	-3.549	0.000387	0.27
slope	0.0105689	0.0069948	1.511	0.130798	0.15
soil	0.1002035	0.0635631	1.576	0.11492	0.1

ب- مدل GBM(Generalized Boosted Models)، که برای رگرسیون و دسته‌بندی داده‌ها بکار می‌رود و جزء آن دسته از مدل‌های پیش‌بینی کننده‌ای است که بر اساس درخت تصمیم (Decision Trees) کار می‌کنند. الگوریتم GBM علاوه بر تکنیک Bagging از تکنیک Boosting نیز استفاده می‌کند. ج-مدل شبکه درختی (random forest)، جنگل تصادفی درخت تصمیم‌های زیادی را تولید می‌کند. برای طبقه‌بندی یک شیء جدید برداری ورودی را در انتهای هر یک از درختان جنگل تصادفی قرار می‌دهد. هر درخت به ما یک طبقه‌بندی می هد و می‌گوییم این درخت به آن کلاس "رأی" می‌دهد. جنگل طبقه‌بندی‌ای که بیشترین رأی را داشته باشد بین همه درخت‌های جنگل انتخاب می‌کند (Braiman,

(2001. د- مدل شبکه عصبی مصنوعی(ANN)، در این روش از یک شبکه عصبی مصنوعی ایده‌ای است برای پردازش اطلاعات که از سیستم عصبی زیستی الهام گرفته‌شده و مانند مغز انسان به پردازش اطلاعات می‌پردازد. نورون‌های لایه‌های ورودی در این تحقیق (شیب ،مدل ارتفاع رقومی ،کاربری اراضی ،خاک)است و نورون لایه خروجی دانشی که خواستار رسیدن به آن هستیم یعنی پهنه بندی زمین لغزش است. شکل۱ نشان دهنده ساختار شبکه عصبی مصنوعی در نرم افزار R می باشد. ه- مدل(ksvm) :kernlab ، مبنای کاری دسته‌بندی کنندهٔ SVMدسته‌بندی خطی داده‌ها است و در تقسیم خطی داده‌ها سعی می‌کنیم خطی را انتخاب کنیم که حاشیه اطمینان بیشتری داشته باشد. حل معادله پیدا کردن خط بهینه برای داده‌ها به‌وسیله روش‌هایQPکه روش‌های شناخته‌شده‌ای در حل مسائل محدودیتدار هستند صورت می‌گیرد.(Cristianini, et al., 2000)

```
> m4<- nnet(y~.,data=train,siz=10,maxit = 100)
# weights:  61
initial  value 131.386264
iter  10 value 104.826898
final  value 104.826790
converged
a 4-10-1 network with 61 weights
inputs: dem landuse slope soil
output(s): y
options were -
```

شکل۱- ساختار شبکه عصبی مصنوعی

ارزیابی صحت مدل‌ها :

به منظور ارزیابی صحت مدل‌های آماری اجراشده از منحنی ویژگی عملگر نسبی (ROC)، TSS و Kappa استفاده شد. منحنی ROC یکی از مفیدترین و کارآمدترین روش‌ها در ارائه‌ی خصوصیت تعیینی، شناسایی احتمالی و پیش‌بین سیستم‌هاست(شکل۲). منحنی ROC میزان دقت مدل را به‌صورت کمی نیز نشان می‌دهد(Komac, 2006). سطح زیر منحنی ROC که AUC نامیده می شود ،بیانگر مقدار پیش‌بینی سیستم از طریق توصیف توانایی آن در تخمین درست وقایع رخداده (وقوع زمین لغزش) و عدم وقوع تخمین(عدم وقوع زمین لغزش) آن است. نرخ پیش بینی (منحنی ROC) بیانگر ارزیابی مدل و متغییر های پیش بینی کننده که زمین لغزش را پیش بینی می کند.ایده آل ترین مدل، بیشترین سطح زیر منحنی را دارد و مقادیر AUC از ۰/۵ — ۱ است(Swets, 1988). چنانچه مدلی نتواند رخداد لغزشی را بهتر از دیدگاه احتمالی تخمین زند. مقدار AUCآن ۰/۵است و زمانی که منحنی ROC سطح زیر منحنی برابر با یک داشته باشد، بهترین دقت را از نقشه پهنه بندی نشان می‌دهد. همبستگی کیفی— کمی سطح زیر منحنی و ارزیابی تخمین بدین‌صورت است : (۱-۰/۹ ، عالی؛۰/۹-۰/۸،خیلی خوب؛۰/۸-۰/۷،خوب؛۰/۷-۰/۶،متوسط و۰/۶-۰/۵ ،ضعیف). شاخص TSS: این شاخص خطاهای حذف شدگی و لحاظ شدگی را در نظر میگیرد و دارای محدوده۱- و ۱+ است که ۱+ نشانگر تطابق کامل و مقادیر صفر و کمتر از آن نشانگر این است که مدل عملکرد بهتری از حالت تصادفی نداشته است. مقادیر کمتر از ۰/۲ نشان دهنده عملکرد ضعیف، بین ۰/۲ و ۰/۶ نشانه نسبتاً خوب و بیش از ۰/۶ نشانگر خوب مدل سازی است. روش کاپا از ابزارهای تصمیم‌گیری و تحلیل آماری است که به بررسی اندازه توافق و هماهنگی دو فرد، پدیده و یا منبع تصمیم‌گیری که به صورت جداگانه مورد اندازه‌گیری قرار گرفته‌اند، می‌پردازد. روش کاپا در کاربرد به نام ضریب کاپای کوهن(Cohen’s kappa coefficient) نشان داده می‌شود. ضریب کاپا اندازه‌ای عددی بین ۱- تا ۱+ است، که هر چه به ۱+ نزدیکتر باشد بیانگر وجود توافق متناسب و مستقیم، نزدیک به ۱- نشان‌دهنده وجود توافق وارون و عکس و اندازه‌های نزدیک به صفر عدم توافق را نشان می‌دهد (Carletta, 1996). شکل۲ بیانگر ارزیابی مدل‌های ساخته‌شده است

که بهترین ارزیابی مربوط است به مدلrandom forest است با AUC=۰/۸۰. در شکل۹ شاخص ROC برای تمامی مدل‌سازی‌های آمده است.که از بین این مدل‌ها بهترین ارزیابی مربوط است به مدل random forest با auc=0/80. جدول۲ نتایج معیارهای صحت سنجی برای ایجاد نقشه پهنه بندی زمین لغزش بر اساس حد آستانه مختلف انتخابی برای هر کدام از روش های مدل سازی ارائه گردیده است.

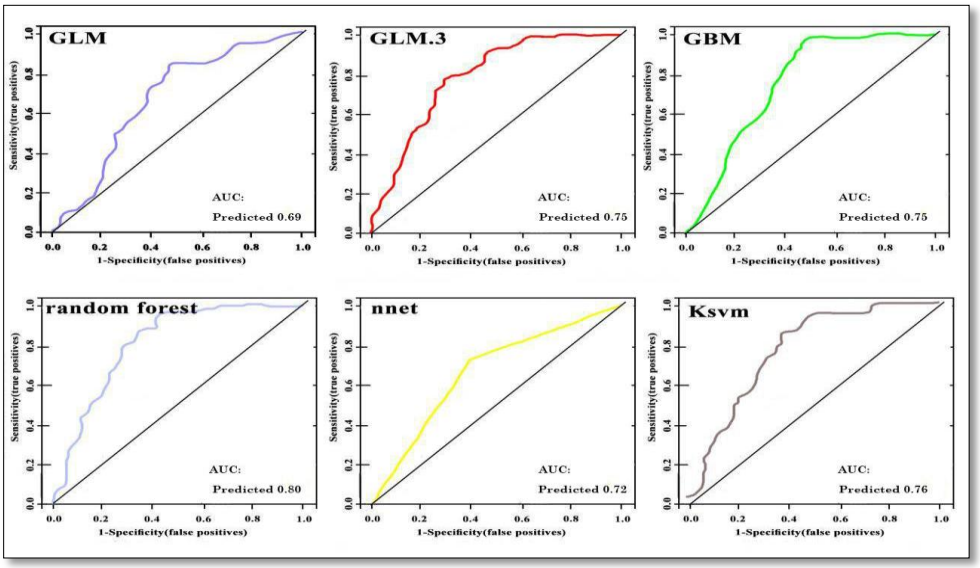
جدول ۲- نتایج معیارهای صحت سنجی برای ایجاد نقشه پهنه بندی زمین لغزش بر اساس حد آستانه مختلف انتخابی

معیار	زمین لغزش				
	GLM	GBM	ANN	RANDOMFOREST	KERNLAB
Auc	0.69	0.75	0.75	0.80	0.76
Tss	0.44	0.45	0.52	0.59	0.42
Kappaa	0.36	0.43	0.48	0.75	0.55

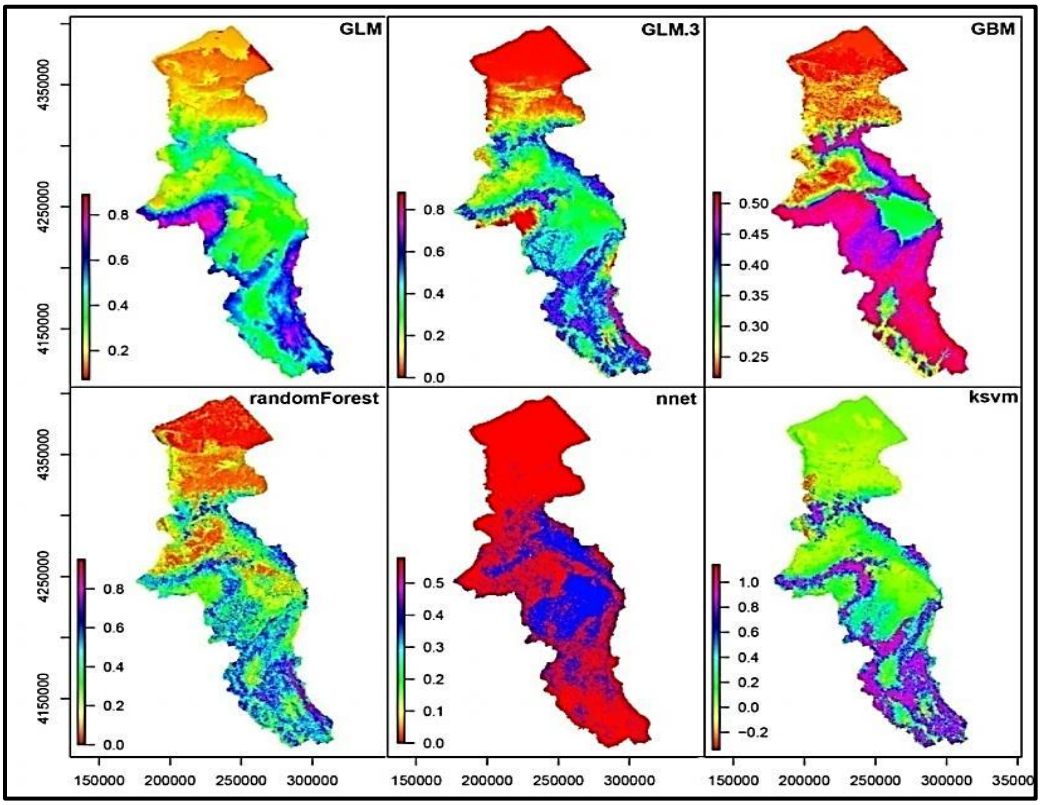
نتیجه‌گیری

روش های که برای پهنه بندی خطر زمین لغزش در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفت یک روش کمی بوده و نسبت به روش های کیفی مزیت های دارد. متغیر وابسته نقشه پراکنش زمین لغزش می باشد و لایه های اطلاعاتی شامل شیب، ارتفاع، کاربری اراضی خاک و به عنوان متغیر مستقل در نظر گرفته شدند. در این تحقیق از اطلاعات ۶۲۰ نقطه لغزشی و غیر لغزشی برای تست و آزمایش شبکه استفاده شده است که از این تعداد ۱۸۵ نقطه برای تست و تعداد ۴۳۵ نقطه برای آزمایش شبکه به کار گرفته شد. با توجه به مقدار ضرایب به دست آمده در جدول ۱ می توان گفت که لایه طبقات ارتفاعی (dem) با ۰/۴۸ درصد مهم ترین عامل در وقوع زمین لغزش و پس از آن به ترتیب کاربری اراضی با ۰/۲۷ درصد، شیب با ۰/۱۵ درصد و خاک با ۰/۱ درصد در مدل رگرسیون لجستیک می باشد. همین طور شکل ۴ نشان می دهد مدل ارتفاع رقومی با ۰/۶۴ درصد مهم ترین عامل وقوع زمین لغزش و پس از آن کاربری اراضی با ۰/۲۰ درصد، شیب ۰/۱۴ درصد و خاک با ۰/۱ درصد در مدل GBM می باشد. شکل ۵ نشان می دهد که بیشترین تاثیر از بین لایه های اطلاعاتی در مدل سازی شبکه درختی(random forest) را مدل ارتفاع رقومی و پس از آن شیب، کاربری اراضی و خاک می باشد. طبق نتایج طبقات ارتفاعی مهم ترین تاثیر را در وقوع زمین لغزش های منطقه داشته است. توجه به اطلاعات بدست آمده از شکل ۶ ، پس از بارها آموزش و یادگیری شبکه که توسط نرم افزار صورت گرفت نهایتا، شبکه ای با ساختار ۱-۱۰-۴ که ۴ عدد لایه ورودی، ۱۰ عدد لایه میانی که بر اساس وزن بیشتر (۱۰۴/۸۲) از بین وزنهای شرکت داده شده (۶۱ عدد) در مدل سازی مناسب تشخیص داده شد و یک لایه خروجی که همان نقشه زمین لغزش می باشد، تشکیل شده است. به منظور ارزیابی و مقایسه روش های پهنه بندی خطر زمین لغزش از شاخص های ROC، Kappa، Tss استفاده گردید. همانطور که در جدول ۲ مشاهده می گردد الگوریتم رندوم فورست با auc=0.80، Kappa=0.75 , و TSS=0.55 در بین الگوریتم های بکار گرفته شده مناسبترین روش برای پهنه بندی زمین لغزش بوده است. شکل ۹ نشان دهنده خروجی هر یک از مدل سازی ها را نشان میدهد. هیستوگرام پراکندگی فراوانی نقاط بر اساس احتمال در شکل۴ نشان داده می شود. بر اساس نقشه خروجی از این مدل سازی ها مشخص می‌گردد که بیشترین ریسک زمین لغزش در جنوب وجنوب غربی (حوضه آبخیز خلخال)است و قسمت مرکزی منطقه (جنوب غربی مشگین شهر)، ریسک متوسط مربوط به قسمت مرکزی منطقه مورد مطالعه است که اکثرا مناطق کوهستانی منطقه مورد مطالعه را شامل می شود. از جمله عواملی انسانی باعث که تشدید زمین لغزش در این مناطق شده عبارت‌اند از: جاده سازی، قطع درختان،

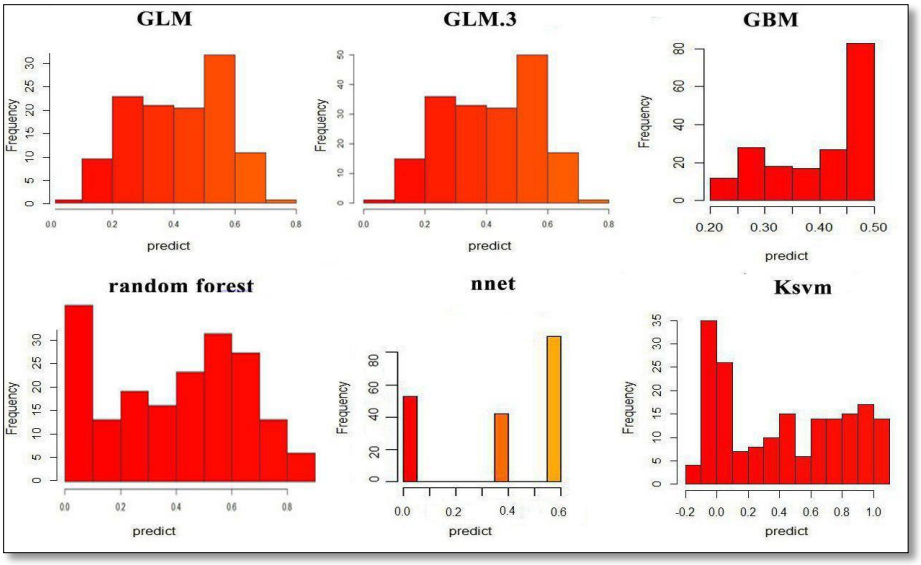
فعالیت‌های معدنی،توسعه زمین‌های کشاورزی و غیره است. از عوامل تأثیرگذار در زمین لغزش می‌توان به ترتیب به:مدل ارتفاع رقومی،شیب،کاربری اراضی و خاک اشاره کرد، که از بین این عوامل، مدل ارتفاع رقومی مهم ترین عامل در وقوع زمین لغزش می باشد. از بین مدل‌سازی‌های انجام شده مدل random forest به دلیل بالا بودن دقت شاخص های auc=0.80، Kappa=0.75 , و TSS=0.55می‌تواند مدل خوبی برای پهنه بندی خطر زمین لغزش در این منطقه باشد(شکل۳). برای رسیدن به یک مدل سازی خوب و قابل‌قبول بهتر است از پارامترهای زمین‌لغزشی بیشتری در مدل سازی استفاده شود تا به یک ترکیب درست و منطقی از متغیرهادست‌یابیم.



شکل۲- نمودار شاخص roc در مدل های glm ، glm3، gbm، random forest، Kernlab، nnet.



شکل۳- نقشه پهنه بندی خطر زمین لغزش، الف- بر اساس مدلGLM، ب –بر اساس مدل GLM3، ج- بر اساس مدل random forest، د- بر اساس مدل ANN، ه- بر اساس مدل ksvm



شکل۴- نمودار هیستوگرام پراکندگی فراوانی نقاط بر اساس احتمال مدل سازی ها(glm , glm3,gbm,random forest, nnet, Ksvm)

References

Breiman, L. (2001). Random forests. Machine learning, 45(1), 5-32.

Carletta, Jean. (1996) Assessing agreement on classification tasks: The kappa statistic. Computational Linguistics, 22(2), pp. 249–254.

Cristianini, N., & Shawe-Taylor, J. (2000). An introduction to support vector machines and other kernel-based learning methods. Cambridge university press.

Das, I., Sahoo, S., van Westen, C., Stein, A., & Hack, R. (2010). Landslide susceptibility assessment using logistic regression and its comparison with a rock mass classification system, along a road section in the northern Himalayas (India). Geomorphology, 114(4), 627-637.

Komac, M. 2006. A landslide susceptibility model using the analytical hierarchy process method and multivariate statistics in perialpine Slovenia. Geomorphology 74:17-28

Lee, S. (2004). Application of likelihood ratio and logistic regression models to landslide susceptibility mapping using GIS. Environmental Management, 34(2), 223-232.

Swets, J. A. 1988. Measuring the accuracy of diagnostic systems. J. Science. 240:1285-1293.

مطالعات دورسنجی و ژئوشیمیایی با هدف بررسی نحوه عملکرد فرسایش در محدوده معدنی مس پورفیری کهنگ

مریم فرمهینی فراهانی

استادیار دانشگاه آزاد اسلامی واحد کرج

چکیده

ذخیره مس پورفیری کهنگ در استان اصفهان در ۱۰ کیلومتری شرق شهرستان زفره و در زون ساختاری تبریز – بزمان قرار دارد در محدوده تحت پوشش این کانسار پلی متال از حاشیه به سمت نواحی مرکزی ، شاهد برونزد طیف گسترده ای از سنگ های حدواسط تا اسیدی هستیم که ناشی از عملکرد ماگماتیسم در منطقه، از ائوسن تا میوسن بالایی است. بر اساس بررسی های ژئوشیمیایی در منطقه حضور سه اندیس معدنی مس تایید شده که می تواند حاکی از حضور سه استوک منتهی به یک مخزن مشترک باشند. با هدف بررسی نحوه عملکرد فرسایش در محدوده معدنی ابتدا از تصاویر استر و روشهای ، RBD,Band math و نسبت باندی استفاده شد و به تفکیک محدوده های متاثر از دگرسانی های پروپیلیتیک ، آرژیلیک ، فیلیک و سیلیسی بارز شدندبرونزدهای دگرسانی فیلیک و سیلیسی معرف مناطق با بیشترین تاثیر فرسایش هستند سپس از روشهای ژئوشیمیایی ونقشه های توزیع عناصر فوق کانساری و تحت کانساری استفاده نمودیم و در این راستا از متد شدت بخشی به هاله های ثانویه و مجموع داده های عناصر همسو متعلق به افق های مختلف خاک استفاده شد در نهایت مشخص شد بیشترین تاثیرات فرسایش مربوط به اندیس غربی است این مسئله براساس تمایل مقادیر داده های شاخص غنی شدگی عنصر تحت کانساری مولیبدن به سمت جنوب غرب نیز تایید می شود و کمترین تاثیرات متعلق به حواشی محدوده با بیشترین تجمعات عناصر فوق کانساری است نکته قابل توجه آنکه نوع و چگالی خطواره هادر کنار حجم ونوع سیالات هیدروترمال نقش قابل توجهی در فرسایش منطقه داشته اند.

کلمات کلیدی: فرسایش، دگرسانی فیلیک، پروپیلیتیک، آرژیلیک، سیلیسی، هاله های ثانویه

Remote sensing and geochemical studies with the aim of investigating the erosion performance in the Kahang Porphyry copper System

Maryam Farmahini Farahani

Assistant professor , Islamic Azad university ,branch Karaj ,Karaj ,Iran

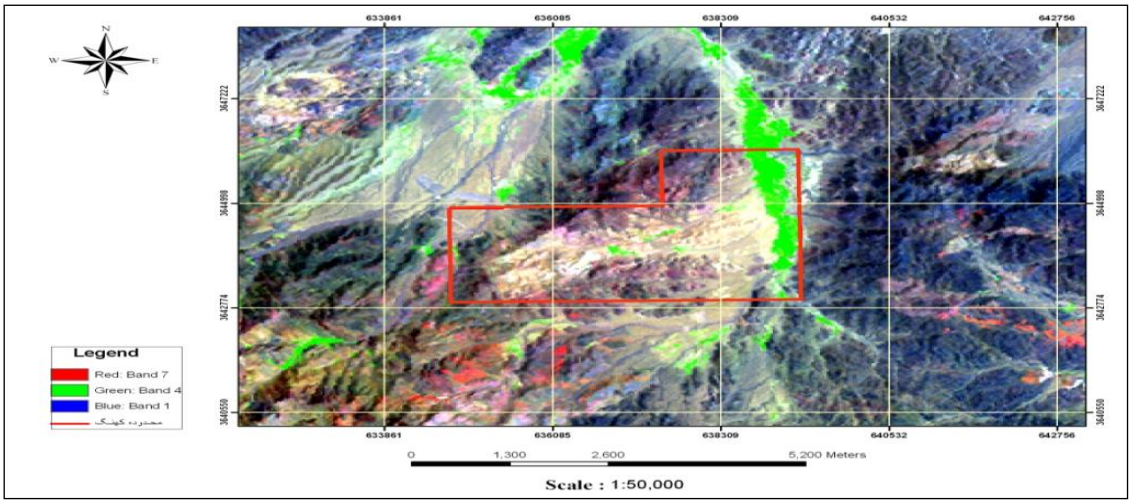
Kahang porphyry copper deposit is located in Isfahan province, 10 km east of Zafreh city and in Tabriz - Bazman structural zone. In the area covered by this multi metal deposit from the margin to the central areas, we see a wide

range of intermediate to acidic rocks that result from magmatism in the region, from the Eocene to the Upper Miocene. According to geochemical investigations in the area, the presence of three copper mines has been confirmed, which may indicate the presence of three stocks leading to a common reservoir. In order to study the erosion performance in the mine range, ASTER images and methods, RBD, Band math, and band ratio were used to distinguish the areas affected by propylitic, argillic, phyllic and siliceous alterations. Then we used geochemical methods and distribution maps of supra ore and sub-ore elements. In this regard, the intensification method was applied to the secondary halo and the sum of the data of elements that belong to different soil horizons. Finally, most of the erosion effects were found to be in the western index. This is also confirmed by the tendency of the values of the enrichment index to the southwest. And the least impacts belong to the margins of the range with the highest accumulations of supra ore elements. It should be noted that the type and density of the lineaments along with the volume and type of hydrothermal fluids have had a significant role in the erosion of the area.

Keyword, Erosion, Phyllic alteration, Propylitic, Argillic ,Silicic, Secondary halos

مقدمه

معدن مس و مولیبدن پورفیری کهنگ در شمال شرق استان اصفهان و در زون ولکانوپلوتونیک تبریز- بزمان واقع شده است . این محدوده معدنی شامل سه اندیس شرقی ، مرکزی و غربی بوده و منطقه ای حدود ۱۰ کیلومتر مربع را پوشش می دهد بیشتر سنگ های منطقه متاثر از سیالات گرمابی طیفی از انواع دگرسانی های مرتبط با ذخایر پورفیری را نشان می دهند . [۱]سنگ میزبان ذخیره عمدتا از جنس میکرو دیوریت تا کوارتز مونزونیت با سن میوسن بالایی می باشد .نمایی کلی از منطقه معدنی در تصویر لندست ارائه شده است.



شکل ۱- تصویر لندست منطقه براساس روش ترکیب رنگی مجازی(محدوده معدنی کهنگ داخل کادر قرمز مشخص شده است)[۲]

روش مطالعه

۱- بازدید های اولیه زمین شناسی از منطقه

۲- بررسی تصاویر استر منطقه و بارز سازی زون های دگرسانی با هدف مشخص نمودن محدوده های متاثر از فرسایش

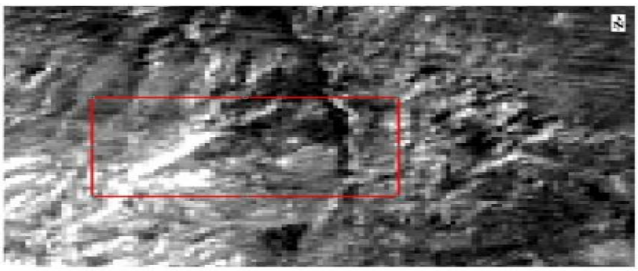
۳- آنالیز و پردازش داده های حاصل از۱۷۴ نمونه برداشت شده از خاک برجا به روش سیستماتیک

۴- تهیه نقشه های ژئوشیمیایی منطقه به منظور بارزسازی نحوه عملکرد فرسایش در محدوده معدنی

۵- تجزیه و تحلیل و نتیجه گیری نهایی با استفاده از کل داده ها

بحث

همانطور که می دانیم در کانسارهای مس و مولیبدن پورفیری محل تجمع ذخیره مرز بین پتاسیک و فیلیک می باشد زون دگرسانی فیلیک در زمان شکل گیری توده معدنی در عمق قرار دارد بنابراین برونزدهای آن در سطح نشانه ای از نحوه عملکرد فرسایش در منطقه است براساس بررسی های دورسنجی در محدوده مطالعاتی مشخص شد که بیشترین

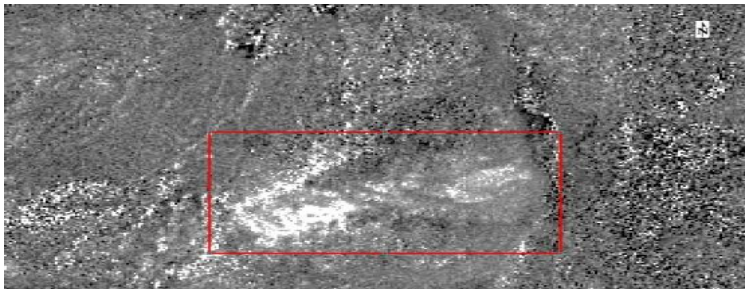


تاثیرات فرسایش را در غرب و جنوب غرب شاهد هستیم که این خودناشی از مسائلی همچون لیتولوژی ، حجم و ماهیت سیال و عوامل ساختاری می باشد [۳]بر اساس بررسی های پتروگرافی مشخص شد نفوذ ماگمای اسیدی تر و متعاقب آن

تزریق بیشتر سیال درونزاد غنی از سیلیس شرایط را برای تاثیر بیشتر فرسایش در این قسمت مساعد نموده است. سیلیسی شدن علیرغم اینکه به عنوان یک ساختار ثانویه مفید در نهشت کانه محسوب می شود باعث افزایش درصد شکنندگی سنگ شده و و در پی آن سنگ میزبان کانه دار ، در زمان کوتاهتری از بین می رود در این تحقیق به منظور بارزسازی محدوده های غنی از رگچه های سیلیسی از تصاویر استر و باندهای حرارتی استفاده شد [۴و۵]

شکل۲ - با استفاده از باندهای حرارتی و روش نسبت باندی محدوده های متاثر از سیال سیلیسی در محدوده کهنگ بارز شده است

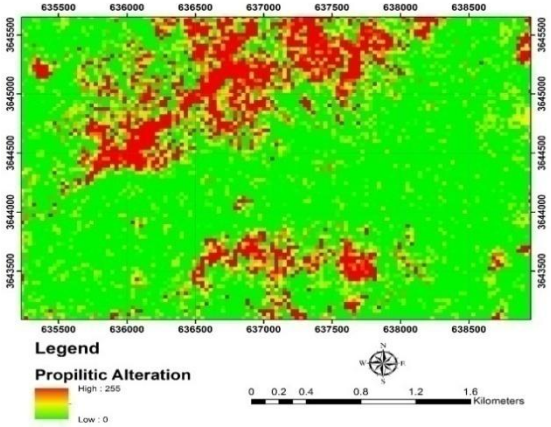
عامل دیگر موثر در عملکرد فرسایش حجم بالای سیال گرمابی است زیرا شدت دگرسانی زمینه را برای تخریب سنگ مهیا می کند حجم بالای سیال ماگمایی در اطراف سنگ میزبان کانه دار در اندیس غربی باعث حضور قابل توجهی از



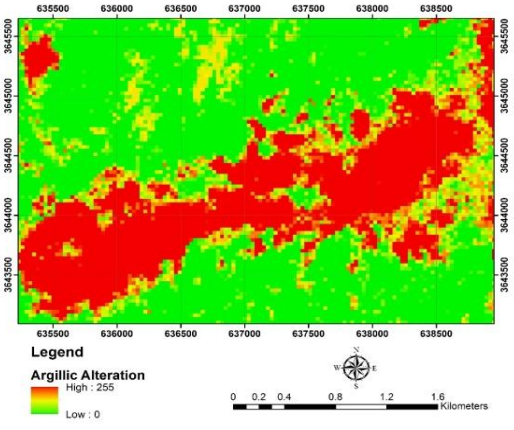
ولکانیک های برشی احاطه کننده ذخیره شده به همین دلیل بیشترین برونزد دگرسانی های عمقی را در این محدوده شاهد هستیم جهت تشخیص محدوده های متاثر از دگرسانی فیلیک در منطقه از روش RBDاستفاده شد [۶]

شکل ۳ - با استفاده از تصویر استر و روش RBDمحدوده متاثر از دگرسانی فیلیک در محدوده معدنی بارز شده است.

در مرحله بعد از روش محاسبات باندی جهت بارز نمودن محدوده های دگرسانی پروپیلیتیک ، آرژیلیک ، فیلیک و محدوده گوسان استفاده شد همانطور که در تصاویر دورسنجی منطقه مشخص شده بیشترین محدوده های دگرسانی پروپیلیتیک با کمترین عملکرد فرسایش متعلق به نواحی حاشیه ای بوده و بیشترین برونزد آلتراسیون فیلیک مرتبط با اندیس غربی معدن کهنگ است.

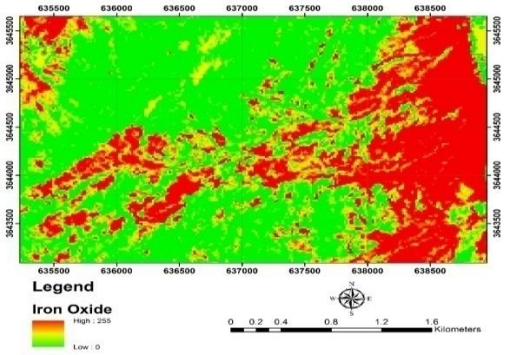


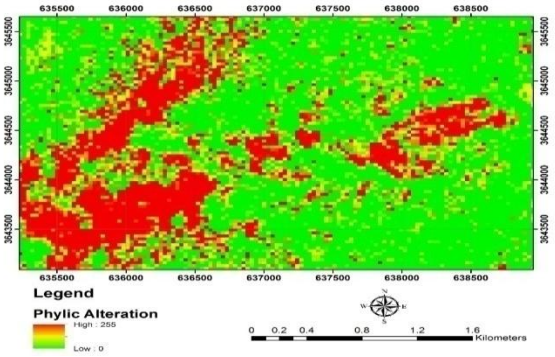
شکل ۴ – محدوده های متاثر از دگرسانی پروپیلیتیک



شکل۵- نواحی قرمز رنگ مبین محدوده دگرسانی آرژیلیک

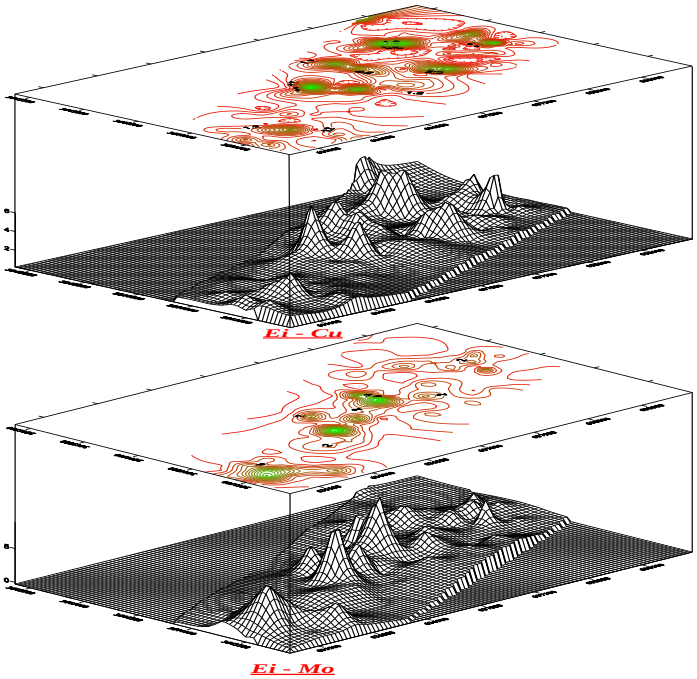
وسعت قابل توجه گوسان در منطقه نوید بخش حضور زون سوپرژن در عمق محدوده است[۷] نکته قابل توجه دیگر حضور دگرسانی های مختلف مرتبط با ذخایر پورفیری در کنار زون بندی آنهاست که در منطقه قابل مشاهده است



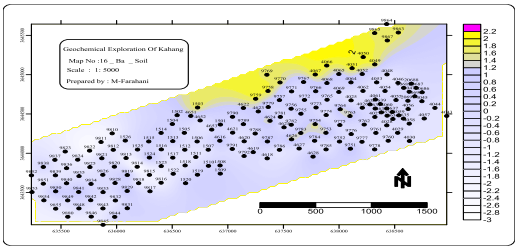


شکل ۶ – نواحی قرمز رنگ برونزدهای دگرسانی فیلیک را نشان می دهد شکل ۷ – نواحی قرمز محدوده های گوسان را نشان می دهد

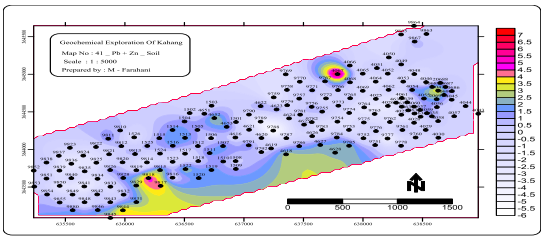
در مرحله بعد جهت بررسی نحوه عملکرد فرسایش از روشهای ژئوشیمیایی استفاده شد براین اساس ابتدا نقشه شاخص عنی شدگی غناصر کانساری ترسیم گردید[۸] به دلیل شدت تاثیر فرسایش در نواحی اطراف اندیس غربی آنومالی مولیبدن که عنصر تحت کانساری تری نسبت به مس می باشد به سمت غرب و جنوب غرب میل پیدا کرده است.



شکل ۸ – نقشه شاخص غنی شدگی عناصر کانساری مس و مولیبدن



شکل۹ – نقشه ژئوشیمیایی عنصر فوق کانساری باریم، بیشترین تمرکز این عنصر در نواحی حاشیه ای و منطبق با دگرسانی پروپیلیتیک



شکل ۱۰- نقشه آنومالی عناصر فوق کانساری سرب و روی ، همانطورکه در شکل مشهود است بیشترین تمرکز این عناصر منطق با نواحی حاشیه ای با کمترین عملکرد فرسایش تطابق دارد

نتیجه گیری

در این تحقیق از تصاویر استر و روشهای مختلف نسبت باندی ، محاسبات باندی وRBD جهت بررسی نحوه عملکرد فرسایش در محدوده معدنی مس پورفیری استفاده نمودیم. بیشترین میزان فرسایش با برونزدهای دگرسانی فیلیک تطابق دارد حال آنکه محدوده های دگرسانی پروپیلیتیک معرف نواحی با کمترین میزان فرسایش هستند

در کهنگ شاهد حضور رگچه ها و ریز ساختارهای تکتونیزه در سنگ های کانه دار هستیم که می تواند موید تاثیر فشار بالای بخار آب در سیال کانه دار در محدوده معدنی باشد. برشی شدن واحدهای لیتولوژی تحت تاثیر فشار سیال به همان اندازه که به عنوان ساختارها ی مفید در نهشت کانه ها موثر است به عنوان عاملی منفی در حفظ سنگهای کانه دار در برابر عمل فرسایش عمل می کند[۹] . بر اساس بررسی تصاویر استربیشترین تمرکز زون دگرسانی سیلیسی در اندیس غربی کهنگ اتفاق افتاده که نشان از تاثیر بیشتر سیال درونزاد سیلیسی در این محدوده دارد . سیلیسی شدن باعث افزایش شکنندگی سنگ ومتعاقب آن تاثیربیشتر عملکرد فرسایش می شود.

براساس تصاویر استر بیشترین تمرکز محدوده های فیلیک و سیلیسی مربوط به محدوده اندیس غربی معدن است بطوریکه آنومالیهای عنصرمولیبدن در نقشه های شاخص غنی شدگی، نسبت به مس تمایل بیشتری رابه سمت جنوب غرب منطقه نشان می دهد .به دلیل نقش ضعیف ساختارهای ثانویه و متعاقب آن عملکرد ضعیف تر عامل فرسایش تمام آنومالی های مهم عناصر فوق کانساری در حواشی منطقه و در آندزیت ها اتفاق افتاده است.

فهرست منابع

۱- فرمهینی فراهانی ، م.، نتایج مطالعات دورسنجی و علل بررسی هاله های مرکب در محدوده اکتشافی کهنگ، ۱۳۹۱ ، مقاله فصلنامه علوم زمین ، شماره۸۱

۲- فرمهینی فراهانی،م.،۱۳۹۳، بررسی پهنه های دگرسانی و آمیختگی ماگمایی در محدوده معدنی کهنگ، فصلنامه علوم زمین ، شماره ۹۳

۳-حسنی پاک ،ع.ا. ،۱۳۷۷، اصول اکتشافات ژئوشیمیایی ، انتشارات دانشگاه تهران

Reference

4-Kaufman, H., 1988- Mineral exploration along the Aqaba-Levanat structure by use of TM data, concepts, processing and results. InternationalJournal of Remote Sensing, 9,1630-1658.

5-Kujjo, C.P., (2010). Application of remote sensing for gold exploration in the NubaMontains, Sudan.

Bowling Green State University, Master of Science Thesis, 99 pp.

6-Kariuki P.C, Woldai T and Meer van der.F. 2004, The role of Remote Sensing in Mapping Swelling Soils. Journal of Geo-information Science and Earth Observation, vol.5, No.1.

7- Asadi Haroni, H., Lavafan, A., 2007. "Integrated Analysis of ASTER and Landsat ETM Data To Map Exploration Targets In The Muteh Gold-Mining Area, Iran", 5th international symposium spatial data quality, Theme: Modelling qualities in space and time

8- Mars, J. C., and L. C. Rowan. (2010). Spectral Assessment of New ASTER SWIR Surface Reflectance Data Products for Spectroscopic Mapping of Rocks and Minerals. Remote Sensing of Environment 114:2011–2025

9- Sillitoe, R.H., 2003, Linkages between volcano tectonic setting, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits, p.315-343

بارزسازی اکسیدهای آهن با استفاده از ماهواره سنتینل 2A (مطالعه موردی: شمال‌ساردوئیه، استان‌کرمان)

مهدیه ملایی*[۱]؛ مهدیه حسینجانی زاده [۲]؛ مهدی هنرمند[۲] ؛ رضا حسن زاده[۲]

۱دانشجوی کارشناسی ارشد سنجش از دور زمین شناختی دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان
mahmolaey@gmail.com

۲استادیار، گروه اکولوژی، پژوهشکده علوم محیطی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان

چکیده

این تحقیق با هدف بارزسازی اکسیدهای آهن شمال ساردوئیه واقع در جنوب کمربند مس کرمان به انجام رسید. تصاویر ماهواره‌ای سنتینل ۲ با استفاده از روش‌های نسبت باندی(BR)[۱۵] ، نقشه بردار زاویه طیفی(SAM)[۱۶] و فیلتر تطبیق یافته (MF)[۱۷]پردازش شدند. نسبت باندی ۴/۲ برای تشخیص نواحی دارای کانی‌زایی اکسید آهن به کار گرفته شد. هر چند روش نسبت باندی مناطق دارای کانی‌زایی اکسید آهن را بارز نمود اما با روش‌های نقشه بردار زاویه طیفی و فیلتر تطبیق یافته نتایج دقیق‌تری بدست آمد. نتایج توانایی سنجنده سنتینل ۲ را در بارزسازی مناطق اکسید آهن در منطقه شمال ساردوئیه را نشان داد. مناطق بارزشده اکسید آهن با موقعیت اندیس‌های معدنی درآلو، سرمشک، هنزا، سوراخ مار، گدارسیاه تا حدودی مطابقت دارد.

کلیدواژه: اکسیدآهن، سنتینل2A ، نقشه بردار زاویه طیفی، نسبت باندی، فیلتر تطبیق یافته

Enhancing The Iron Oxides Using Sentinel 2A Satellite; a case study from North Sarduiyeh, Kerman Province

Mahdieh Mollayi*, Mahdieh Hosseinjanizadeh ,Mehdi Honarmand ,Reza hassanzadeh

Abstract

This study aimed to discriminate the iron oxides of northern Sarduiyeh located at the south of the Kerman copper belt. Sentinel 2A images were processed using Band Ratio (BR), Spectral Angle Mapper (SAM) and matched filtering (MF) techniques. A band ratio of 4/2 was used to identify areas with iron oxide mineralization. Although the band ratio method highlighted iron oxide mineralization areas, more accurate results were obtained with spectral angle mapper (SAM) and matched filtering (MF). The results showed the ability of Sentinel 2A for detecting iron oxide in the northern Sarduiyeh. The discriminated areas of iron oxide are somewhat correspond with the location of mineral indices such as Daralu, Sarmeashk, Hanza, surakh mar, Godarsiah.

Key Words: Iron-oxide, Sentinel-2a, spectral angle mapper, band ratio , matched filterin

[۱۵] Band Ratio

[۱۶] Spectral Angle Mapper

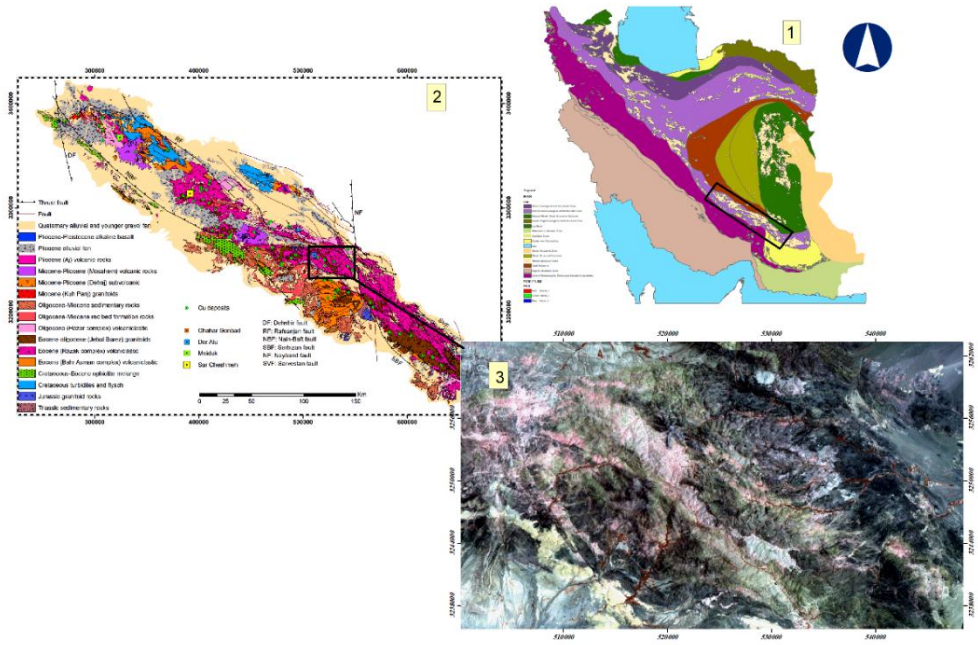
[۱۷] matched filtering

۱-مقدمه

علم سنجش از دور برای اهداف زمین‌شناسی و اکتشاف کانسارها مورد استفاده قرار می‌گیرد. در دهه‌های اخیر با پیشرفت در این علم از جمله ارتقای سنجنده‌های چند طیفی و و نیز تکنیک‌های مختلف پردازش اطلاعات مفیدی در زمینه کانی‌شناسی و رخنمون‌های سنگی مختلف بدست آمده است. ردیاب‌های مانند زون‌های دگرسانی به اکتشاف نهشته‌های معدنی همچون مس و طلای اپی‌ترمال، مس پورفیری و ... کمک می‌کنند [۱]. اکسیدهای آهن که دراثر هوازدگی کانی‌های سولفاته در طی دگرسانی سوپرژن بوجود می‌آیند (اصطلاحاً گوسان یا کلاهک شسته شده) می‌توانند در محدوده مرئی و مادون قرمز نزدیک از خود سیمای جذبی و بازتابی نشان دهند [۲،۳]. کانی‌های آهن دار مثل جاروسیت، هماتیت و گوتیت به دلیل فرایندهای الکترونی فلزات واسطه در طول موج‌های ۴۳۰، ۶۵۰، ۸۵۰ و ۹۰۰ نانومتر باعث ایجاد سیمای طیفی می‌شوند. با شناسایی این مناطق به عنوان کلید کانی‌سازی احتمالی با روش‌های مختلف پردازش تصاویر ماهواره‌ای می‌توان در هزینه و زمان اکتشاف صرفه جویی نمود[۴،۵]. هدف از این مطالعه بارزسازی اکسیدهای آهن با استفاده از تصویر ماهواره‌ای سنتینل 2A در شمال ساردوئیه است.

۲-منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در قسمت جنوبی کمربند آتشفشانی ایران مرکزی (ارومیه-دختر) واقع شده است. این کمربند به عنوان کمربند دهج-ساردوئیه در استان کرمان شناخته می‌شود که از غنی‌ترین کمربندهای مس شناخته شده است. روند عمومی کمربند ارومیه دختر شمال غرب-جنوب شرق است که دارای ۱۵۰۰کیلومتر طول و ۱۰۰کیلومتر عرض است. بیشتر سازندهای رسوبی در کمربند دهج -ساردوئیه متعلق به دوران سنوزوئیک هستند که شامل کنگلومرای کرمان، مجموئه رسوبی ائوسن زیرین، تشکیلات سرخ زیرین به سن الیگوسن، سازند آهکی قم به سن الیگومیوسن و تشکیلات سرخ بالایی به سن میوسن هستند [۶]. ناحیه مورد مطالعه تحقیق حاضر در جنوب جنوب کمربند دهج- ساردوئیه و در قسمت شمال نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی ساردوئیه قرار دارد (شکل۱). منطقه مورد مطالعه شامل اندیس‌های معدنی مانند درآلو، سرمشک، هنزا، بندر هنزا، گروه، سوراخ مار۱-۲ و گدارسیاه است .



شکل۱) 1، موقعیت کمربند مس کرمان در نقشه ایران، 2) موقعیت منطقه مورد مطالعه در کمربند مس کرمان، 3) تصویر ماهواره ای منطقه مورد مطالعه

۳-روش مطالعه

در این تحقیق از داده های ماهواره سنتینل 2A[۱۸] اخذ شده در تاریخ ۲۰۱۸/۸/۲۷ استفاده شده است. سنتینل 2Aیک سنجنده طیفی با ۱۳ باند (بین طول موج‌های ۴۴۳تا ۲۱۹۰ نانومتر) می‌باشد. که چهار باند مرئی و فروسرخ نزدیک با قدرت تفکیک مکانی ۱۰متر، شش باند شامل دو باند فروسرخ کوتاه موج و چهار باند لبه قرمز با قدرت تفکیک مکانی ۲۰متر و ۶۰متر را دارا می‌باشد[۷]. در این مطالعه ابتدا پیش پردازش تصحیح اتمسفری سریع روی داده اجرا و سپس اکسید آهن با با روش‌های نسبت باندی، فیلترتطبیق یافته، نقشه بردار زاویه طیفی و با کمک طیف تصویر و آزمایشگاه USGS بارز شده است .

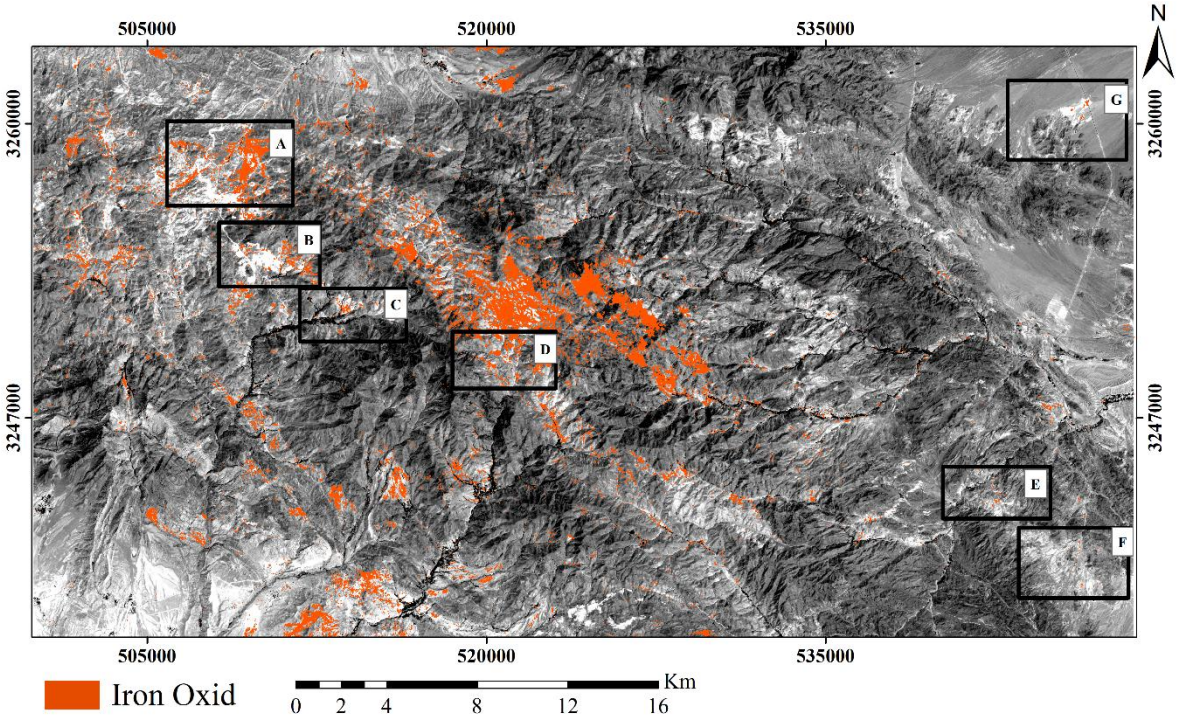
۴-بحث ونتایج

۴-۱-نسبت باندی

روش نسبت باندی یکی از روش‌های کاربردی در پردازش داده‌های ماهواره‌ای است که تفاوت طیفی بین باندها را آشکار و همچنین باعث کاهش تاثیرات توپوگرافی می‌شود. این روش توسط تقسیم ارزش DN یک باند بر ارزش DNباند دیگر تعریف می‌شود. نسبت‌های باندی برای برجسته‌سازی ویژگی‌های خاص یا موادی که در باندهای خام نمی‌توان آن‌ها

[۱۸] Sentinel 2A

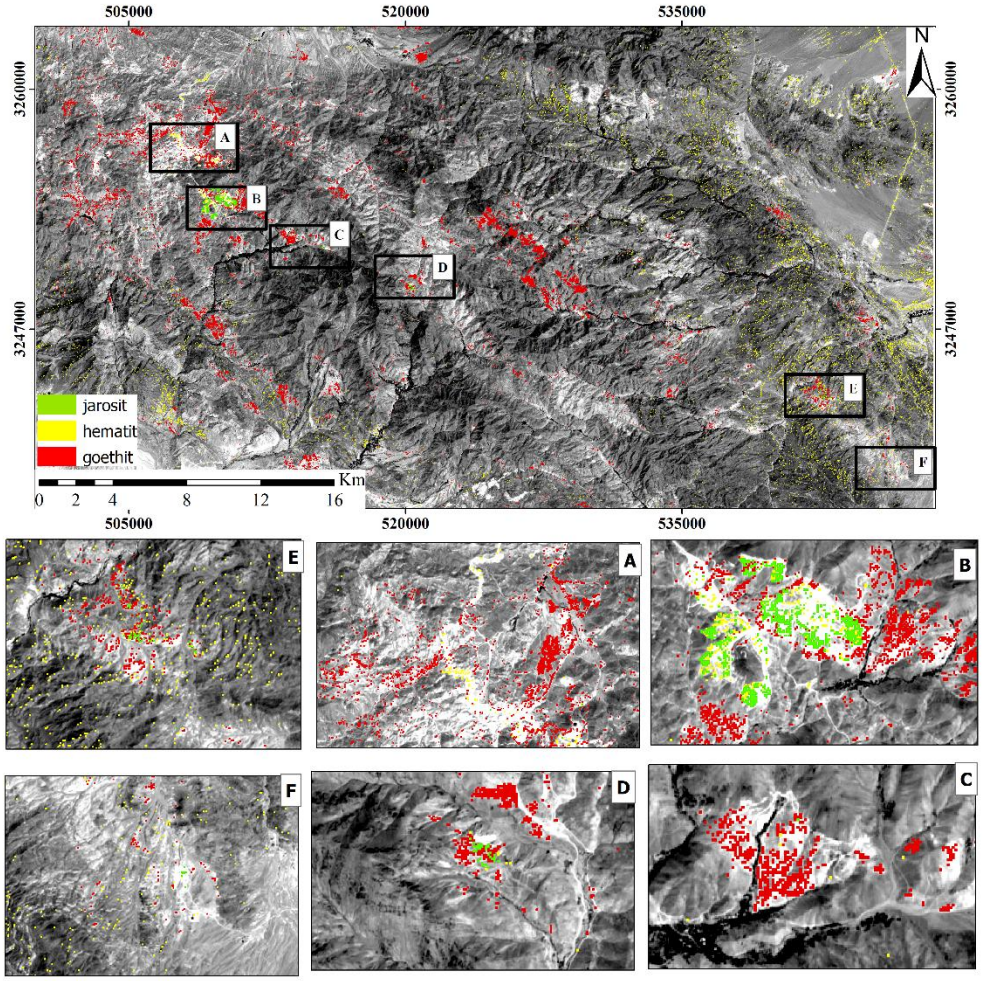
را شناسایی کرد بسیار مفید است[۸،۹] در این مطالعه از نسبت باندی ۴/۲ ماهواره سنتینل ۲ برای بارزسازی اکسیدهای آهن استفاده شده است که در این روش اکسیدهای آهن به رنگ نارنجی بارز شدند. مناطق بارز شده در تصویر مشخص شده‌اند که منطبق با معدن مس درآلو و اندیس‌های معدنی گدارسنگ ، سرمشک، هنزا، سوراخ مار یک، سوراخ مار دو گدارسیاه هستند.



شکل۲: نتایج حاصل از نسبت باندی۴/۲، بارز شدگی اکسیدهای آهن به رنگ نارنجی، A:گدارسنگ، B:معدن مس درآلو، C:سرمشک، D:هنزا، E:سوراخ مار۱، : Fسوراخ مار۲ و G:گدار سیاه

۴-۲-روش نقشه بردار زاویه طیفی

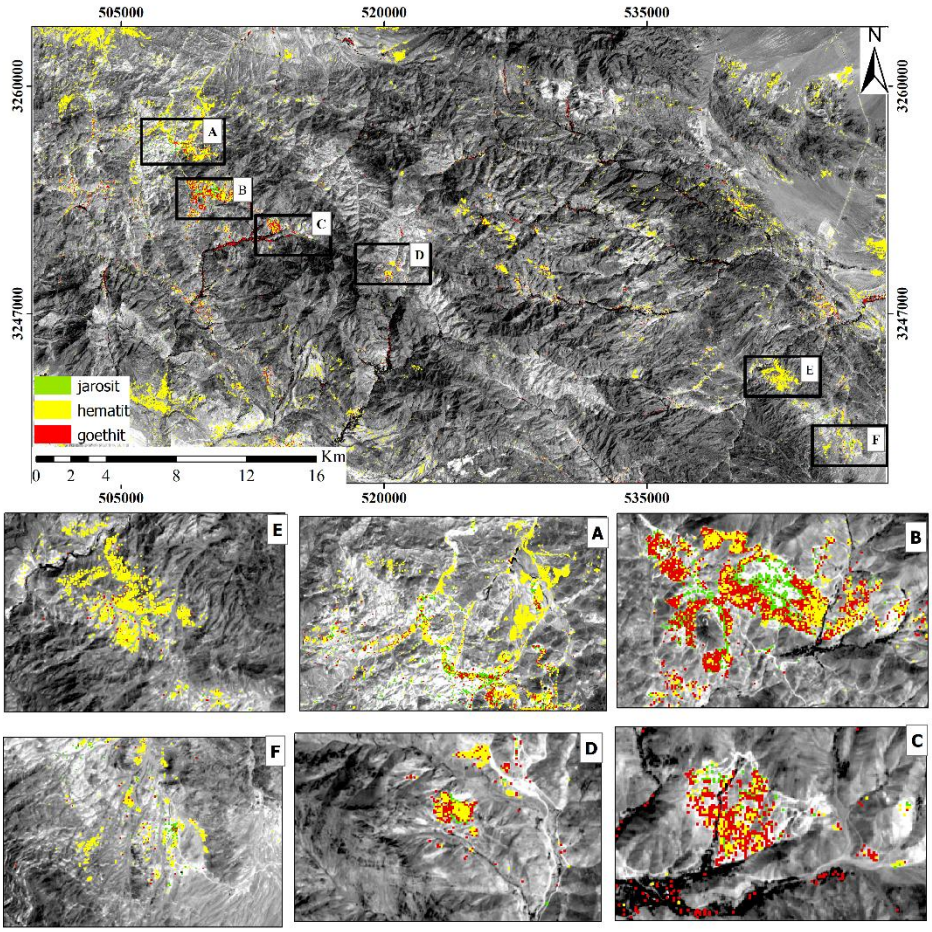
نقشه بردار زاویه طیفی یک روش رده بندی طیفی است که در این روش طیف تصویر با یک طیف استاندارد مقایسه می‌شود و زاویه کمتر دلالت بر تشابه بالاتر طیف تصویر و طیف مرجع است و هرچه زاویه به صفر نزدیک‌تر باشد اطلاعات دقیق‌تری در اختیار می‌گذارد. طیف مرجع می‌تواند از آزمایشگاه‌های طیفی، اندازه‌گیری‌های طیفی صحرایی و طیف تصویر استفاده شود [۱۰،۱۱]. که در این مطالعه از طیف طیف آزمایشگاهیUSGS کانی‌های هماتیت، ژاروسیت و گوئتیت استفاده شده که نتایج طیف تصویر نسبت به طیف آزمایشگاهی usgs دقت بالاتری دارد. در شکل ۳ بارز سازی گوئتیت به رنگ قرمز، هماتیت به رنگ زرد و ژاروسیت به رنگ سبز نشان داده شده است که بیشتر با اندیس‌های معدنی همانند گدارسنگ،:درالو، سرمشک، هنزاسوراخ مار۱، سوراخ مار ۲ مطابقت دارد.



شکل ۳: نتایج حاصل از روش SAM، بارز شدگی گوئتیت به رنگ قرمز،هماتیت به رنگ زرد و ژاروسیت به رنگ قرمز، A :گدارسنگ، B: معدن مس درآلو، C:سرمشک، D:هنزا E:سوراخ مار۱، F:سوراخ مار۲

۴-۳-روش فیلتر تطبیق یافته

روش فیلتر تطبیق یافته نوعی روش غیر خطی است که در آن اهداف انتخابی کاربر به نقشه در می‌آید در این روش نیاز به طیف کلیه عضوهای انتهایی نیست و از طریق افزایش بازتاب طیف هدف، تصویر ورودی جهت تطبیق بهتر با طیف هدف انتخاب شده فیلتر می شود و ارزش پیکسل در تصویر خروجی متناسب با کسری از پیکسل است که دارای هدف است[۱۲] در این مطالعه از طیف کتابخانه استاندارد استفاده شده است .اکسیدهای آهن از قبیل هماتیت، ژاروسیت و گوئتیت در درآلو، سرمشک ، هنزا، سوراخ مار و گدارسنگ به خوبی بارز شدند. در شکل۴ مناطق بارز شده گوئتیت به رنگ قرمز، هماتیت به رنگ زرد، ژاروسیت به رنگ سبز نشان داده شده است. مناطق بارز شده بیشتر با اندیس‌های معدنی همانند : گدارسنگ، :درالو، :سرمشک، هنزا، سوراخ مار۱، سوراخ مار ۲ مطابقت دارد.



شکل۴: نتایج حاصل از روش MF، بارز شدگی گوئتیت به رنگ قرمز،هماتیت به رنگ زرد و ژاروسیت به رنگ قرمز ، A: گدارسنگ، B: معدن مس درآلو، C: سرمشک، D: هنزا ، E: سوراخ مار۱، F: سوراخ مار۲

۵-نتیجه‌گیری

نتایج این تحقیق نشان داد با استفاده از داده‌های سنتینل ۲ و به کارگیری تکنیک‌های پردازش مختلف مانند نسبت‌باندی، نقشه بردار زاویه طیفی و فیلترگذاری تطبیقی امکان شناسایی اکسیدهای آهن شامل ژاروسیت، هماتیت و گوئتیت وجود دارد. . هر چند روش نسبت باندی مناطق دارای کانی‌زایی اکسید آهن را بارز نمود اما با روش‌های نقشه بردار زاویه طیفی و فیلتر تطبیق یافته نتایج دقیق‌تری بدست آمد با توجه به اینکه در محدوده مورد مطالعه چند اندیس معدنی همانند معدن مس درآلو، سرمشک، هنزا، سوراخ مار و گدارسیاه وجود دارد مناطق اکسیدی بارز شده تقریبا با اندیس‌های معدنی مطابقت دارند اما برای صحت سنجی نیاز به مطالعات میدانی است.

منابع فارسی

۶- اقانباتی علی، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور،۱۳۸۳

References

1.[Zhang X, Pazner M, Duke N (2007) Lithologic and mineral information extraction for gold exploration using ASTER data in the south Chocolate Mountains (California). ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 62(4): 271–282

2. Beiranvand Pour A, Hashim M (2014) ASTER, ALI and Hyperion sensors data for lithological mapping and ore minerals exploration. Springerplus 3: 130.

3 . van der Meer F D, van der Werff H MA, van Ruitenbeek F J A (2014) Potential of ESA's Sentinel-2 for geological applications. Remote sensing of environment 148: 124–133.

4 G. R. Hunt and R. P. Ashley, Spectra of altered rocks in the visible and near infrared, Econ. Geol., 1979, vol. 74, no. 7, pp. 1613–1629.

5 . G. R. Hunt and J. W. Salisbury, Visible and near infrared spectra of minerals and rocks. II. Carbonates, Mod. Geol., 1971, vol. 2, pp. 23–30.7. van der Werff H, van der Meer F, Sentinel-2 for Mapping Iron Absorption Feature

7. Van der Meer FD, Van der Werff HMA, Van Ruitenbeek FJA, Potential of ESA’s Sentinel-2 for geological applications, Remote Sens Environ 2014,

8. Gabr SS, Hassan SM, Sadek MF, Prospecting for new gold-bearing alteration zones at El-Hoteib area, South Eastern Desert, Egypt, using remote sensing data analysis, Ore Geol Rev 2015, 71, 1–13.

9. Hewson RD, Cudahy TJ, Huntington JF, Geologic and alteration mapping at Mt Fitton, South Australia, using ASTER satellite-borne data, In, Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2001. IGARSS’01, IEEE 2001 International, IEEE, 2001, 724–726.

10. Shahriari H, Ranjbar H, Honarmand M, et al, Selection of less biased threshold angles for SAM classification using the real value–area fractal technique, Resour Geol 2014, 64, 301–315.

11. Girouard G, Bannari A, El Harti A, et al. Validated spectral angle mapper algorithm for geological mapping, comparative study between QuickBird and Landsat-TM, In, XXth ISPRS congress, geo-imagery bridging continents, Istanbul, Turkey, 2004, pp. 12–23,

12. Boardman JW, Kruse FA, Green RO, Mapping target signatures via partial unmixing of AVIRIS data.

پرلیت – معادن و استانداردها

[۱*]بهزاد مهدی‌خانی، [۲]بهزاد سعیدی رضوی،

[۱*] هیات علمی پژوهشکده فناوری و مهندسی، گروه پژوهشی ساختمانی و معدنی، پژوهشگاه استاندارد، کرج، ایران

[۲]استادیار پژوهشی ، پژوهشکده فناوری و مهندسی،گروه پژوهشی ساختمانی و معدنی، پژوهشگاه استاندارد، کرج، ایران

[*]نویسنده مسئول: beh_mehdikhani@yahoo.com

چکیده

پرلیت به عنوان ماده معدنی که یک نوع شیشه طبیعی به شمار می آید در این تحقیق مورد بررسی قرار گرفته است. پرلیت یک شیشه آتشفشانی آمورف است که از آب نسبتاً بالایی برخوردار است، به طور معمول توسط هیدراتاسیون ابسیدین تشکیل می شود. به طور طبیعی رخ می دهد و خاصیت غیرمعمول دارد که به اندازه کافی گرم می شود در حال گسترش است. این ماده معدنی صنعتی و محصولی تجاری است که برای تراکم کم پس از پردازش مفید است. به دلیل تراکم کم و قیمت نسبتاً پایین بسیاری از برنامه های تجاری برای پرلیت توسعه یافته اند. در زمینه ساخت و ساز و ساخت آن در گچ های سبک، بتن و ملات (سنگ تراشی)، عایق و کاشی سقفی استفاده می شود. همچنین ممکن است از آن برای ساختن مواد کامپوزیتی که ساندویچ ساختاری هستند . یا برای ایجاد فوم نحوی استفاده شود. در باغبانی، پرلیت را می توان به عنوان یک اصطلاح خاک و یا به تنهایی به عنوان وسیله ای برای بهداشت استفاده کرد.

کلیدواژه: پرلیت، آمورف، آتشفشانی، ابسیدین، خاک

Title should be placed here

[1*]Behzad Mehdikhani, [2]Behzad Saeedi Razavi

[1]Research Assistant, Standard Research Institute, Technical and engineering faculty, Construction and mineral Department, Karaj, Iran

[2]Research Assistant professor, Standard Research Institute, Technical and engineering faculty, Construction and mineral Department, Karaj, Iran

[*]Corresponding Author: beh_mehdikhani@yahoo.com

Abstract

Perlite is an amorphous volcanic glass that has a relatively high water content, typically formed by the hydration of obsidian. It occurs naturally and has the unusual property of greatly expanding when heated sufficiently. It is an industrial mineral and a commercial product useful for its low density after processing. Because of its low density and relatively low price. Many commercial applications for perlite have developed. In the construction and manufacturing fields, it is used in lightweight plasters, concrete and mortar (masonry), insulation and ceiling tiles. It may also be used to build composite materials that are sandwich-structured or to create syntactic foam. In horticulture, perlite can be used as a soil amendment or alone as a medium for hydroponics or for starting cuttings. When used as an amendment it has high permeability / low water retention and helps prevent soil compaction. Perlite is an excellent filtration aid and is used extensively as an alternative to diatomaceous earth. The

popularity of perlite usage as a filter medium is growing considerably worldwide. Perlite filters are fairly commonplace in filtering beer before it is bottled
Key Words: Perlite, Amorphous, Volcanic, Obsidian, Soil

مقدمه:

پرلیت جلای چرب دارد و به رنگ خاکستری روشن و یا خاکستری متمایل به سبز، سیاه روشن تا تیره و قهوهای و یا به رنگ سفید (بیشتر نوع منبسط شده) دیده می شود. پرلیت سنگی است بسیار سبک که جرم مخصوص نسبی ۲.۲ تا ۲.۴ و سختی آن از ۵.۵ تا ۷ در مقیاس موس است. این سنگ بسیار شکننده و خردشدگی مخصوصی دارد که به آن حالت ترک خوردگی پوست پیازی و براق شبیه مروارید می دهد که بر اساس همین ویژگی پرلیت نامیده می شود.

پرلیت ها به ویژه در امتداد شکاف ها و حفرات به سهولت تحت تاثیر هوازدگی مکانیکی قرار می گیرند. ضخامت بخش هوازده گاه بسیار گسترده است و معمولا در نتیجه این هوازدگی کائولینیت، زئولیت و مونتموریلونیت تشکیل می شود. وسعت زیاد سطح خارجی و قابلیت عدم انتقال صوتی و حرارتی آن و همچنین عدم واکنش با مواد شیمیایی در بعضی محیط ها از مهمترین خواص پرلیت است(شکل ۱).



شکل ۱- پرلیت.

ذرات خرد شده پرلیت در اثر حرارت ناگهانی، آب موجود در خود را از دست می دهند و به صورت یک ماده سفید و روشن متورم می شوند و پومیس مصنوعی را تشکیل می دهند.

پرلیت یک نوع سنگ است که از سنگ آتشفشانی از نوع سیلیکات و از دسته شیشه های آتشفشانی بوده و در صورت حرارت دیدن به مقدار کافی، بین ۴ تا ۳۰ برابر حجم اولیه خود منبسط می شود. انسان‌ها از حدود قرن سوم پیش از میلاد این ماده را بعنوان یک شیشه آتشفشانی می‌شناختند. پرلیت از کلمه پرل به معنی مروارید که یک کلمه فرانسوی است گرفته شده است.انبساط پرلیت بر اثر حرارت، به دلیل وجود ۳- ۶ درصد آب در ساختار سنگ پرلیت خام می باشد. با حرارت دادن پرلیت، آب موجود در ساختار و تخلخل های سنگ خام

پرلیت، تبخیر شده و میلیون ها حباب بسیار ریز در ساختار پرلیت به وجود می آید . بدین صورت ساختار پرلیت تبدیل به ساختاری متخلخل با سلول های بسته شده، حجم دانه های آن به شدت افزایش یافته و رنگ آن از سیاه یا خاکستری تیره به سفید تغییر کند. پرلیت از اکسید سیلیس،آلومینیوم،سدیم،کلسیم،پتاسیم،منگنزوآهن تشکیل شده که البته اکسید سیلیس بیشترین درصد را بین سایر مواد تشکیل دهنده داراست. پرلیت منبسط از نظر شیمیایی خنثی و پس از تولید کاملا خشک و دارای رنگ سفید است.

بنابراین علاوه بر دما، ترکیب شیمیایی پرلیت نیز در میزان انبساط آن موثر است. جرم مخصوص پرلیت منبسط شده تا ۲ پوند بر فوت مکعب کاهش می یابد. این ماده سبک، بسیار نرم و شکننده است.

مشخصات پرلیت	
رنگ	خاکستری روشن و تیره، قهوه ای،سبز و سیاه
چگالی (ton/m^3)	۱٫۱۷-۱٫۴
سختی (موس)	۷-۵
نقطه ذوب (سانتیگراد)	۱۲۰۰-۷۶۰
ضریب انکسار نور	۱٫۴۹-۱٫۶۱

از نظر تجاری هر سنگ شیشه ای، بدون در نظر گرفتن ترکیب شیمیایی و ژنز، در صورتی که تا حداکثر حدود ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد منبسط و به ماده ای با جرم مخصوص کم تبدیل شود، پرلیت نامیده می شود. پرلیت سنگ شیشه ای آتشفشانی با ترکیب ریولیتی است که در اثر انجماد سریع ماگمای اسیدی به وجود می آید و معرف یک سنگ آتشفشانی آمورف است. از نظر روش های نامگذاری سنگشناسی ابسیدین، پرلیت و پیچ استون شیشه های آتشفشانی با ترکیب سیلیسی و معادل ریولیت ها، ریوداسیت ها، لاتیت و تراکیت ها اند که از نظر درصد آب ترکیبی باهم اختلاف دارند. ابسیدین کمتر از ۲ درصد، پرلیت بین ۲ تا ۵ درصد و پیچ استون بیش از ۵ درصد آب دارد. از عوامل مهم در انبساط سریع سنگ در حرارت معین وجود آب ترکیبی است. منشا آب در شیشه های آتشفشانی مربوط به آب ماگمایی است و گاه بخشی از این آب به آب بعد ماگمایی نسبت داده می شود. نوع آب موجود در شیشه های آتشفشانی، مقدار و شرایط رها شدن آب، غلظت شیشه و تغییرات آن در دماهای مختلف از عوامل موثر در شدت انبساط پرلیت اند.

از مطالعه طبیعت و شرایط شیشه های طبیعی چنین نتیجه گیری می شود که چگونگی ژنز آنها همیشه چندان ساده نیست. عواملی را که باید در مورد پرلیت در نظر گرفت، عبارت است از حالت غیر متخلخل، تشکیل به صورت توده های خیلی بزرگ و مقدار آب ترکیبی نسبتا زیاد آن می باشد. به صورت ساده پرلیت از سرد شدن سریع یک توده ی خروجی در سطح زمین تحت فشار اتمسفر حاصل شده است. اما تحت این شرایط معلوم نیست که چرا و چطور این توده به صورت پومیس منبسط نشده و یا در اثر انفجار به توف تبدیل نمی شود.

همچنین مشکلات برودت سریع یک توده ی عظیم به صورت همگن در تمام قسمتهای آن بدون تولید یک هسته ی درونی تبلور و یک پوسته بیرونی پومیس مانند بسیار فراوان می باشد. لذا به نظر نمی رسد که خروج توده ی سطحی و برودت سریع آن بتواند به تشکیل توده ی بزرگ پرلیتی قابل ملاحظه منجر شود. یک احتمال این است که پرلیت از نفوذ زیر یک پوشش نازک با فشار کافی برای ممانعت از تبدیل آن به پومیس تشکیل شده باشد. دودکش آتشفشانی در نواحی سطح زمین و دایک ها، سیل های سطحی وحاشیه توده های نفوذی بزرگ نیز برای تشکیل پرلیت پیشنهاد گردیده اند ولی هیچ فاکتور مشترک پرلیت با سیلیکات آبدار حاصل از چشمه های آب گرم و دودکش های آتشفشانی مشخص نمی کند که ممکن است فعالیت چشمه های آب گرم به سرد شدن سیل های سطحی کمک کرده باشد. احتمال سوم این است که پرلیت ها محصول دگرسانی سایر شیشه های ولکانیکی می باشند. از مطالعه پرلیت های کالیفرنیا به این نتیجه رسید که پرلیت از ابسیدین در حضور بخار آب تشکیل شده است.

خواص،کاربرد و مصارف پرلیت

پرلیت به دلیل چگالی کم، رسانایی ضعیف، خنثی بودن، غیر قابل احتراق بودن، سختی کم، درخشندگی خوب، قابلیت جذب و مقاومت (نسبت به سایر اگرگات ها نظیر ورمیکولیت) در صنایع مختلف به کار می روند. گرچه بیشتر مصارف پرلیت به صورت منبسط شده است ولی برخی مواقع از پرلیت خام نیز بسته به مشخصات فیزیکی و شیمیایی آن در صنایع ریخته گری، ساینده ها، سنگ های تزئینی و به عنوان منبع سیلیس استفاده می شود.

معرفی پرلیت

بعضی از دانشمندان معتقدند پرلیت از هیدراسیون ابسیدین عامل گردیده است و آب موجود در آن به صورت مولکولی و هیدروکسیل است. نسبت مقدار این دو نوع آب در پرلیت به میزان فراوانی اکسید کلسیم و منیزیم بستگی دارد. پرلیت ها ناپایدارند و با گذشت زمان شروع به تبلور می کنند و سپس خاصیت اصلی خود را از دست می دهند. بیشتر پرلیت های مرغوب به دوران سوم و چهارم زمین شناسی تعلق دارند. چنانچه پرلیت آلتره گردد، به مونتموریونیت ، اوپال و کلسدونی تبدیل می گردد.

مواد تشکیل دهنده پرلیت

وزن مخصوص فضایی بتن سبک بستگی به روش ساخت، مقدار و انواع اجزای متشکله آن دارد. تمام بتن های سبک، وزن مخصوص کم خود را مدیون وجود هوا در ساختمان داخلی شان هستند. بتن سبک، با وزن مخصوص ۳۰۰ تا ۱۰۰۰ کیلوگرم در متر مکعب را برای سیستم های عایق بندی و همچنین به عنوان پرکننده و همچنین برای تحمل بارها می توان مورد استفاده قرار داد، پرلیت نوعی سنگ آتشفشانی با ترکیب اسیدی تا حد واسط است که در محیط آب و یا مرطوب تشکیل می گردد .پرلیت دارای بافت شیشه ای است و به سبب همراه داشتن آب ، اشکال کروی در آن ایجاد شده است. میزان آب همراه با پرلیت در حدود ۲ تا ۵ درصد می باشد.

ترکیب شیمیایی پرلیت در جدول زیر نشان داده شده است.

ترکیب	درصد
SiO_2	۷۰-۷۵
Al_2O_3	۱۲-۱۵
NaO_2	۳-۴
K_2O	۳-۵
Fe_2O_3	۰/۵-۲
MgO	۰/۷-۰/۲
CaO	۱/۵-۰/۵
H_2O	۳-۶

مصارف پرلیت منبسط شده

پرلیت با توجه به ویژگی های خاص خود کاربرد فراوانی در صنایع مختلف دارد. به طور خلاصه برخی از این کاربردها عبارت اند از:

- به عنوان سرباره گیر در صنایع ذوب فلزات
- به عنوان سنگدانه سبک جهت تولید بلوک های سبک
- به عنوان ساینده درتهیه خمیر دندان و سایر مواد ساینده
- در نیروگاه ها برای حفاظت و جلوگیری از افت حرارت های بالا
- در پالایشگاه ها و صنایع پتروشیمی برای ایزولاسیون بدنه تانک ها
- جهت تولید انواع نشاء در کشاورزی بدون خاک (کشاورزی هیدروژونیک)
- در کپسول های انواع گاز ها برای ممانعت از بالا رفتن درجات حرارت پایین
- به عنوان فیلتر در صنایع مختلف از جمله: دارویی و غذایی و نوشابه سازی
- به عنوان سبک کننده خاک و مکمل کودهای شیمیایی در صنایع کشاورزی
- بعنوان پرکننده در صنایع کاغذ سازی و پلاستیک سازی و کاشی و سرامیک سازی
- جهت آب بندی در چاه های حفاری در صنعت نفت و تونل سازی در صنعت ساختمان
- جهت رطوبت رسانی مطلوب به ریشه گیاهان در صنعت پرورش گل و تولیدات گل خانه ای
- در زیست محیطی برای رفع آلودگی های نفتی در سواحل، پالایشگاه ها، نیروگاه ها و یا کارگاه هایی که با روغن و مواد آلوده نفتی سر و کار دارند

کاربرد پرلیت در عایق حرارتی

مخلوط پرلیت، آزبست و یک ماده چسباننده نظیر گچ به صورت عایق حرارتی بسیار خوبی به مصرف می رسد که از آن به منظور عایق بندی مخازن و لوله ها تا دمای ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد استفاده می شود۰ .

کاربرد پرلیت در کشاورزی

اضافه کردن پرلیت به خاک مزایای مهمی دارد، مرطوب ساز خاک کشاورزی، متعادل ساز دمای خاک کشاورزی ، ایجاد منفذ جهت زهکشی و تبادلات گازی در خاک، افزایش قابلیت جذب و حفظ آب، مانع ار رشد علفهای

هرز، جلوگیری از تراکم و در نتیجه بهبود توزیع و انتشار ریشه در خاک و نهایتاً بهبود رشد و نمو گیاه، نزدیک کردن خاک به شرایط خنثی، به عنوان کشت و بستر برای قلمه زنی و نشاء گیری.

کاربرد پرلیت خام

پرلیت خام در صنایعی همچون سرامیک، سانیره ها، ساخت الکترود، تهیه سیمان، مواد منفجره، متالوژی، تولید زئولیت مصنوعی، فیلتر و صافی و ساخت فیبر شیشه ای کاربرد دارد.

طرز تهیه و کاربرد پرلیت منبسط شونده

سنگ پرلیت را نخست خرد و سپس دانه بندی می نمایند .پرلیت دانه بندی شده ابتدا به بخش پیش گرم و از آنجا به داخل کوره هدایت می گردد. دمای داخل کوره میان ۷۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد و بر پایه ترکیب شیمیایی و میزان آب موجود در پرلیت تنظیم می شود .پرلیت در داخل کوره منبسط و به کمک جریان هوا به طرف بالا رسانده می شود. مواد زائد به طرف پایین کوره سقوط می کنند.

- سرامیک: برای تهیه عناصر سیلیس ، آلکانی و آلومینیوم مورد نیاز برای سرامیک ها می توان ترکیب همگن و یکسان پرلیت خام را جایگزین کوارتز و فلدسپارت در تهیه چینی نمود. در تهیه لعاب های رنگی از پرلیت می توان استفاده نمود. در کاشی کف و سرویسهای بهداشتی، پرلیت به میزان ۱۲ تا ۳۵ درصد جایگزین فلدسپارت می شود. سرامیک های الکتریکی و فیبر شیشه ای پرلیتها مناسب تشخیص داده شده اند.
- سیمان: برای تهیه سیمان پوزولان و بتن بکار می رود.
- زئولیت های مصنوعی: ماده اولیه مناسب برای تهیه انواع زئولیت های مصنوعی با استفاده از محلولهای گرمایی.
- ساینده ها :پرلیت با داشتن سختی ۵ الی ۶ به عنوان ماده ساینده استفاده می شود.
- متالوژی :پرلیت خام اگر به صورت لایه روی مواد مذاب قرار گیرد مانع اکسیده شدن ماده مذاب، کاهش هدر رفتن دما و جمع آوری سرباره می شود.

میزان تولید پرلیت

میزان پرلیت مصرفی جهان در سال ۱۹۹۷ ۱.۸ تا ۱.۹ میلیون تن گزارش شده است. کشورهای مهم تولید کننده پرلیت عبارتند از : آمریکا، روسیه، یونان، ایتالیا، ژاپن و. ...

براساس گزارش سازمان زمین شناسی آمریکا (USGS) یونان و ترکیه هر یک در سال گذشته میلادی معادل ۸۰۰ هزار تن پرلیت تولید کردند. ایران با تولید ۵۰۰ هزار تن و آمریکا با تولید ۳۷۶ هزار تن در رده های دوم و سوم بزرگترین تولیدکنندگان پرلیت جهان قرار گرفتند.

منابع پرلیت ایران

ذخایر بزرگی از پرلیت در شرق جاده میانه – تبریز در ناحیه سفید خانه (۴۶ کیلومتری شمال شرقی میانه)، اطراف آبادی طارم (در غرب میانه) کشف گردیده است. میزان ذخیره معدن سفید خانه در حدود ۵۰ میلیون تن گزارش گردیده است. با اکتشافات انجام شده توسط اداره کل معادن و فلزات خراسان، ذخایر با ارزشی در اطراف

بیرجند، فردوس و طبس کشف گردیده است. در دیگر نقاط ایران و از جمله در استان سیستان و بلوچستان و شهرهای نائین و کاشان نیز ذخایر پرلیت کشف شده است.

استاندارد ملی آزمون و ویژگی های پرلیت که به عنوان عایق استفاده می شود در شماره استاندارد ۱۷۵۴۶ تدوین شده است. طبق این استاندارد ترکیب و ویژگی های پرلیت منبسط شده پرکننده نرم عایق است. این استاندارد همچنین روش های آزمون پذیرش مواد را تعیین می کند. این روش های آزمون در اصل با عملکرد مواد در محدوده دمایی مربوط به پوشش ساختمان ها است. محدوده دمایی به کار رفته در این عایق ها ۱ تا ۱۰۳۳ کلوین است.

جدول۲- مقاومت دمایی

مقاومت دمایی برای ضخامت ۰/۰۲۴۵m ($m^2.K/W$)			
میانه درجه‌حرارت (°C)	چگالی (kg/m^3)		
	۳۲ تا ۶۶	۶۶ تا ۱۱۸	۱۱۸ تا ۱۷۶
کاربردهای دما پایین			
-۱۸۴	۱٫۴ تا ۱٫۶	۱٫۱ تا ۱٫۴	۱٫۱ تا ۰٫۹۲
-۱۲۹	۱٫۱ تا ۱٫۰	۰٫۸۵ تا ۱٫۰	۰٫۷۰ تا ۰٫۸۵
-۷۳	۰٫۷۹ تا ۰٫۹۰	۰٫۶۷ تا ۰٫۷۹	۰٫۵۸ تا ۰٫۷۹
-۱۸	۰٫۶۵ تا ۰٫۷۴	۰٫۵۶ تا ۰٫۶۵	۰٫۴۹ تا ۰٫۵۶
۴	۰٫۶۲ تا ۰٫۶۹	۰٫۵۳ تا ۰٫۶۲	۰٫۴۶ تا ۰٫۵۳
۲۴	۰٫۵۸ تا ۰٫۶۵	۰٫۴۹ تا ۰٫۵۸	۰٫۴۴ تا ۰٫۴۹
۳۸	۰٫۵۶ تا ۰٫۶۳	۰٫۴۹ تا ۰٫۵۶	۰٫۴۲ تا ۰٫۴۹
کاربردهای دما بالا			
	۴۸	۱۲۸	۱۷۶
۹۳	۰٫۴۴	۰٫۵۳	۰٫۴۱
۱۴۹	۰٫۳۳	۰٫۴۴	۰٫۳۵
۲۰۴	۰٫۲۸	۰٫۳۷	۰٫۳۲
۲۶۰	۰٫۲۳	۰٫۳۳	۰٫۲۶
۳۱۶	۰٫۱۹	۰٫۲۸	۰٫۲۳
۳۷۱	۰٫۱۷	۰٫۲۵	۰٫۲۱
۴۲۷	۰٫۱۵	۰٫۲۱	۰٫۱۸
۵۳۸	۰٫۱۱	۰٫۱۷	۰٫۱۴
۶۴۹	۰٫۰۹۲	۰٫۱۳	۰٫۱۱
۷۶۰	۰٫۰۷۴	۰٫۱۱	۰٫۰۸۶

همچنین این استانداردبرای ترکیب و ویژگی پرلیتی که به عنوان بهبود دهنده سطح جهت مهار گرد و غبار برای کاربرد در جاهایی که در آن ها گرد و غبار یک عامل است تولید شده اند نیز به کار می رود.

هنگامی که لوازم یا سامانه های مواد عایق حرارتی نصب می شوند یا به کار می روند، ممکن است مشکلات یمنی یا بهداشت مطرح شوند که تولید کننده باید اطلاعات جامع مناسب برای هرگونه مشکلات شناخته شده مربوطه با توصیه های استفاده از محصولات سازمان را ارایه کند و نیز باید اقدامات حفاظتی را برای کاربرد ایمن آن ها توصیه کند.

پرلیت اصطلاحی برای یک کانی سیلیسی طبیعی است که استخراج دانه بندی الک و خشک شده تا پرلیت معدنی خام تولید شود. ماده معدنی خام به شکل ذرات با اندازه های مختلف دارای وزنی معادل ۹۶۰ تا ۱۲۰۰ کیلوگرم بر متر مکعب است که در کوره های دما بالا منبسط شده تا به محدوده چگالی از ۳۲ تا ۱۷۶ کیلوگرم بر متر مکعب برسد. پرلیتیک کانی طبیعی است که به عنوان یک مصالح ساختمانی بنیادین طبقه بندی می شود. پرلیت غیر قابل اشتعال است.

پرلیتی که به عنوان ماده عایق در ساختمان مورد استفاده قرار می گیرد باید دارای ویژگی های زیر باشد

۱- چگالی حجمی ۳۲ تا ۱۷۶ کیلوگرم بر متر مکعب

۲- دانه بندی ، ماکسیمم درصد وزنی باقی مانده روی الک شماره ۴ باید ۵٪ باشد.

۳- آزمون آتش کوچک مقیاس: بدون جرقه و بدون اشتعال

الزامات فیزیکی فهرست شده در این بخش به عنوان الزامات کیفیت تعریف شده اند . عایق باید با الزاماتی که در ادامه ذکر شده مطابقت داشته باشد:

۱- مقاومت حرارتی

۲- جذب رطوبت، حداکثر درصد وزنی در ۱۴ روز باید ۱٪ باشد.

۳- اشتعال پذیری

۴- مهار کردن گرد و غبار

از آنجایی که پرلیت در این مبحث به عنوان عایق مورد استفاده قرار می گیرد جدول ۲ مقاومت دمایی این ماده در دماهای مختلف را نشان می دهد.

مراجع و منابع

2-3 ASTM C 168, Terminology Relating to Thermal Insulation
2-4 ASTM C177, Test Method for Steady-State Heat Flux Measure- ments and Transmission Properties by Means of the Guarded-Hot-Plate Apparatus
2-5 ASTM C 518, Test Method for Steady-State Thermal Transmission Properties by Means of the Heat Flow Meter Apparatus
2-6 ASTM C520, Test Methods for Density of Granular Loose Fill Insulations
2-7 ASTM E 84, Test Method for Surface Burning Characteristics of Building Materials
2-8 ASTM E 136, Test Method for Behavior of Materials in a Vertical Tube Furnace at 750°C
2-9 ASTM E 177, Practice for Use of the Terms Precision and Bias in ASTM Test Methods

۲-۱۰ http://farahkar.com/?p=109
۲-۱۱ استاندارد ملی ایران به شماره ۱۷۵۴۶
۲-۱۲ http://iran.perlitmak.com/what-is-perlite

بررسی کانی شناسی و زمین شیمی رخنمونهای زئولیتی جنوب شرق سمنان

خدیجه ولیدابادی[*۱]، مجید هاشمی تنگستانی[۱]، مهران رجبی[۲]

[۱]بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، ایمیل: khvalid@gmail.com

[۲]شرکت معدنی زئولیت افرازند

چکیده

زئولیتها کانیهای آبدار آلومینوسیلیکاته فلزات قلیایی و قلیایی خاکی هستند که در سرزمینهای رسوبی و آتشفشانی رسوبی یافت می شوند. در این مطالعه، ویژگیهای کانی شناسی، زمین شیمیایی و جایگاه تکتونیکی توالی های زئولیتی جنوب شرق سمنان مورد بررسی قرار گرفت. نتایج حاصل از آنالیزهای پراش پرتو ایکس، طیف سنجی بازتابی در محدوده مرئی و فروسرخ طول موج کوتاه و مطالعات میکروسکوپ الکترونی نشان دادند که کلینوپتیلولیت سدیمی- پتاسیمی، کریستوبالیت و شیشه فازهای اصلی، و کانیهای رسی، ژیپس، کلسیت، فلدسپار و هالیت کانیهای فرعی موجود در این رخنمونها هستند. بر پایه داده های زمین شیمایی، ترکیب توفهای اولیه سازنده این زئولیتها ریولیتی-ریوداسیتی با ماهیت کالکوآلکالن است. آنومالی منفی Ti, Nb و Eu همراه با غنی شدگی LREE و LILE ها ، تهی شدگی HFSE ها و همچنین جایگاه این نمونه ها در نمودارهای شناسایی جایگاه تکتونیکی نشان دادند که ماگمای اولیه توفهای سازنده این زئولیتها در حاشیه قاره ای فعال مرتبط با پهنه های فرورانشی تشکیل شده است.

کلیدواژه: زئولیت، کلینوپتیلولیت، زمین شیمی، سمنان، شمال ایران مرکزی

Investigating of mineralogy and geochemistry of zeolite occurrences in the SE of Semnan

Khadijeh Validabadi[1*], Majd H. tangestani[1], Mehran Rajabi[2]

[1]Department of Earth Science, Faculty of Sciences, Shiraz University

Afrazand Zeolite Mining Company

Abstract

Zeolites are hydrated alumino-silicates of alkali and alkali earth metals which commonly occur in sedimentary and volcano-sedimentary terrains. In this study, tectonic setting and mineralogical and geochemical characteristics of zeolite occurrences in the SE of Semnan city were investigated. Result of XRD, reflectance spectroscopy and SEM investigation identified Na-K clinoptilolite and cristobalite as major minerals and clay minerals, gypsum, calcite, feldspar and halite as minor minerals in these occurrences. Base on the geochemical data, primitive tuffs of these occurrences are calk-alkaline rhyolite and rhyodicte. Primitive mantle-normalized trace elements and chondrite-normalized rare earth elements patterns indicate enrichment in LREE and LILE and depletion in HREE and HFSE with pronounced negative anomalies in Eu, Nb and Ti. These characteristics along with samples position on the various tectonic setting discrimination diagrams demonstrate that these tuffs were formed in active continental margins of the subduction zone.

Key Words: zeolite, clinoptilolite, geochemistry, SE of Semnan, North of Central Iran

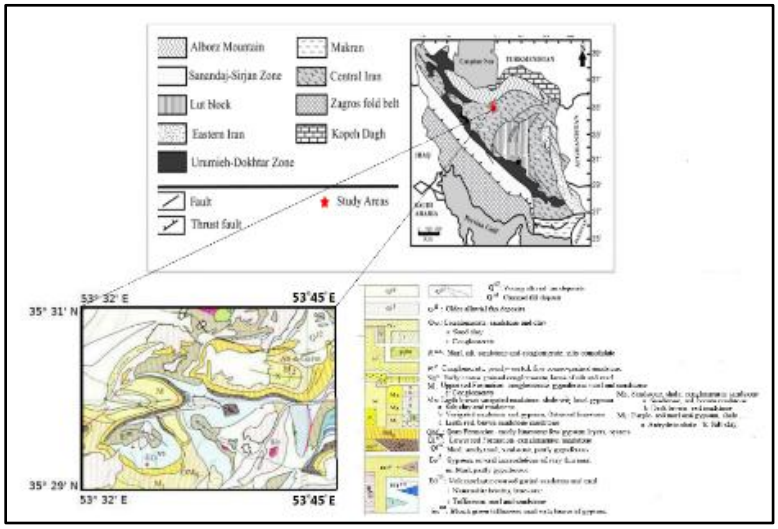
مقدمه

زئولیتها کانیهای آلومینوسلیکاته آبدار فلزات قلیایی و قلیایی خاکی هستند که از نظر ساختاری همانند کوارتز از واحدهای چهاروجهی که با روشهای مختلف به یکدیگر متصل شده اند بوجود آمده اند. نحوه اتصال این چهاروجهی ها به گونه ای است که سبب ایجاد حفرات و فضاهای خالی در ساختار این کانیها شده است. این چهار وجهی ها متشکل از چهار اتم اکسیژن هستند که در اطراف یک کاتیون مرکزی قرار گرفته اند. کاتیون مرکزی اصلی سیلسیم است که می تواند با آلومینیم و تا حدی آهن جایگزین شود این جایگزینی سبب ایجاد بار منفی اضافی در شبکه این کانی می شود که این بار منفی توسط کاتیونهای یک و یا دوظرفیتی جبران می شود. مهمترین این کاتیونها، فلزات قلیایی و قلیایی خاکی هستند که توسط پیوندهای شیمیایی ضعیف همراه با ملکولهای آب در حفرات این کانی قرار می گیرند. زئولیتها می توانند از دگرسانی مواد اولیه متفاوت شامل شیشه های آتشفشانی، برخوردی، کانی های رسی، فلدسپار، فلدسپاتوئیدها و یا حتی خود زئولیتها بوجود بیایند. نوع و میزان کانی های زئولیتی ایجاد شده وابسته به عوامل متعددی مانند بافت و ترکیب اولیه سنگ میزبان، ویژگیهای فیزیکوشیمیایی سیال، زمان و دما است. مهمترین ماده اولیه تشکیل دهنده زئولیتها، شیشه های آتشفشانی، به دلیل واکنش پذیری بالای آنها، شباهت ترکیب شیمیایی و گسترش زمانی و مکانی هستند. زئولیت های رسوبی در توالی سنوزوئیک ایران به خصوص ائوسن -الیگوسن به فراوانی دیده می شوند. شرایط ایران در طی این دوره به دلیل وجود فعالیتهای آتشفشانی مداوم و گسترده به همراه نسبت بالایی از فراورده های آذرآواری و همچنین آب وهوای خشک در طی نئوژن که منجر به توسعه حوضه های قاره ای شور شده است برای تشکیل نهشته های زئولیت رسوبی بسیارمناسب بوده است. تاکنون رخنمونهای وسیع و با خلوص بالا از این کانیها در مناطق مختلف ایران از جمله در شمال ایران مرکزی، البرز جنوبی، آدربایجان، و در بلوک لوت گزارش داده شده است و مطالعات زمین شناسی و کانی شناسی متفاوتی بر روی این زئولیتها صورت گرفته است (حجازی و قربانی ۱۳۷۳، مهدیزاده و همکاران ۱۳۸۵، بازرگانی گیلانی و رضایی ۱۳۸۶). در این مطالعه به بررسی ویژگیهای کانی شناسی و زمین شیمایی رخنمونهای زئولیتی جنوب شرق شهر سمنان پرداخته می شود.

روش مطالعه

منطقه مورد مطالعه در میان طولهای جغرافیایی ′45 °53-′32 °53 شرقی وعرضهای جغرافیایی′31 °35-′29 °35 شمالی در جنوب شرق شهر سمنان و در شمال کویر بزرگ قرار گرفته است. بر پایه رده بندی اشتوکلین ۱۹۷۲ این منطقه از نظر ساختاری در قسمت شمالی زون ایران مرکزی (شکل۱) قرار گرفته است. رخنمونهای زئولیتی این منطقه بخشی از توالی زئولیتی شمال ایران مرکزی و معادل با توالیهای زئولیتی البرز جنوبی و مرکزی هستند. توفها و توفیتهای سبز رنگ انتهای ائوسن که در این منطقه رخنمون یافته اند اغلب تا حد زیادی زئولیتی شده اند. این توفهای زئولیتی به رنگهای سفید، کرم، نخودی و خاکستری در سطح زمین دیده می شوند و میان لایه های ژیپسی، سیلیسی و مارنی در میان آنها قابل مشاهده هستند. از دیگر سازندهای اصلی رخنمون یافته در این منطقه می توان سازند قرمز پایینی، قم و قرمز بالایی را نام برد. حضور میان لایه های ژیپسی و تبخیریها سازند قرمز پایینی نشان از بالاآمدگی حوضه در زمان

الیگوسن و حاکم شدن شرایط خشکی با شوری بالا در این منطقه دارد که شرایط مساعد برای تبدیل خاکسترهای آتشفشانی به کانیهای زئولیتی را فراهم کرده است.



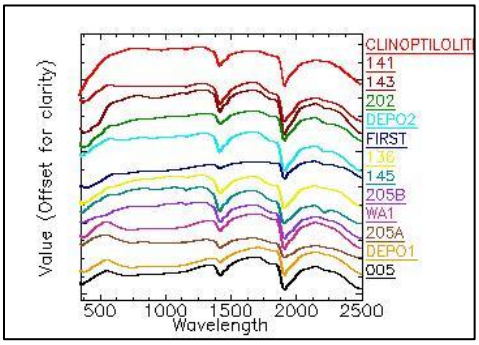
شکل۱-موقعیت منطقه مورد مطالعه در زونهای ساختاری ایران و نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه زمین شناسی سمنان ۱/۲۵۰۰۰۰

تعداد ۳۰ نمونه از رخنمونهای زئولیتی این منطقه بر پایه مشاهدات صحرائی جمع آوری شد و ویژگیهای طیفی این نمونه ها در محدوده مرئی و فروسرخ طول موج کوتاه با استفاده از دستگاه fieldspec3 در آزمایشگاه مشاهدات زمینی دانشگاه Twente کشور هلند مورد اندازه گیری قرار گرفت. سپس تعداد ۱۰ نمونه با استفاده از دستگاه XRD مدل Bruker D2 Phaser در همان آزمایشگاه مورد آنالیز قرار گرفت. غلظت عناصر اصلی و کمیاب این نمونه ها با استفاده از دستگاه ICP-MS در آزمایشگاه زرآزما (تهران) اندازه گیری شد و در نهایت ۵ نمونه با استفاده از دستگاه میکروسکوپ الکترونی در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه شیراز مورد بررسی قرار گرفت.

نتایج و بحث

شکل ۲ طیف بازتابی نمونه ها را در محدوده مرئی و فروسرخ طول موج کوتاه نشان می دهد. طیف نمایی بازتابی در محدوده مرئی و فروسرخ طول موج کوتاه بر خلاف روشهایی مانند پراش پرتو ایکس که نیاز به آماده سازیهای مفصل دارد می تواند بدون هیچ گونه آماده سازی بر روی نمونه ها در آزمایشگاه و یا حتی با استفاده از انواع قابل حمل بر سر زمین به عنوان یک روش ارزان، سریع و غیر مخرب انجام شود و اطلاعاتی در مورد گروههای کانیایی اصلی موجود در نمونه ها فراهم کند. باندهای جذبی مشاهده شده در طیف بازتابی به دلیل جذب انرژی توسط گروههای عاملی مختلف رخ می دهد موقعیت قرار گیری این باندهای جذبی به همراه شکل کلی طیف بازتابی می تواند در شناسایی کانیها بسیار سودمند باشد. مقایسه طیف نمونه ها با طیف های موجود در کتابخانه طیفی USGS و همچنین حضور باندهای جذبی شاخص دندانه دار در محدوده ۱۴۰۰ و ۱۹۰۰ نانومترنشان داد که کانی اصلی موجود در این نمونه ها از نوع کانی های

آبدار زئولیتی است. مقایسه دقیقتر این طیفها با طیف انواع مختلف زئولیتهای موجود در کتابخانه طیفی USGS نشان داد که زئولیت اصلی موجود در این نمونه ها از نوع کلینوپتیلولت است، گرچه به دلیل شباهت طیفی انواع زئولیتها و همچنین ناخالصیهای موجود در این نمونه ها نتیجه گیری نهایی نیاز به بررسیهای دقیقتر دارد. بررسی طیف نمونه تفاوتهایی را با طیف کتابخانه ای کلینوپتیلولیت نشان می دهد که این تفاوتها به دلیل حضور کانیهای دیگر در این نمونه هاست. باند جذبی ضعیف مشاهده شده در ۲۲۰۰ نانومتر به دلیل حضور کانیهای رسی بصورت جزئی در این نمونه هاست. افت بازتاب مشاهده شده در طول موجهای کمتر از ۱۳۰۰ نانومتر و بویژه در ۷۰۰ و ۹۰۰ نانومتر مرتبط با حضور اکسیدهای آهن در این نمونه هاست.



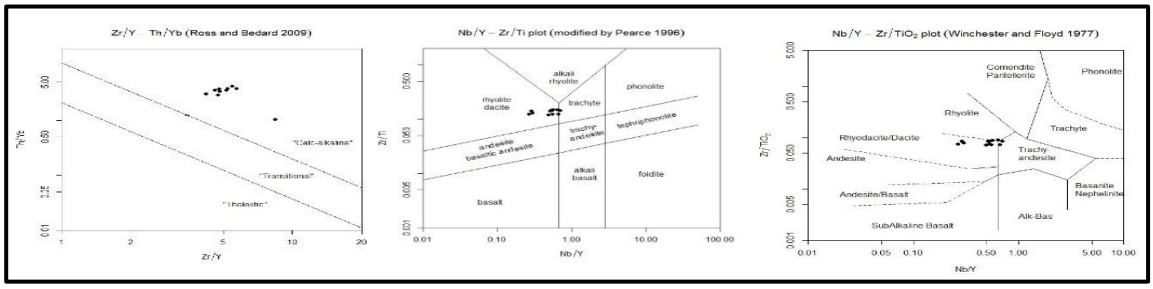
شکل ۲- طیف بازتابی نمونه ها و طیف کلینوپتیلولیت کتابخانه طیفی USGS در محدوده مرئی-فروسرخ طول موج کوتاه

بررسی پراش اشعه ایکس این نمونه ها نشان داد کانی زئولیتی کلینوپتیلولیت/هیولاندیت، کریستوبالیت، کوارتز درجه پایین و شیشه فازهای اصلی موجود در این نمونه هستند، علاوه بر این کانیهایی مانند ژیپس، فلدسپار، هالیت، کانیهای رسی از فازهای فرعی موجود در این نمونه ها هستند. به دلیل ساختار بسیار مشابه کلینوپتیلولیت و هیولاندیت امکان تمایز این دو کانی با استفاده از پراش اشعه ایکس ب امکان پذیر نیست. بررسیهای ترمودینامیکی نشان می دهد که کلینوپتیلولیت در مقایسه با هیولاندیت ناپایدارتر است واغلب همراه با پلی مرفهای ناپایدارتر کوارتز مانند کریستوبالیت و کواتز درجه پایین دیده می شود در صورتی که هیولاندیت اغلب با فازهای پایدارتر مانند کوارتز درجه بالا دیده می شود. حضور کریستوبالیت و کوارتز درجه پایین در این نمونه ها نشان می دهد که کانی زئولیتی موجود در این نمونه ها ازنوع کلینوپتیلولیت است. نتایج حاصل از تعیین ترکیب عنصری کانی های زئولیتی موجود در این نمونه ها در جدول ۱ نشان داده شده است. بر اساس این نتایج فرمول سلول واحد میانگین بصورت $(Na_{3.25}K_{1.51}Fe_{0.16}Mg_{0.23}Ca_{0.09})\ Al_{5.9}Si_{30.1}$ محاسبه شد. از نسبت Si/Al می توان برای تمایز کلینوپتیلویت و هیولاندیت استفاده کرد. این نسبت برای کانی هیولاندیت در محدوده ۴-۲.۷ و برای کلینوپتیلولت بالاتر از ۴ است (Mumpton 1960). محاسبه این نسبت برای نمونه های این منطقه نشان می دهد این نسبت برای این نمونه ها بالاتر از ۴ است و بنابراین کلینپتیلولیت کانی اصلی زئولیتی در این منطقه است.

جدول ۱- نتایج به دست آمده از آنالیز EDX

	N1	N2	N3	N4	N5
Na	2.34	2.50	2.82	1.13	2.53
K	0.54	0.85	0.52	0.67	0.71
Ca	0.06	<DL	0.12	<DL	0.10
Fe	0.09	0.21	0.13	0.58	0.20
Mg	<DL	0.7	0.63	<DL	0.54
Si	19.33	20.88	23.1	27.11	22.22
Al	4.81	4.79	3.78	4.02	4.47

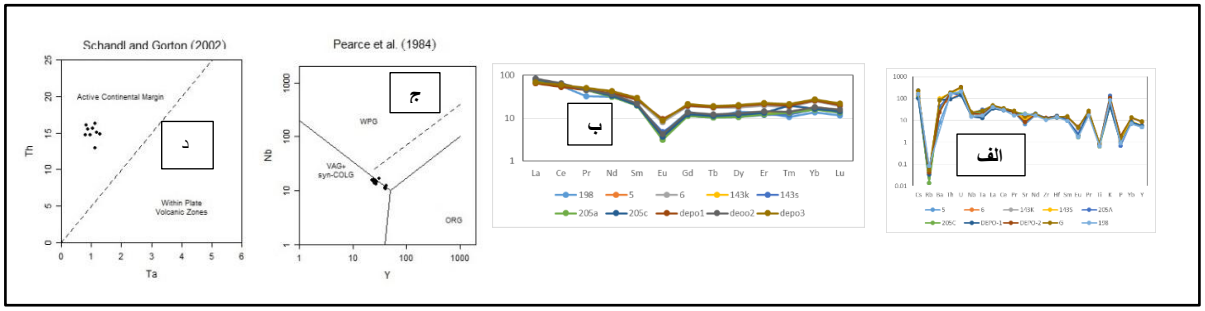
در این مطالعه با توجه به متحرک بودن عناصر اصلی در حین فرآیندهای دگرسانی و تبدیل توف به زئولیت از نمودارهای عناصر کمیاب برای شناسایی سنگهای آتشفشانی و همچنین رده بندی زمین شمیایی زئولیتها استفاده شد. بر پایه نمودارهای Winchester و Floyd (۱۹۹۷) همچنین Pearce و دیگران (۱۹۹۶) همه نمونه ها در محدوده ریوداسیت-ریولیت قرار گرفتند و با استفاده از نمودار Ross و Bedard (۲۰۰۹) مشخص شد تمام این نمونه ها دارای سرشت کالکوآلکالن هستند (شکل ۳).



شکل ۳- رده بندی توفهای زئولیتی جنوب شرق سمنان

نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه نمونه ها (الف) ، غنی شدگی نسبت به LILE ها و تهی شدگی نسبت به HFSE ها را نشان می دهد. تهی شدگی عناصر Sr, Nb و Ti و آنومالی منفی Eu نشان دهنده وابستگی این نمونه ها به پهنه های فرو رانشی است. آنومالی مثبت Th نیز آلودگی به پوسته قاره ای در جریان تکامل ماگما را نشان می دهد. نمودار عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده به ترکیب کندریت نمونه ها (ب) غنی شدگی نسبت به LREE ها آنومالی منفی Eu و الگوی نسبتا مسطح HREE ها را نشان می دهد. این ویژگیها نیز تایید کننده یک ماگما اولیه فلسیک مرتبط با فرورانش است. به دلیل ترکیب شیمیایی نمونه ها و دگرسان بودن آنها برای تعیین جایگاه تکتونیکی نمونه ها از نمودارهای گرانیتوئدی که بر پایه فراوانی عناصر کمیاب کم تحرک هستند استفاده شد.

پلات نمونه ها در نمودارهای ارائه شده توسط Pearce و همکاران (۱۹۸۴) و همچنین Schandle و Gorton (۲۰۰۲) نشان دهنده تشکیل ماگما در حاشیه قاره ای فعال مرتبط با فرورانش است (ج و د).



شکل ۴- الف- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب توفهای زئولیتی جنوب شرق سمنان بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) ب- فراوانی عناصر نادر خاکی توفهای زئولیتی جنوب شرق سمنان بهنجار شده به ترکیب کندریت (Boynton 1984) ج - جایگاه توفهای زئولیتی جنوب شرق سمنان در نمودار شناسایی جایگاه زمین ساختی Pearce et al 1984 د- جایگاه توفهای زئولیتی جنوب شرق سمنان در نمودار شناسایی جایگاه زمین ساختی Schandle and Gorton 2002.

نتیجه گیری

برا اساس بررسیهای کانی شناسی کلینوپتیلولیت ، کریستوبالیت و شیشه فازهای اصلی وکانیهای رسی، ژیپس، کلسیت، فلدسپار و هالیت کانی های فرعی موجود در این رخنمونها هستند. بررسی داده های زمین شیمیایی، نشان داد توف اولیه سازنده این زئولیتها دارای ترکیب ریولیتی-ریوداسیتی و با ماهیت کالکوآلکالن بوده است. غنی شدگی نسبت به LREE و LILE، تهی شدگی HFSE و آنومالی منفی Eu از ویژگیهای اصلی این نمونه هستند. این ویژگیها بهمراه جایگاه قرار گیری نمونه ها در نمودارهایی که به منظور تمایز جایگاه تکتونیکی به کار می رود نشان دهنده تشکیل ماگما در یک حاشیه قاره ای فعال مرتبط با فرو رانش است.

منابع

بازرگانی گیلانی، ک. و رضایی، س. (۱۳۸۶). " کانی شناسی و طرز تشکیل توالی زئولیت دار منطقه سرتخت، جنوب شرقی سمنان، شمال ایران مرکزی" مجله علوم دانشگاه تهران، ۲، ۶۴-۷۳.

حجازی، م. و قرانی، م. (۱۳۷۳). بنتونیت و زئولیت،" سازمان زمین شناسی کشور. ۱۰۸ صفحه

مهدیزاده شهری ح.، ربانی م.ص.، بازرگانی گیلانی ک.، ایراجیان ع.، ا.(۱۳۸۵) :مطالعه بنتونیتها و زئولیتهای منطقه معلمان (جنوب دامغان) با نگاهی به کانسار بنتونیت سوسن وار ،و زئولیت گندی .فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین .۶۱. ۱۳۹-۱۲۴.

Mumpton, F.A. (1960): Clinoptilolite redefined. – American Mineralogy, **15**: 351-369.

بررسی بازالت‌های طغیانی قاره‌ای با تأکید بر تأثیر آن‌ها در حوادث زیست محیطی و انقراض جانوری در کرتاسه

نویسنده مسئول*: روشنک ارغائی، دانشجو دکتری پترولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی،
arghaee.rk@gmail.com

چکیده

بازالت‌های طغیانی قاره‌ای از جمله فوران‌های عظیم بازالتی در دنیا هستند که به خصوص در محیط‌های قاره‌ای از شدت و فراوانی بالایی برخوردار بوده‌اند. منشأ تشکیل این بازالت‌ها با توجه به شدت و حجم بالای آن‌ها احتمالاً پلام‌های گوشته‌ای با قطر صدها کیلومتر می‌باشد. باتوجه به همزمانی خروج برخی بازالت‌های طغیانی قاره‌ای نظیر دکن هندوستان در کرتاسه و تراپ سیبری در پرمین و انقراض‌های جانوری در این دوره‌ها، نظریات مختلفی مبنی بر تأثیر این فوران‌ها در حوادث زیست محیطی ارائه شده است. با توجه به قاره‌ای بودن محیط فوران این آتشفشان‌ها، احتمال افزایش گاز SO_2 خروجی در اتمسفر به دلیل کم اثر شدن واکنش این گاز با آب اقیانوس پیش از خروج بسیار حائز اهمیت است. برآورد حجم اصلی بازالت‌های طغیانی خروجی به دلیل فرسایش به طور دقیق قابل محاسبه نیست اما از حجم بالایی برخوردار بوده‌اند، اما میزان حجم خروجی را نمی‌توان در انقراض‌ها مرتبط دانست ولی شدت و نوع خروج و میزان مواد پیروکلاستیک خروجی عاملی موثر در انقراض‌های جانوری بوده است. نظریات جدیدی توسط رمپینو و کلر مبنی بر همزمانی بازه‌های زمانی برخورد شهابسنگ نظیر چیکسولوب در کرتاسه و فوران‌های بازالت‌های طغیانی مانند تراپ دکن هندوستان و انقراض‌های عظیم جانوری در مطالعات چند سال اخیر بسیار مورد توجه قرار گرفته است.

کلیدواژه: بازالت‌های طغیانی قاره‌ای، تراپ دکن، انقراض، کرتاسه.

Investigation of continental flood basalts, focusing on the potential climatic and catastrophic mass extinction in Cretaceous

Rowshanak Arghaee*, Phd Student in Petrology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University,
arghaee.rk@gmail.com

Abstract

Continental flood basalts are thick successions of basalt erupted on to the continents and represent highly anomalous rates of volcanic eruption. Based on the huge volume basalt lavas it seems that they appear to be derived from huge mantle plume. According to time of eruption in some flood basalts such as Deccan traps in Cretaceous and also the Siberian traps in Permian which have erupted at the same time with some important mass extinixtion it seems that they have related to catastrophic environment .Some evidence shows that amounts of SO_2 gases were increased and also effected on atmosphere because the volcanoes have been located in continental area and reaction between this gas and oceanic water were not important in that region. Although the amount of eruption was so huge, because of erosion we don't know the specific volumes of basalt lavas but it seems that the rate and duration of eruption were important than volume and also pyroclastic output was an effective factor in extinction. Some new theories were considered by Rampino and Keller shows that mass extinctions of life and catastrophic flood basalt volcanism such as Deccan traps of india connected with the some meteor impact such as Chicxulub and triggered the extinction.

Key Words: Continental flood basalts, Deccan traps, Extinction, Cretaceous.

۱- مقدمه

بازالت‌های طغیانی یا سیلابی (Flood Basalts) فوران‌های بسیار عظیم مذاب‌های بازالتی با سرشت عموماً تولئیتی 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 تولئیتی 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 (درویش‌زاده،۱۳۸۴). 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.

۲- فرضیه ایجاد تنوره‌های گوشته‌ای (پلام) در تولید و ژنز بازالت‌های طغیانی قاره‌ای

گرمای آزاد شده ناشی از تغییر فاز مذاب به جامد (رشد هسته داخلی) همراه با عناصر فرار و عناصر غیر از آهن و نیکل باعث تشکیل نطفه‌های آغازین و یا بسته‌های اولیه دیاپیرهای گوشته‌ای می‌شوند. در واقع هسته زمین انرژی تمام این فعالیت‌ها برای تشکیل پلام‌ها را از دو پدیده اصلی یعنی تغییرات فاز مایع به جامد هسته (گرمای نهان انجماد) و میدان مغناطیسی زمین تأمین می‌کند (Williams, 2012). این بسته‌های انرژی و مواد به صورت موجی تدریجی و بسیار کند به سمت بالا حرکت می‌کنند. هرچه به سمت بالاتر می‌روند به علت کاهش فشار، منظم‌تر و بهتر شکل می‌گیرند. زمانیکه به استنوسفر می‌رسند در آنجا تکامل یافته و تشکیل دیاپیرهای بزرگ را می‌دهند. یک ناپایداری حرارتی در مرز بین هسته وگوشته، تنوره‌ای به قطر صدها کیلومتر تولید می‌کند و به طرف سطح زمین صعود می‌نماید وقتی سر تنوره به قاعده لیتوسفر نزدیک شود، گوشته زیر آن که تنوره از خلال آن عبور کرده ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه‌ی سانتیگراد و گرم‌تر از نواحی اطراف است. این عمل موجب ذوب‌بخشی سریع گوشته و خروج مواد مذاب می‌شود. حجم بسیار زیاد مواد مذاب و سرعت و خروج آن، متضمن یک منطقه ذوب‌بخشی با ابعاد وسیع است در واقع سرتنوره که در زیر لیتوسفر به صورت پهن و مسطح در می‌آید قادر است مذابی شبیه بازالت‌های طغیانی ایجادکند (قربانی، ۱۳۹۱).

۳- فوران بازالت‌های طغیانی قاره‌ای و تغییرات آب و هوایی

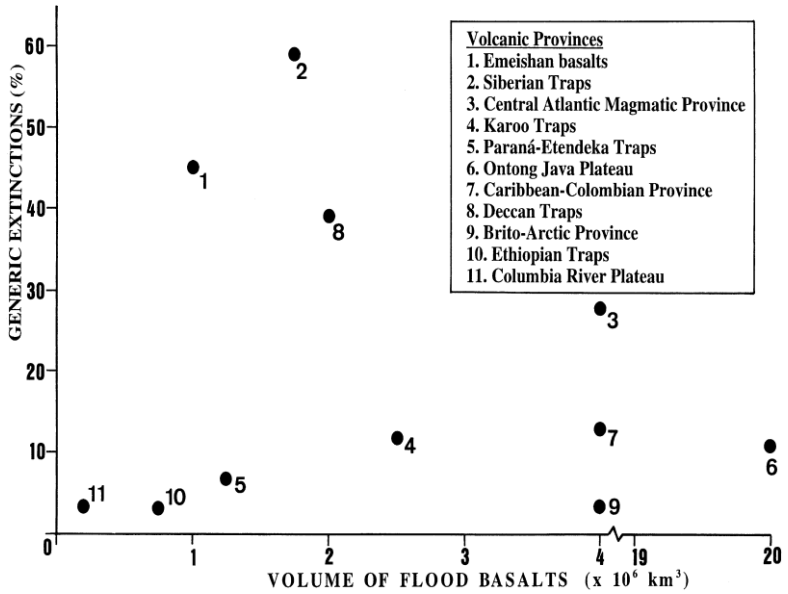
فوران‌های بازالتی، گاز SO_2 خروجی بیشتری از معادل اسیدی خود دارند (Sigurdsson, 1982). در فوران‌های اقیانوسی فوران‌ها در اقیانوس رخ می‌دهد بنابراین گازهای SO_2 خروجی به سرعت با آب واکنش می‌دهد و مقدار اندکی از این گاز وارد اتمسفر می‌شوند اما در فوران‌های قاره‌ای گازها به طور مستقیم با اتمسفر تماس پیدا می‌کنند. تقریباً می‌توان گفت تمام فوران‌های طغیانی قاره‌ای که از ۲۰۰ میلیون سال پیش تاکنون رخ داده‌اند هیچ ارتباطی با فرورانش نداشته و همراه با کافت‌های قاره‌ای بوده‌اند بنابراین در محیط آبی رخ نداده‌اند (Skelton, 2003). اثرات آب و هوایی احتمالی آتشفشان‌های طغیانی بر دو عامل مهم تقسیم بندی شده است: ۱)ارتفاع تروپوسفر و ارتفاع ستون‌های آتشفشانی در طول فوران:

در حدود ۶۵ میلیون سال پیش ارتفاع تروپوسفر حدود ۱۸ کیلومتر بوده است. به دلیل پرحرارت بودن فوران‌های بازالت-های طغیانی دکن احتمال بالابودن ارتفاع ستون‌ها و رسیدن به استراتوسفر دور از انتظار نیست. ۲)به میزان غنی بودن SO_2 در استراتوسفر: همانطور که می‌دانیم گاز SO_2 خروجی می‌تواند با H_2O واکنش داده و به H_2SO_4 تبدیل شود. اما این عامل در صورت غنی بودن جو از H_2O صورت می‌گیرد. بنابراین در صورتی گاز SO2 اتمسفر می‌تواند افزایش پیدا کند که پیش از قرارگیری در جو با آب واکنش نشان ندهد (واکنش هیدراته و تبدیل به H_2SO_4 در فلات‌های اقیانوسی به دلیل فوران در آب بسیار متداول است). بنابراین قاره‌ای بودن فوران دکن و در نتیجه نبود آب می‌تواند باعث ورود گاز SO_2 زیادی به جو شده باشد. به نظر می‌رسد میزان گاز SO_2 خروجی از آتشفشان‌ها از میزان گاز SO_2 جوی بسیار بالاتر بوده باشد در نتیجه این گاز افزایش پیدا کرده است. اما سازوکار گاز CO_2 متفاوت بوده و میزان گاز CO_2 منتشر شده از آتشفشان‌های فوران تراپ دکن با همان مقداری که از منابع دیگر خارج می‌شود یکسان بوده‌است (Skelton, 2003) (درواقعCO_2 اضافی صرف کربنات‌سازی و فعالیت‌های زیستی دریایی شده است (Sen, 2010). اگرچه بازخورد این مقدار باعث افزایش غلظت CO_2 هوا به میزان ۷۵ ppm شده و باعث افزایش درجه حرارت جهانی ۱ تا ۲ درجه شده باشد، اما این میزان گرما نمی‌توانسته سبب انقراض عظیم دوره‌ی کرتاسه شده باشد. مطالعات سال ۲۰۱۴ از وجود سنگ‌های آذرین غیر معمول در رسوبات در آتلانتیک شمالی خبر می‌دهد. این مطالعات نشان می‌دهد که در برخورد توده‌های نفوذی و رسوبات ذوب بسیار سریعی رخ داده که طی آن گرمای زیادی شبیه به انفجار مواد منفجره آزاد می-شود. پس احتمال دارد مشابه چنین رویدادی در تراپ دکن افزایش گرمای شدیدی را به همراه داشته است (Rampino, 2014).

۴- حجم بازالت‌های طغیانی خروجی از صفحات قاره‌ای و انقراض‌های گروهی جانوران

وقوع حداقل ۵ انقراض عظیم در طی۵۴۰ میلیون سال گذشته، سبب از بین رفتن حدود ۷۰ تا ۹۰ درصد گونه‌های زنده در دوره‌های زمانی خود شده‌است (Rampino, 2002). انقراض پرمین را می‌توان در ارتباط با بازالت‌های طغیانی سیبری دانست. در دهه‌ی اخیر برخی بر این عقیده‌اند که فوران‌های عظیم آتشفشانی در کرتاسه بدون در ارتباط بودن با برخورد شهاب‌سنگ موجب انقراض عظیم در ۶۵ میلیون سال پیش شده باشد (Rampino, 1988). رمپینو معتقد است که فوران-های عظیم بازالتی باعث تغییرات در آب‌و هوا و شرایط بیولوژیکی شده است. وی همچنین معتقد است که انقراضی که در پالئوسن ائوسن در حدود ۵۵ میلیون سال پیش رخ داده در پی وقوع فوران بازالت‌های اقیانوس اطلس شمالی و در پی آن افزایش حرارت گرمایی که در آن دوره رخ داده است (Rampino, 2010). برآورد حجم اصلی بازالت‌های طغیانی خروجی به دلیل فرسایش به طور دقیق قابل محاسبه نیست، اما تا حدی می‌توان حجم فوران‌ها را تخمین زد. براین اساس اگرچه خروج فوران‌های بازالتی متغیر بوده است، اما نمی‌توان میزان حجم خروجی را در انقراض‌ها مرتبط دانست. درواقع عامل تعیین‌کننده حجم بازالت‌های خروجی نیست، بلکه شدت و نوع خروج و میزان حجم مواد پیروکلاستیک خروجی است که عاملی تأثیرگذار در انقراض‌هاست (Wignall, 2001). در شکل ۱ ارتباط بین حجم بازالت‌ها و انقراض‌های گروهی را مشاهده می‌کنید. به طور مثال بازالت‌های طغیانی جاوا (شماره ۶) از حجم قابل توجهی برخوردار بوده‌اند اما تأثیرگذاری آن‌ها بر انقراض جانوران کمتر از ۱۰ درصد بوده است اما بازالت‌های تراپ سیبری (شماره ۲) با حجم یک

سوم بازالت‌های جاوه، حدود ۶۰ درصد همراه با نابودی جانداران بوده است. بنابراین شدت و نوع خروج بسیار مهم‌تر از میزان حجم است.



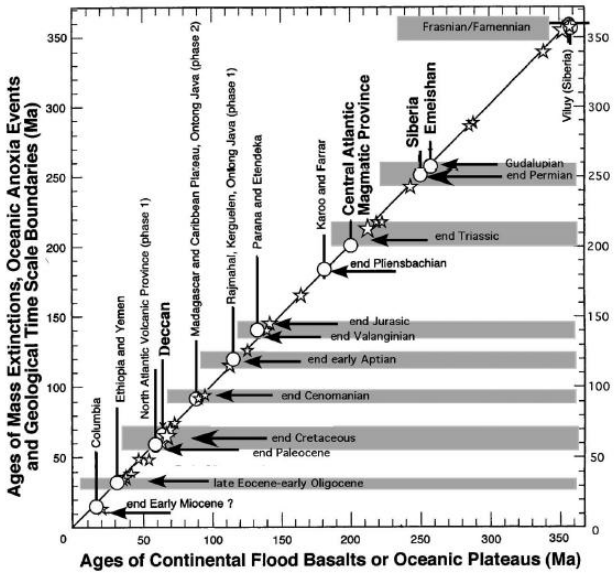
شکل ۱. ارتباط حجم بازالت‌های طغیانی خروجی از صفحات قاره‌ای و انقراض‌های گروهی جانوران. میزان حجم بازالت‌های خروجی هیچ ارتباطی به درصد انقراض‌های گروهی جانوران ندارد اما شدت و میزان مواد پیروکلاستیک خروجی بسیار موثر است (Wignall, 2001).

۵- ارتباط بین برخورد شهاب‌سنگ و فوران آتشفشان‌های بازالتی کرتاسه

در دهه هفتاد میلادی نظریه انقراض دایناسورها توسط برخورد شهاب‌سنگ از سوی فیزیکدانی به نام لوئیس آلوارز مطرح شد (Alvarez, 1980). براساس این نظریه ایریدیوم تا پیش از اصابت شهاب‌سنگ چیکسولوب (Chicxulub) در زمین وجود نداشته است و توسط این شهاب‌سنگ به زمین آورده شده است (Kring,2007). تحقیقاتی که به تازگی صورت گرفته است با نمونه‌برداری از رسوبات اعماق دریا در محل اصابت چیکسولوب و نیز در تگزاس در طول رودخانه "برازوس" از صخره‌های عظیم شمال مکزیکو، نشان می‌دهد که چیکسولوب به تنهایی نمی‌تواند عامل انقراض دایناسورها در زمین باشد چرا که اصابت این شهاب‌سنگ ۳۰۰۰۰۰ سال پیش از نابودی رخ داده و پس از آن بسیاری از گونه‌های جانداران دریایی سال‌ها به حیات خود ادامه دادند. پس نمی‌توانسته عامل اصلی انقراض باشد و شهاب‌سنگ یا شهاب‌سنگ‌های دیگری عامل انقراض بوده‌اند که هیچ اثری اکنون از آن‌ها نیست (Sen, 2011). کلر معتقد است که ارتباط منظمی بین برخوردهای شهاب‌سنگ‌ها به زمین و فوران‌های بازالتی و ۵ انقراض اصلی گونه‌های جانوری در فانروزوئیک وجود دارد (Keller, 2005). براساس مشاهدات کلر می‌توان همزمانی بین این ۳ پدیده ارائه نمود که در شکل ۲ قابل مشاهده است.

جمع‌آوری و تجزیه و تحلیل فعالیت‌های عظیم تکتونیکی، فوران‌های عظیم طغیانی و سطح آب دریاها در دوران‌های مختلف توسط رمپینو و استوتر در سال ۲۰۱۵ نتایج جالب را به همگان نشان داد که می‌تواند جدیدترین نظریه‌ی تشکیل بازالت‌های طغیانی باشد. این بررسی‌ها نشان از ارتباط ۳۰ میلیون ساله بین تمام این پدیده‌هاست. رمپینو با استفاده از

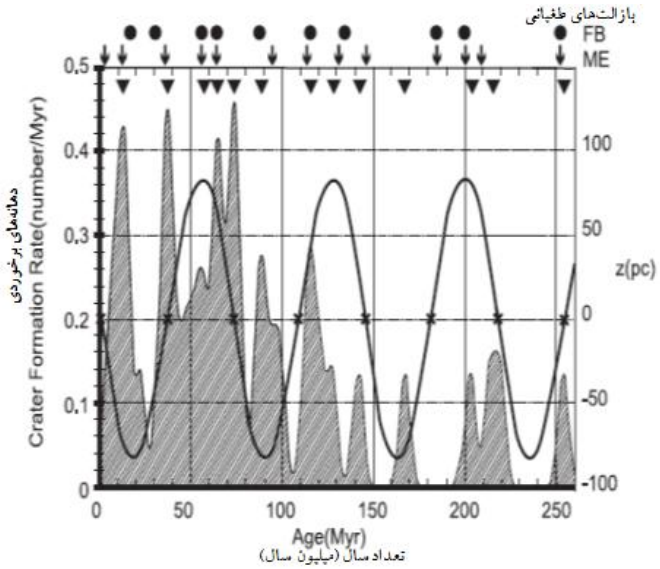
تطبیق داده‌های زمان‌های برخورد و فوران‌های بازالت‌های طغیانی و انقراض‌های عظیم نموداری را ترسیم کرد (شکل۳) (Rampino, 2015).



شکل۲. نمودار تطابق ارتباط احتمالی بین برخوردهای شهاب سنگ‌ها به زمین و فوران‌های بازالتی و ۵ انقراض اصلی گونه‌های جانوری در فانروزوئیک، خطوط خاکستری انقراض‌های جانوری، علامت ستاره برخوردهای شهاب سنگ‌ها و دایره‌های سفید رنگ فوران‌های بازالتی طغیانی را نشان می‌دهد (Keller, 2005)

نمودار رمپینو (Rampino, 2015) در شکل ۳ نشان می‌دهد در فاصله‌ی ۲۶۰ میلیون سال گذشته ۹ تا از ۱۳ تا برخورد، نزدیکی زمانی با انقراض‌های عظیم جانداران دارد و ۷ برخورد منطبق بر ۷ فوران بازالت‌های طغیانی می‌باشند. همچنین این ۷ فوران همزمان با زمان ۷ انقراض عظیم جانوری جهان است و ۶ برخورد آن همزمان با عبور منظومه شمسی از صفحه‌ی کهکشانی است. منظومه شمسی به نحوی است که زمین و سیارات به‌دور خورشید می‌چرخند و منظومه شمسی نیز درون کهکشان راه شیری با مرکزیت ستارگان در حال چرخش است. این چرخش منظومه شمسی علاوه بر اینکه به صورت دایره‌وار درون کهکشان راه شیری در چرخش است و به صورت پیک‌های بالا و پایین‌رونده نیز حرکت می‌کند. این دوران‌ها ممکن بوده در بعضی از برهه‌های زمانی در هنگام حضور ماده‌ی تاریک (Disc dark matter) (ماده‌ی تاریک که هیچگاه دیده نشده است و ماهیت آن هنوز در علم فیزیک ناشناخته می‌باشد) درون کهکشان همزمانی داشته است. بنابراین ماده‌ی تاریک ممکن است بر روی نظم سیارات منظومه شمسی تأثیر گذاشته و در نهایت باعث افزایش فعالیت هسته‌ی داخلی زمین و متعاقب آن افزایش پلام‌ها و تشکیل بازالت طغیانی شده است. علاوه بر تأثیر ماده‌ی تاریک بر زمین می‌توانسته بر اجزای منظومه شمسی نیز اثر گذاشته باشد و باعث افزایش یا کاهش سرعت چرخش سیارات و ستارگان دورتر از زمین شده باشد. این تغییرات همگی می‌توانند بر افزایش حضور شهاب‌سنگ‌ها در منظومه شمسی اثر

گذاشته باشند و نمودار برخوردها را توجیه کند. درواقع همزمانی این پدیده‌ها با هم و حضور ماده‌ی تاریک در کهکشان راه شیری به صورت یک عامل خارجی نمی‌توانسته بی‌تأثیر باشد (ارغائی، ۱۳۹۵).



شکل۳. نمودار رابطه‌ی دهانه‌های برخوردی شهاب‌سنگ‌ها و فوران بازالت‌های طغیانی نظیر دکن هند (در فاصله‌ی ۲۶۰ میلیون سال گذشته ۹ تا از ۱۳ تا برخورد نزدیکی زمانی با انقراض‌های عظیم جانداران دارد و ۷ برخورد منطبق بر ۷ فوران بازالت‌های طغیانی می‌باشند) (Rampino, 2015).

بحث و نتیجه‌گیری

مطالعات سال‌های اخیر برروی فوران بازالت‌های طغیانی قاره‌ای در بازه‌های زمانی مختلف نظیر کرتاسه (تراپ دکن) و پرمین (تراپ سیبری) باتوجه به حجم و شدت بالای آن‌ها و همچنین همزمانی انقراض‌های گسترده جانوری کرتاسه و اواخر پالئوزوئیک نتایج جالبی را در اختیار زمین‌شناسان قرار داده است. براساس آمار و ارقام‌های رمپینو و کلر، همزمانی برخورد شهاب‌سنگ کرتاسه و فوران‌های دکن و همچنین گستردگی و حجم فوران‌های آتشفشان‌های طغیانی در بازه‌های زمانی طولانی و تأثیر بر اتمسفر از مهم‌ترین ویژگی‌های حائز اهمیت است. قاره‌ای بودن محیط فوران‌های طغیانی قاره‌ای باعث بی‌تأثیر شدن واکنش آب اقیانوسی با گاز خروجی SO_2 پیش از قرارگیری این گاز در جو شده است در نتیجه این گاز افزایش چشمگیری در اتمسفر داشته و تأثیر فراوانی بر محیط زیست همزمان با فوران‌های بازالتی داشته است. اما سازوکار گاز CO_2 متفاوت بوده و گاز منتشر شده در فوران دکن با همان مقدار که از منابع دیگر خارج شده یکسان بوده است. درواقع CO_2 اضافی صرف کربنات‌سازی و فعالیت‌های زیستی شده و احتمالاً تنها باعث افزایش درجه حرارت جهانی ۱ تا ۲ درجه شده باشد. اگرچه خروج فوران‌های بازالتی طغیانی به طور کل از حجم بالایی برخوردار بوده است، اما نمی‌توان میزان حجم خروجی را در انقراض‌ها مرتبط دانست، بلکه شدت و سرعت خروج و میزان قطعات پیروکلاستیک موثر در انقراض بوده است. در نهایت تفسیر جدیدترین نظریه‌ی رمپینو در ارتباط با حضور ماده‌ی تاریک و تأثیر آن در پیک‌های دورانی منظومه‌شمسی و درنتیجه افزایش فوران‌های بازالت‌های طغیانی نظیر دکن و سیبری همزمان با بازه‌های زمانی برخورد شهابسنگ نظیر کرتاسه و پرمین و انقراض عظیم جانوری، بیش از بیش اهمیت این

فوران‌ها را در چرخه‌ی زیست محیطی نشان می‌دهد. همچنین جداول رمپینو نشان می‌دهد که در فاصله‌ی ۲۶۰ میلیون سال گذشته ۹ تا از ۱۳ تا برخورد، نزدیکی زمانی با انقراض‌های عظیم جانداران دارد و ۷ برخورد منطبق بر ۷ فوران بازالت‌های طغیانی می‌باشند.

منابع

۱) ارغائی، ر. (۱۳۹۵)، بررسی بازالت‌های کرتاسه جنوب آمل و ارتباط آن‌ها با بازالت‌های کرتاسه دکن، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

۲) قربانی، م. (۱۳۹۱)، سنگ‌شناسی آذرین پیشرفته ، انتشارات آرین زمین، ۳۹۸ صفحه.

۳) درویش‌زاده، ع. (۱۳۸۴)، ویژگی‌های بازالت‌های طغیانی (پتروژنز و ژنز)، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم تهران.

4) Alvarez,L. Alvarez, W. Asarom, F. Michel, H. (1980), Extraterrestrial Cause for the Cretaceous-Tertiary Extinction, Science, Vol. 208, 6 June 1980.

5) Keller, G. (2005), Impacts, volcanism and mass extinction: random coincidence or cause and effect, Australian Journal of Earth Sciences (2005) 52, (725 – 757).

6) Keller, G. (2008), Cretaceous climate, volcanism, impacts, and biotic effects, Contents lists available at ScienceDirect, Cretaceous Research 29 (2008), 754–771.

7) Keller, G. (2003), Bioti e¡ects of impacts and volcanism, Earth and Planetary Science Letters 215 (2003) 249-264.

8) Keller, G. Adatte, T. Gardin, S. Bartolini, A. Bajpai, S. (2008), Main Deccan volcanism phase ends near the K–T boundary: Evidence from the Krishna–Godavari Basin, SE India, Earth and Planetary Science Letters 268 (2008) 293–311.

9) Kring, D. (2007), The Chicxulub impact event and its environmental consequences at the Cretaceous–Tertiary boundary, Palaeoecology 255, 4–21.

10) Rampino, M. (2015), Disc dark matter in the Galaxy and potential cycles of extraterrestrial impacts, mass extinctions and geological events ،MNRAS 448, 1816–1820 (2015).

11) Rampino, M. (2010), Mass extinctions of life and catastrophic flood basalt volcanism، PNAS | April 13, 2010 | vol. 107 | no. 15.

12) Rampino, M. (2002), Role of the galaxy in periodic impacts and mass extinctions on the Earth, Geological, Society of America Special, Papers 356:667–678.

13) Rampino, M. Stothers, R. (1988) Flood basalt volcanism during the past 250 million years, Science 241:663–668.

14) Sen, G. (2010), A Simple Petrologic Model for the Generation of Deccan Trap Magmas, Article in International Geology Review, July 2010.

15) Sen,G. Chandrasekharam, D. (2011), Deccan Traps Flood Basalt Province: an Evaluation of the Thermochemical Plume Model, Topics in Igneous Petrology, Springer Science+Business Media B.V. 2011.

16) Sigurdsson, H. (1982),Volcanic pollution and climate: The 1783 Laki eruption ,Eos, Transachions American Geophysical Union, Volume 63, Issue 32, Pages: 601-604, 10 August 1982.

17) Skelton, P. (2003), the Cretaceous World, Cambridge University Press.

18) Williams, M. (2009), Inside Planet Earth, Scientific Publications Discovery Channel England, Documentary film.

19) Wignall, P. (2001), Larg igneous provinces and mass extinctions, Earth-Science Reviews 53 (2001). 1–33.

پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های ماگمایی منطقه اردستان

بهار جوادزاده*، کارشناسی ارشد پترولوژی، bahar.javadzadeh@gmail.com

زیبا دلپسند، مرکز گوهرشناسی دانشگاه شهید بهشتی ziba.delpasand@gmail.com

******

چکیده

شهرستان اردستان در شمال شرقی اصفهان واقع شده است، از نظر زمین‌شناسی این منطقه جزء زون ایران مرکزی محسوب می‌شود و به نوار ماگمایی ارومیه – دختر تعلق دارد. ترکیب سنگ‌شناسی توده‌های نفوذی شامل کوارتز دیوریت، کوارتز هورنبلند دیوریت، آلکالی فلدسپار گرانیت، گرانیت، گرانیت پورفیری، گرانودیوریت و کوارتز مونزودیوریت بوده و سنگ‌های آتشفشانی از نوع گدازه و توف بوده که گدازه‌ها دارای ترکیب کانی‌شناسی آندزیت، بازالت، تراکیت، ریولیت و دایک‌ها وتوده‌های نفوذی (گابرو و ترالیت) می‌باشند و توف‌ها از لحاظ پتروگرافی عمدتاً دارای بافت پورفیروکلاستیک بوده و اکثراً از نوع کریستال لیتیک توف، لیتیک کریستال توف، لیتیک توف و ویتریک توف است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، هردو ماگمای سنگ‌های نفوذی و سنگ-های ولکانیک منطقه، سرشت متاآلومین داشته و از لحاظ سری ماگمایی از نوع کالک‌آلکالن می‌باشند. با توجه به بررسی خاستگاه ماگمایی و جایگاه تکتونیکی، سنگ‌های نفوذی منطقه ویژگی‌های گرانیتوئیدهای تیپ I را داشته و به حاشیه فعال قاره‌ای تعلق دارند و همچنین با توجه به دیاگرام‌های عنکبوتی نمونه‌های سنگ‌های ولکانیک منطقه نیز با الگوی دیاگرام‌های عنکبوتی مناطق فرورانش مربوط به حاشیه فعال قاره‌ای هماهنگی جالب توجهی را نشان می‌دهد. براساس اطلاعات موجود و شواهد صحرایی، هر دو توده نفوذی و سنگ های آتشفشانی منطقه با محیط فرورانش در ارتباط می‌باشند. الگوی تکتونوماگمایی تشکیل گرانیتوئیدهای منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که ماگماهای گرانیتوئیدی منطقه حاصل ذوب پوسته اقیانوسی فرورانده شده می‌باشد. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای سنگ‌های مورد مطالعه خویشاوندی مشترک دارند ودریک محیط فرورانش تشکیل شده‌اند. که این مسئله با ماگماتیسم ارومیه - دختر هم خوانی دارد.

کلید واژه‌ها: نوار ماگمایی ارومیه - دختر، توده نفوذی، سنگ‌های آتشفشانی، منطقه اردستان

Petrography and geochemistry of Magmatic rocks of the Ardestan area

Bahar Javadzadeh*, Master of science in Petrology, bahar.javadzadeh@gmail.com
Ziba Delpasand, Gemological development institute of Shahid Beheshti University, ziba.delpasand@gmail.com

******

Abstract

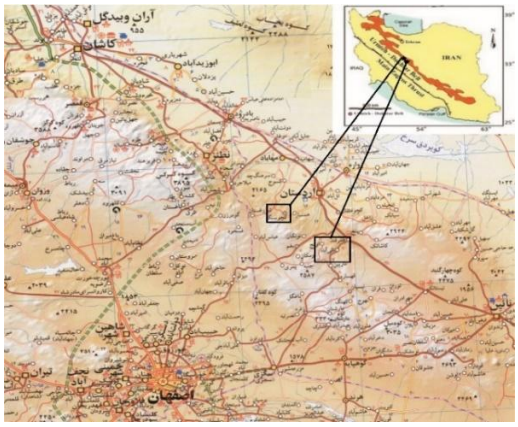
The studied area of Ardestan is considered as part of Central Iran zone and belongs to Urmia-Dokhtar magmatic belt. Volcanic activity associated with both intrusive bodies started in Lower Eocene and

reached its climax in Middle and Upper Eocene. Intrusive bodies consist of quartz-diorite and quartz-hornbland-diorite, Alkali feldspar granite, granite, porphyry granite, granodiorite and quartz-monzodiorite and Volcanic rocks consist of lava and tuff, with andesite, basalt, trackyte, rhyolite and dykes. Based on geochemical studies, the magma source of intrusive rocks in the studied area has metalominouse nature and belongs to calc-alkaline magmatic series. Taghi-abad and Dorojin Mountain bodies show characteristics of I-type granitoids and belong to an active continental margin setting. According to available data and field observations, both intrusive bodies (Taghi-abad and Dorojin Mountain) and volcanic rocks are associated with subduction zone. The tectono-magmatic model of formation of granitoid bodies in the studied area indicates that granitoid magmas in the studied area are the result of wedge-melting of subducted oceanic crust, and the formation of these magmas is similar to those formed in oceanic subduction zones.

Key Words: Urmia-Dokhtar magmatic belt, intrusive bodies, volcanic rocks, Ardestan area

مقدمه

دو توده نفوذی مورد مطالعه، تودهٔ تقی‌آباد در جنوب شهرستان اردستان در مختصات جغرافیایی بین طول های ´۲۵°۵۲ شرقی و ´۹ °۳۳ شمالی واقع است و دیگری، کوه دوروجین در جنوب‌غرب شهرستان اردستان در مختصات جغرافیایی بین طول‌های ´۱۲ °۵۲ شرقی و ´۱۵ °۳۳ شمالی واقع است و دیگری، سنگ‌های ولکانیک مورد مطالعه در ´۳۰°۵۲ طول شرقی و ´۳۰ °۳۳ عرض شمالی در غرب اردستان قرار دارد. در تقسیم‌بندی جدید ساختاری فلات ایران توسط نوگل‌سادات (۱۹۹۳) که براساس ویژگی‌های عناصر ساختاری و روند آن‌ها، پدیده‌های آذرین و دگرگونی و خصوصیات سنگ- چینه‌شناسی ایالت‌های مختلف ساختاری در ایران انجام شده، منطقه مورد مطالعه در غرب و جنوب غرب ایران مرکزی یعنی در نوار ماگمایی ارومیه – دختر قرار می‌گیرد. تودهٔ نفوذی تقی‌آباد در جنوب اردستان و در محدودهٔ روستاهای تقی‌آباد، ماربین، مبارکه، قهساره، بیدشک قرار می‌گیرد و تودهٔ نفوذی مورد مطالعهٔ دیگر، یعنی کوه دوروجین واقع در جنوب‌غرب اردستان از دو مسیر، یکی سمت شرق توده از طریق روستای راسیب و دیگری، سمت غرب توده از طریق روستای حسن آباد قابل دسترسی می‌باشد و همچنین به منظور دستیابی به برونزدهای زمین شناسی منطقه می‌توان از راههای آسفالته اردستان – نائین در شرق منطقه، اردستان – اصفهان در بخش میانی، ظفرقند- زفره در بخش جنوبی و اردستان – نطنز در بخش شمالی منطقه استفاده نمود. مورفولوژی به علت طبیعت خشک، خاک سنگلاخی و در شمال نمک‌زار و شن‌زار، بارندگی کم، تبخیر زیاد، پوشش گیاهی این منطقه بسیار فقیر و از نوع استپ بیابانی است. به طورکلی محدودهٔ مورد مطالعه، کوهستانی با روند کلی شمال‌غرب – جنوب‌شرق بوده و کوه‌های غیرمنظمی از شعبه‌های کوه کرکس، از جنوب شهرستان می‌گذرد. فعالیت آتشفشانی در دو منطقه مورد مطالعه در ائوسن زیرین شروع شده و در ائوسن میانی و بالایی به اوج خود رسیده است (محمدی، ۱۳۷۴). سنگ میزبان دارای ماهیت آتشفشانی – رسوبی است و از گدازه‌های آندزیتی – داسیتی تشکیل شده است. تعداد قابل توجهی توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی به درون مجموعه سنگ‌های مذکور، نفوذ کرده‌اند. در این مقاله ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمی این توده‌ها و سنگ‌های ولکانیک مورد بررسی و معرفی قرار می‌گیرد.



شکل ۱- نقشه راه‌های ارتباطی منطقهٔ مورد مطالعه. مناطق مورد مطالعه با علامت ▭ مشخص شده است. (اقتباس از نقشه راه‌های کشور)

روش مطالعه

پس از بررسی‌های صحرایی گسترده و نمونه‌برداری دقیق از واحدهای مختلف سنگ‌شناسی توده نفوذی جنوب اردستان بیش از ۷۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و بررسی شد. براساس مشاهدات میکروسکوپی بخش عمدهٔ سنگ‌های آذرین تشکیل دهندهٔ توده‌های مورد مطالعه شامل ۶ واحد می‌باشند: ۱) کوارتز دیوریت و کوارتز هورنبلند دیوریت، ۲) گرانیت، ۳) آلکالی فلدسپار گرانیت، ۴) گرانیت پورفیری، ۵) گرانودیوریت، ۶) کوارتز مونزودیوریت و سنگ‌های ولکانیک عمدتاً داسیت، تراکی داسیت، بازالت، ریولیت، تراکی‌بازالت، تراکی‌آندزیت، بازالتیک‌آندزیت و آندزیت می‌باشند. به‌منظور مطالعه ویژگی‌های ژئوشیمیایی و تعیین سری‌های ماگمایی و موقعیت تکتونیکی توده‌های مزبور، تعداد ۱۳ نمونه از سنگ‌های توده‌های نفوذی و ۱۲ نمونه از سنگ‌های ولکانیک مورد مطالعه در آزمایشگاه زرآزما به‌روش XRF و ICP مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. نتایج آنالیز شامل اکسیدهای عناصر اصلی، عناصر فرعی و نیز عناصر کمیاب می‌باشد. ترسیم نمودارها نیز به کمک نرم‌افزارهای Minpet و Gcdkit انجام شده است.

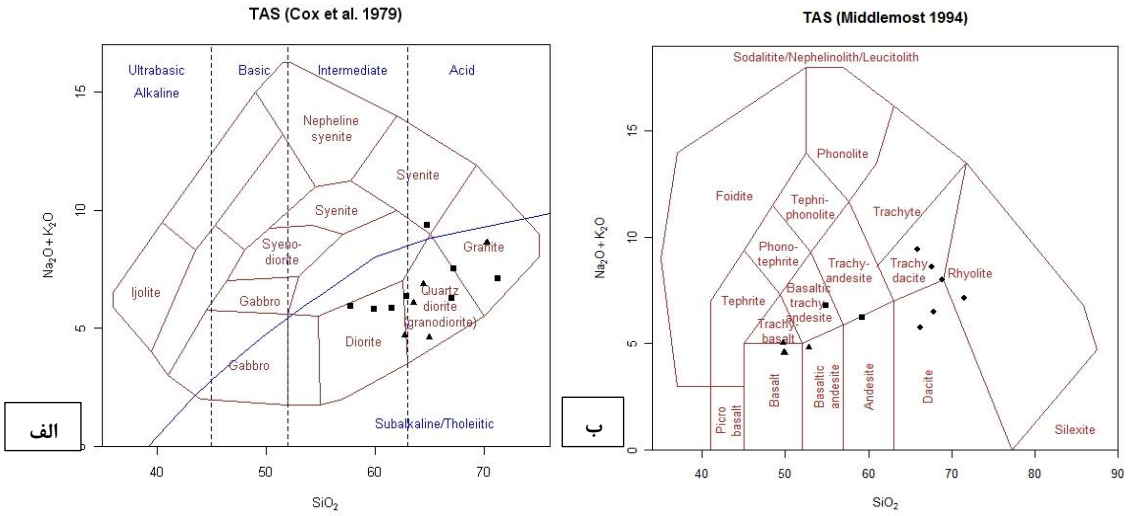
طبقه‌بندی شیمیایی:

الف) رده‌بندی TAS برای سنگ‌های نفوذی

نمودار TAS در واقع توسط کاکس و همکاران در سال ۱۹۷۹ برای سنگ‌های آتشفشانی تهیه شد. ولی ویلسون در سال ۱۹۸۹ از نمودار TAS جهت ارائه یک طبقه‌بندی مقدماتی برای سنگ‌های آذرین نفوذی استفاده کرد. با توجه به نمودار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹) سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه منطقه دارای ترکیب سنگ‌شناسی کوارتز دیوریت (گرانودیوریت)، دیوریت، گرانیت و سینیت می باشند (شکل ۲-الف). در این نمودار محدودهٔ آلکالی از ساب آلکالی توسط خطی جدا می‌شود. نمونه‌های مورد مطالعهٔ منطقه در این نمودار اکثراً در محدودهٔ ساب آلکالی قرار می‌گیرند.

ب) رده‌بندی TAS برای سنگ‌های ولکانیک

این طبقه‌بندی که توسط لوباس و همکاران (۱۹۸۶) ارائه شده، بر اساس مجموع آلکالن در مقابل سیلیس بوده و برای طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی به کار می‌رود. همانطور که مشاهده می‌شود نمودارهای منطقه مورد مطالعه در محدوده داسیت، تراکیت – تراکی داسیت، ریولیت، بازالت، بازالتیک آندزیت، بازالتیک تراکی آندزیت، تراکی بازالت و آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۲-ب).

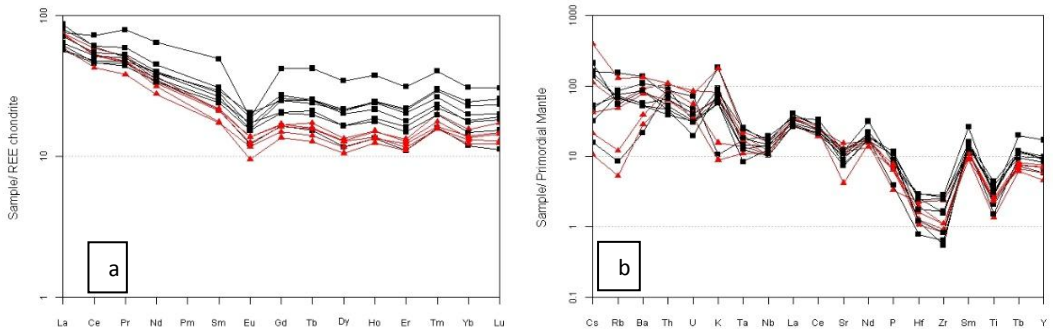


شکل ۲-الف) رده‌بندی Tas برای سنگ‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه (کاکس و همکاران، ۱۹۷۹). (خط جداکننده سری‌های ماگمایی آلکالن و ساب‌آلکالن از میاشیرو (۱۹۷۸) است). ب) جایگاه سنگ‌های ولکانیک منطقه مورد مطالعه در دیاگرام میدلموست (۱۹۹۷)

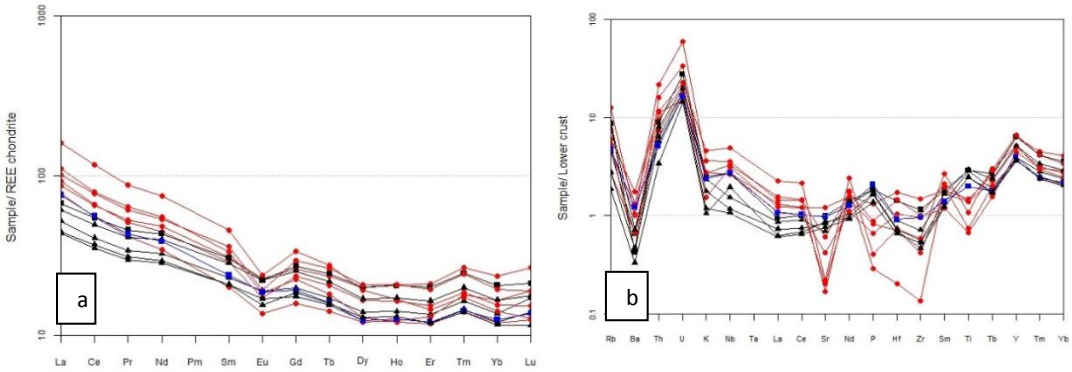
روند تغییرات عناصر کمیاب بر اساس نمودارهای عنکبوتی (Spider Diagrams)

نمودارهای عنکبوتی به منظور بررسی میزان تغییر و تحولات ماگماهای مولد نسبت به ماگماهای اولیه و همچنین منشأ و قرابت‌های ژنتیکی آن‌ها از اهمیت خاصی برخوردارند. با بررسی نمودارهای عنکبوتی مربوط به نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه می توان دریافت که در نمودار عنکبوتی نرمالیزه شده نسبت به کندریت، موازی بودن الگوی پراکندگی عناصر کمیاب خاکی منطقه نشان دهنده منشأ واحد و تبلور تفریقی در سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد. در این نمودارهای عنکبوتی همچنین تمام نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر LREE نسبت به HREE غنی شده هستند و این از خصوصیات بارز سنگ‌های کالکوآلکالن مناطق فرورانش حاشیه قاره‌ای است. در نمودارهای عنکبوتی نرمالیزه شده نسبت به گوشته اولیه، وجود انومالی منفی Nb و Ti را باید مربوط به ترکیب شیمیایی منبع دانست. کمبود عناصر با میدان پایداری بالا (HFS نظیر Ti و Nb) مشخصه سنگ‌های مرتبط با فرورانش است (پیرس،۱۹۸۲). الگوی میله‌ای و سرنیزه‌ای نمودارهای عنکبوتی از خصوصیات ماگماهای مرتبط با فرورانش است و چنین الگویی در نمودارهای عنکبوتی مربوط به توده‌های مورد نظر ملاحظه می‌گردد (ویلسون،۱۹۹۰) (شکل۳). و همچنین همانطور که در (شکل ۴) مربوط به سنگ‌های ولکانیک مورد مطالعه منطقه مشاهده می‌شود، غنی شدگی عناصر LREE نسبت به HREE که نتیجه ذوب بخشی منشاء، حاوی گارنت و همچنین باقی‌مانده گارنت یا زیرکن و کانی‌هایی از این قبیل می‌باشند، از یک روند عمومی تبعیت می‌کنند. الگوهای عناصر نادر خاکی از انواع سنگ‌های اسیدی، حدواسط و بازیک در منطقه به موازات

یکدیگر و یکنواخت می‌باشند و شاید به نظر برسد نتیجه تفریق ماگمایی باشند چرا کهLREE نسبت به HREE ناسازگارتر می-باشند. آنومالی منفی مختصری در Eu ملاحضه می‌گردد که ممکن است نتیجه تفریق پلاژیوکلازها و حتی فلدسپات آلکالن باشد. در نمودار عنکبوتی نرمال شده نسبت به پوسته پایینی در مجموع انطباق سنگ‌های آتشفشانی منطقه را حول و حوش خط یک دیاگرام مشاهده می‌کنیم. به نظر می‌رسد که سنگ‌های با آنومالی منفی، منشاء اولیه‌ای در گوشته داشته‌اند که بعداً در پوسته پایینی توقف داشته و تبادل ژئوشیمیایی انجام داده‌اند. اما در مورد U, Th که جزء عناصر رادیواکتیو می‌باشند و در پوسته قاره‌ای بالا تمرکز دارند، آنومالی مثبت را مشاهده می‌کنیم. (شکل ۴-b)



نمودار ۳- نمودار عنکبوتی نرمال‌شده نسبت (a) کندریت (b) گوشته اولیه (مربوط به توده‌های نفوذی مورد مطالعه)



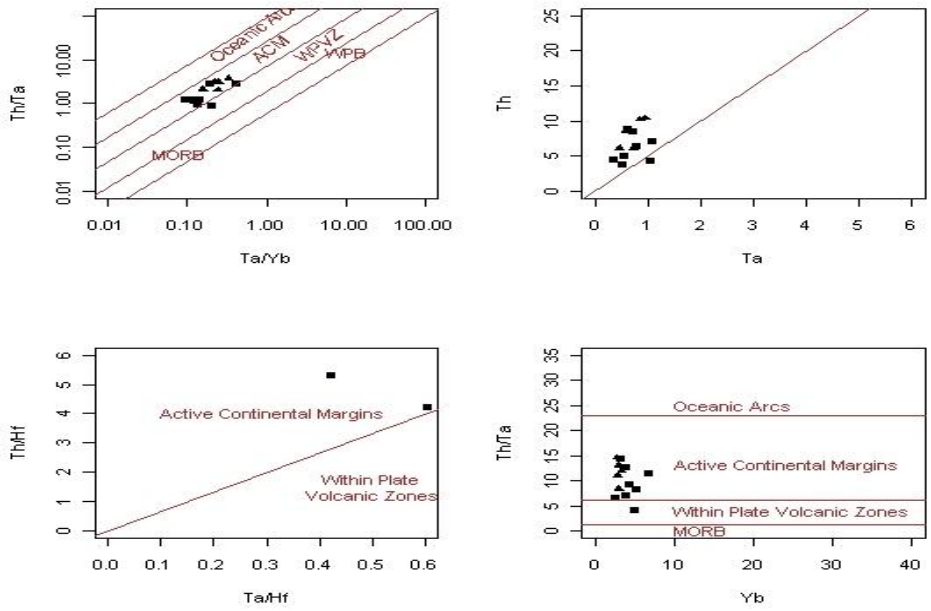
نمودار ۴- نمودار عنکبوتی نرمال‌شده نسبت (a) کندریت (b) پوسته پایینی (مربوط به سنگ های آتشفشانی مورد مطالعه)

محیط تکتونیکی

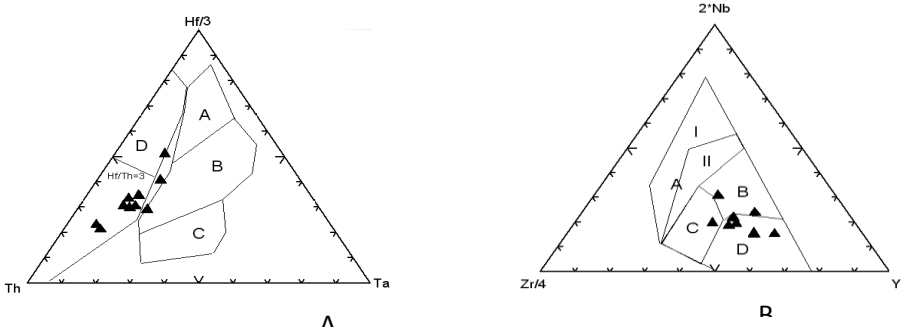
نمودارهای بر اساس عناصر کمیاب (Schandl & Gorton، 2002)

جهت تعیین محیط تکتونیکی نمونه‌های توده‌های نفوذی مورد مطالعه، از دیاگرام‌های پیشنهادی اسکندل و گورتن (۲۰۰۲)، استفاده شده است که در آن جهت تفکیک قوس‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای، قوس‌های اقیانوسی، حوضه درون صفحه‌ای آتشفشانی و محیط MORB (پشته اقیانوسی) از نسبت‌های عناصر کمیاب Th/Ta-Ta/Yb، Th-Ta، Th/Hf-Ta/Hf و Th/Ta-Yb استفاده شده است. همانگونه که مشاهده می‌شود اغلب نمونه‌ها در موقعیت حاشیه فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵). بررسی فراوانی و الگوهای عناصر نادر سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه، شباهت‌های قابل ملاحظه‌ای را بین این نمونه‌ها و سنگ-

های آتشفشانی محیط‌های فرورانش عرضه نمود. بررسی دیاگرام‌های متمایز کننده محیطهای ژئودینامیکی نیز، تعلق داشتن سنگ-های آتشفشانی منطقه غرب اردستان به ماگماتیسم قوسی (Arc-related) را تایید می‌نماید. در اکثر نمودارها (شکل۶) حالت گذر از یک محیط جزایر قوسی دارای پوسته اقیانوسی به یک محیط قاره‌ای (حاشیه فعال قاره‌ای) به روشنی نمایان است.



شکل ۵- نمودار Th/Ta-Ta/Yb، Th-Ta، Th/Hf-Ta/Hf و Th/Ta-Yb اسکندل و گورتن (۲۰۰۲)، جهت تعیین محیط تکتونیکی که نمونه‌های مورد مطالعه در حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند. ACM: حاشیه فعال قاره‌ای.



شکل۶: نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی نمودار A- Ta-Hf-Th برای بازالتها (Wood, 1980) نمودارB - Zr-Nb-Y برای بازالت‌ها (Mesched, 1986)

بحث و نتیجه‌گیری

از نظر پتروگرافی توده‌های نفوذی جنوب و جنوب غرب اردستان، ترکیبی گرانیتوئیدی دارد و از تنوع ترکیب سنگ‌شناسی از کوارتزدیوریت تا آلکالی‌گرانیت برخوردار می‌باشد. سنگ‌های آتشفشانی منطقه عمدتاً از نوع گدازه و توف می‌باشند. گدازه‌ها

دارای ترکیب کانی‌شناسی آندزیت، تراکیت، تراکی‌آندزیت، آلکالی تراکیت، بازالتیک آندزیت – آندزتیک بازالت، تراکیت و گابرو می‌باشند و توف ها از لحاظ پتروگرافی عمدتاً کریستال لیتیک توف، لیتیک کریستال توف و ویتریک توف می‌باشند.

نمونه‌های توده نفوذی و سنگ‌های ولکانیک مورد مطالعه از نظر سری ماگمایی در قلمرو سری ساب آلکالن-کالکوآلکالن قرار می‌گیرند.

براساس اکسیدهای عناصر اصلی و پارامترهای تعریف‌شده به‌کمک آن‌ها، سنگ‌های توده نفوذی مورد مطالعه، از نظر جایگاه تکتونیکی در محدوده گرانیتوئیدهای (CAG+CCG+IAG) قرار می‌گیرند و از گرانیت‌های قبل از برخورد و هم‌زمان با برخورد به‌شمار می‌آیند. و بررسی دیاگرامهای متمایز کننده محیطهای ژئودینامیکی نیز، تعلق داشتن سنگهای آتشفشانی منطقه غرب اردستان به ماگماتیسم قوسی (Arc-related) را تایید می‌نماید. در اکثر نمودارها حالت گذر از یک محیط جزایر قوسی دارای پوسته اقیانوسی به یک محیط قاره‌ای (حاشیه فعال قاره‌ای) به روشنی نمایان می‌باشد.

با استفاده از نمودارهای لگاریتمی به منظور تعیین محیط تکتونیکی تشکیل سنگ‌های توده‌های نفوذی مورد مطالعه، نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی (VAG) جای می‌گیرند.

مدل ماگمای توجیه کننده سنگ‌های توده‌های نفوذی مورد مطالعه، مدل ماگمایی فرورانش است.

با توجه به موقعیت قرارگیری این توده در زون ارومیه- دختر، سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی می‌باشند و از نوع گرانیت‌های کمان قاره‌ای (CAG) می‌باشند.

منابع

۱- نوگل سادات، ع.، ۱۳۶۴، بررسی دگرشکلی برشی همگرا یا جابجایی، چهارمین گردهمایی علوم زمین

۲- محمدی، س.، ۱۳۷۴، بررسی ولکانیسم ترشیاری منطقه اردستان (ایران مرکزی)، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران

۳- قربانی، منصور.، (۱۳۸۱)، ماگماتیسم و متامورفیسم ایران، جزوه درسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهیدبهشتی.

References

1- *Cox, K.G. Bell, J. D. & Pankhurst, R. J. (1979): The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin. London.*

2- *Maniar, P.D., and P.M., Piccoli, 1989, Tectonic discrimination of granitoids: Geological of society of American Ball, Vol, 101, p.635-943.*

3- *Middlemost, E.A.K., 1985, Mama and magmatic rocks, An introduction to igneous petrology . Longman group. UK, 226p.*

4- *Pearce, J.A., 1983, Role of the Sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (eds.), Continental basalts and mantle xenoliths, Shiva, Nantwich, pp.230-249.*

5- *Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, J. petrology, 25, p.956-983.*

6- *Willson, M., 1991, Igneous petrogenesis, Happer Collins pub, 964p.*

7- *Rolinson, H. R., (1993) Using geologicala data, evolution, presentation, interpretation, Longman Ltd. Publication, PP 214.*
8- *Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002, Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments; Economic Geology, V. 97, p. 629-642.*
9- Wood D.A., 1980 The application of a Th-Hf-Ta diagram to problem of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the british Teriary volcanic province. Earth Planet. Sci. Lett., 50. 11-30.
10- -Middlemost , E. A. K, 1994, Naming material in the magma / igneous rock system Rarth Sci. Res. 37: 215-226

اولین گزارش از حضور لامپروفیر درمنطقه قاسم آباد (شمال شرق خمین)

حدیثه صفری*، دانشجوی کارشناسی ارشد گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان hadisesafari92@gmail.com
سیدمحسن طباطبایی منش، دانشیار گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان tabatabalimp@gmail.com
اکرم السادات میرلوحی، دکتری پترولوژی گروه زمین شناسی دانشگاه اصفهان

چکیده

لامپروفیرهای قاسم آباد و سنگ های وابسته در شمال شرقی خمین و بخش میانی پهنه سنندج – سیرجان رخنمون دارند. این سنگ ها که سنگ آهک کرتاسه را قطع کرده اند، همگی با ماهیت آلکالن بوده و عمدتا آلکالی گابرو و لامپروفیر را شامل می شوند. بافت اصلی در نمونه های لامپروفیر پورفیری و در گابرو بافت دانه ای و بافت فرعی کرونا متدوال است. کانی های اصلی لامپروفیرها از الیوین، کلینوپیروکسن، آمفیبول (کرسوتیت)، بیوتیت و پلاژیوکلاز در زمینه سنگ تشکیل یافته است. سنگ های گابرویی دارای کلینوپیروکسن، آمفیبول قهوه ایی و پلاژیوکلاز به عنوان کانی اصلی و آپاتیت به عنوان کانی فرعی می باشند. باتوجه به شواهد کانی شناسی و پتروگرافی، لامپروفیرهای شمال شرق خمین از نوع کامپتونیت با سرشت آلکالن معرفی می شوند.

کلیدواژه: گابرو، لامپروفیر، کرسوتیت، خمین

The first report of lamprophyre presence in Ghasem-Abad region (northeast of Khomein)

Hadise Safari*, M.Sc. , *Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran*
hadisesafari92@gmail.com
Sayed Mohsen Tabatabaei-manesh, Associate professor , Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran tabatabalimp@gmail.com
Akramosadat Mirlohi, PhD. in petrology, *Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran*

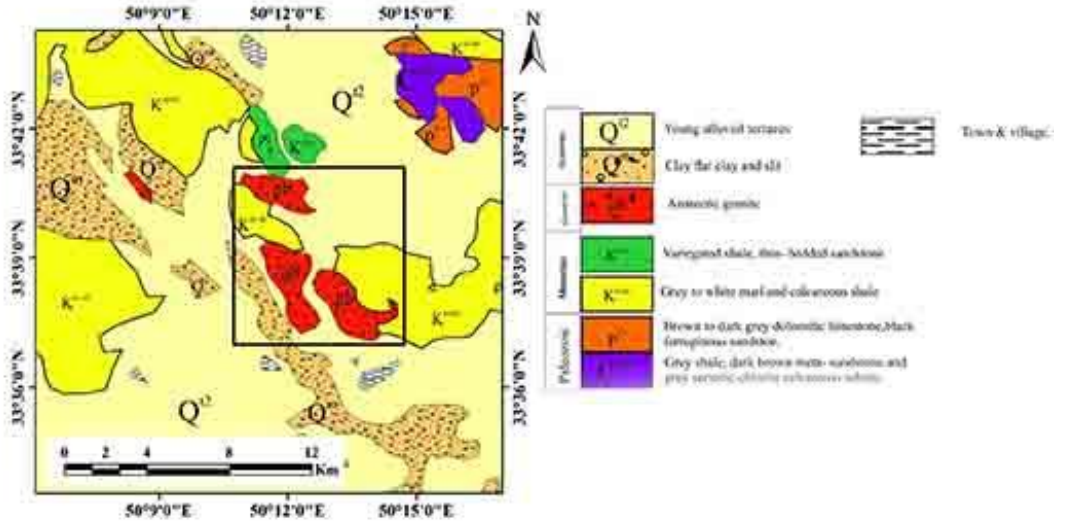
Abstract

The Ghasem-Abad lamprophyres and related rocks from northeastern of Khomein are outcrop in the middle part of Sanandaj-Sirjan zone. These rocks which intruded limestone in Cretaceous age, are all alkaline and include mostly alkaline gabbro and lamprophyre. The main texture in lamprophyre samples is porphyritic whereas in gabbros, intergranular texture and corona as the minor is common. Lamprophyres are mostly composed of major minerals of olivine, clinopyroxene, amphibole (kaersutite), biotite, and plagioclase in the matrix. The gabbro rocks have clinopyroxene, brownish amphibole and plagioclase as the major phases, as well as apatite as the minor. According to mineralogical and petrographical evidences, the lamprophyres in northeast of Khomein are camptonite with alkaline nature.

Key Words: Gabbro, Lamprophyre, kaersutite, Khomein.

مقدمه

لامپروفیرها سنگ های مافیک یا الترامافیک، تحت اشباع از سیلیس با ماهیت آلکالن/ کالک آلکالن و مقادیر بالای منیزیم، پتاسیم، سدیم، نیکل و کروم هستند. از نظر کانی شناسی، فراوانترین فنوکریست ها شامل میکا، آمفیبول، پیروکسن و/یا الیوین در زمینه ای از همین کانی ها یا فلدسپارها (پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم) است (Green and Ringwood 1970;Rock 1991; Woolley et al. 1996). لامپروفیرها غالبا درقسمت های کششی قاره نفوذ کرده (Rock 1991) و در بخش های پیرامونی توده های نفوذی بزرگتر شکل می گیرند. عموما این سنگ ها را به مذاب های مشتق شده از گوشته نسبت می دهند (Rock 1987; Foley 1992). در سالهای اخیر محققان متعددی به بررسی لامپروفیرهای ایران پرداخته اند. برای مثال Ghorbani و همکاران (۲۰۰۲) لامپروفیرهای میلاکوه در شمال ایران را بررسی کرده وTorabi (۲۰۱۰) دایک های لامپروفیری جندق را بررسی کرده است و آن ها را لامپروفیرهای آلکالن کامپتونیتی پدیدآمده از درصد کم ذوب بخشی گوشته آمفیبول –گارنت لرزولیتی به دست سیال های سرشار از کربنات دانسته است. Bayat و Torabi(۲۰۱۱) نیز به بررسی لامپروفیرهای پالئوزوئیک در ایران مرکزی پرداخته اند. Aghazadeh وBadrzadeh (۲۰۱۵) لامپروفیرهای شمال باختری ایران را بررسی و دو گروه لامپروفیرهای آلکالن و کالکآلکالن را شناسایی کرده اند.



شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه که توده نفوذی گابرویی را نشان می دهد (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ محلات) (شیخ الاسلامی، زمانی پدرام، ۱۳۸۳).

زمین شناسی منطقه:

در شمال روستای قاسم آباد (شمال شرق خمین)، در باختر روستای خوراوند چند توده نفوذی گابرویی وجود دارند (شکل ۱). این منطقه در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ محلات واقع شده است که گابروها در راهنمای نقشه، آلکالی گابرو در نظر گرفته شده اند. منطقه مورد مطالعه از دیدگاه تقسیمات کشوری جزو استان مرکزی است و از نظر تقسیمات زمین

شناسی ساختاری ایران، بخشی از پهنه‌ی دگرگونی سنندج - سیرجان محسوب می‌شود. توده های گابرویی، شیل‌های اسلیتی کرتاسه بالایی را قطع کرده‌اند. توده‌های نفوذی در محل تماس با سنگ‌های در برگیرنده هاله دگرگونی قابل توجهی نساخته‌اند تنها در برخی نقاط اطراف آن، افق‌هایی از سنگ آهک مرمری شده به ضخامت چند متر و نیز رگه‌های سیلیسی به صورت دایک و مقداری اسکارن دیده می‌شود (شیخ الاسلامی، زمانی پدرام، ۱۳۸۳). در بررسی های صحرایی انجام شده در راستای این پژوهش، علاوه بر گابروها، لامپروفیر، کوردیریت هورنفلس، کوارتزیت، شیل و مرمر مشاهده شد. زمان جایگیری این توده ها پس از کرتاسه بالایی و احتمالا پالئوسن گزارش شده است. با توجه به اهمیت لامپروفیرها در تفسیر محیط های زمین شناسی، در این مقاله، علاوه بر گزارش حضور این سنگ ها در منطقه شمال شرق خمین، به بررسی پتروگرافی و شواهد بافتی و کانی شناسی این سنگ ها و گابروهای همراه آن پرداخته شده است.

روش مطالعه

در این مطالعه به منظور بررسی ویژگی های بافتی و کانی شناسی سنگ های منطقه، پس از بررسی های صحرایی و ثبت مختصات جغرافیایی، از توده‌های آذرین، نمونه برداری انجام شد. با تهیه مقاطع نازک از نمونه‌های سالم تر، به مطالعه میکروسکوپی آن‌ها توسط میکروسکوپ پلاریزان OLYMPUS مدل BH2 پرداخته شد.

بحث و نتیجه‌گیری

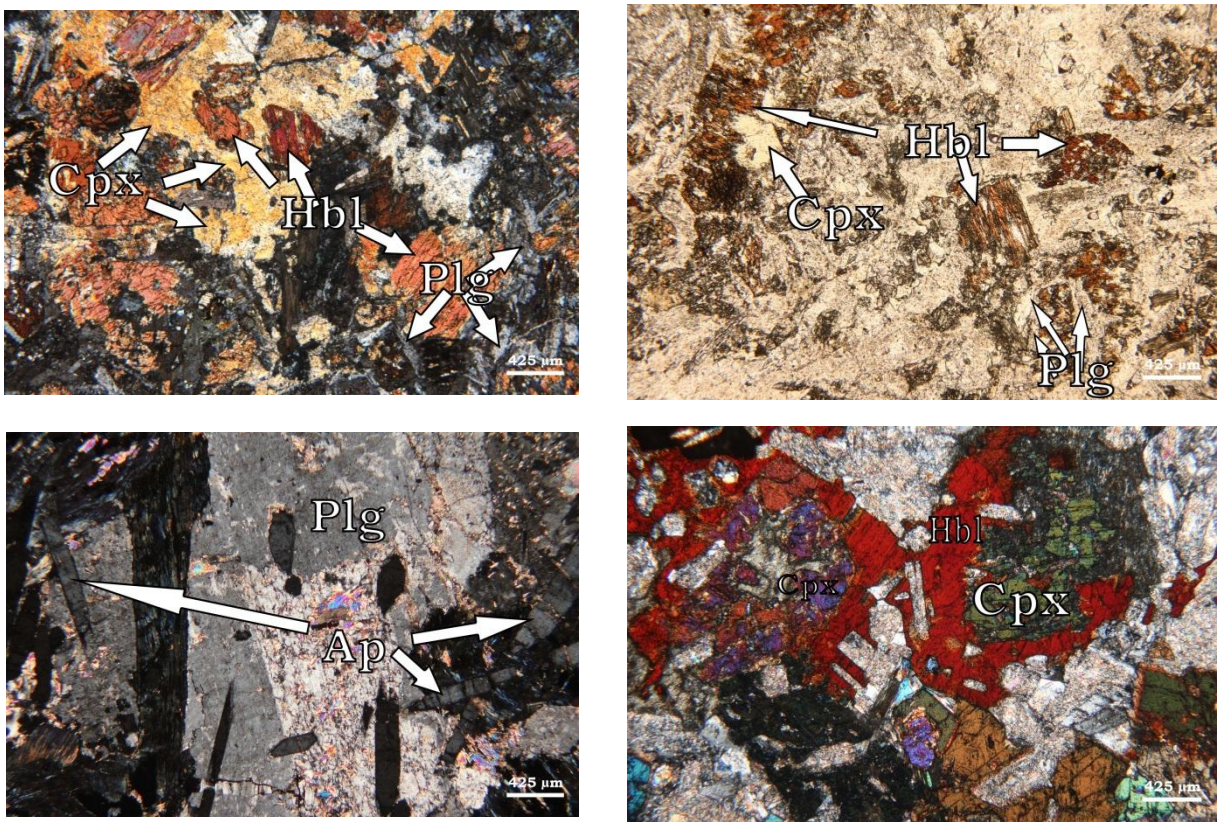
الف) پتروگرافی:

۱- گابروها:

این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن با لکه‌های سبز کم رنگ هستند. قسمت‌های روشن این سنگ، کانی پلاژیوکلاز و لکه‌های سبز رنگ آن کانی پیروکسن است که دگرسانی شدیدی را متحمل شده‌است. با مشاهده مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از این سنگ‌ها مشخص می‌شود که پلاژیو کلاز، کلینو پیروکسن و آمفیبول کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند. کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز وضعیت پایداری نداشته و اکثرا تحت تاثیر فرآیندهای دگرسانی قرار گرفته اند. کلینوپیروکسن ها از ریز بلور تا درشت بلور و بصورت نیمه شکل دار تا شکل دار مشاهده می شوند. در برخی مقاطع کلینوپیروکسن ها توسط آمفیبول های قهوه ای رنگ احاطه شده اند. از ویژگی های مهم این سنگ ها حضور آمفیبول ها به رنگ قهوه ای می باشد که به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل ملاحظه می شود. پلاژیوکلازها نیمه شکل دار تا بی شکل، متوسط بلور تا ریز بلور با آثاری از دگرسانی هستند. کانی‌هایی همچون آپاتیت، اسفن، کلریت، اپیدوت، کلسیت و کانی‌های اپاک از جمله کانی‌های فرعی و ثانویه این سنگ ها محسوب می‌شوند. مهم‌ترین بافت مشاهده شده در این سنگ‌ها بافت گرانولار (دانه‌ای) می‌باشد. وضعیت نامنظم این کانی‌ها حاکی از فرآیندهایی دارد که در شرایطی خارج از محیط تشکیل این سنگ‌ها آن‌ها را تحت تاثیر قرار داده است.

۲) لامپروفیرها:

این سنگ متشکل از کانی های مافیکی همچون کلینوپیروکسن، آمفیبول، الیوین و کمی بیوتیت است که به همراه فلدسپار مشاهده می شود. بافت این سنگ ها پورفیری است. فنوکریست های الیوین بصورت نیمه شکل دار و به شکل بلورهای پراکنده در متن دیده می شوند که به سرپانیتن نیز تبدیل شده اند. کلینوپیروکسن ها در زمینه سنگ یافت می شوند و کانی آمفیبول به صورت بلورهای شکل دار و ریز دانه با رنگ قهوه ای مایل به قرمز برروی آن ها رشد کرده اند. بر اساس شواهد پتروگرافی آمفیبول ها از نوع کرسوتیت و فلدسپارها از نوع پلاژیوکلاز می باشند. بیوتیت ها به صورت ورقه های پراکنده در زمینه سنگ مشاهده شدند که متحمل فرآیند کلریتی شدن گردیده اند.



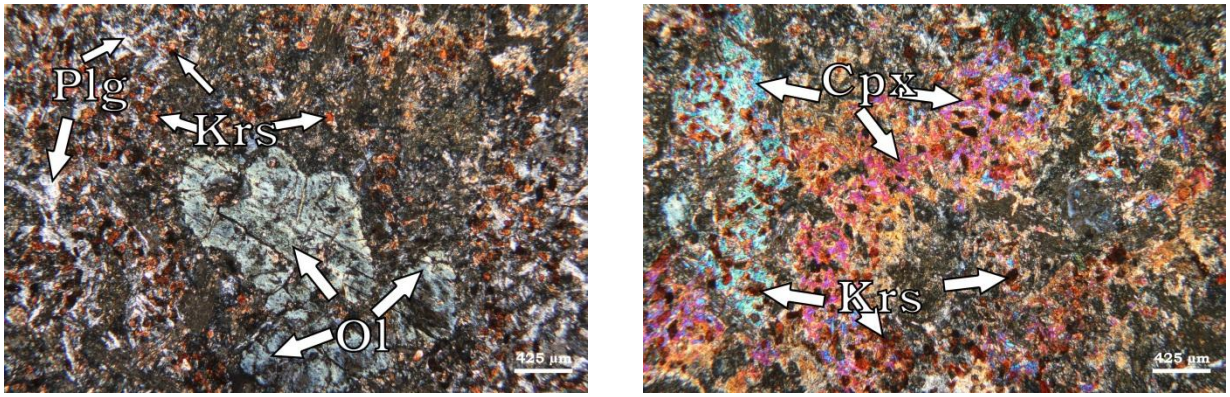
شکل۱- تصویر میکروسکوپی از گابروها که کانی های کلینوپیروکسن، هورنبلند قهوه ای و پلاژیوکلازها را نشان می دهند (سمت راست نور پلاریزه و سمت چپ نور عادی). تصاویر پایین، حضور آپاتیت و بافت کرونا (که دربرگیری کلینوپیروکسن توسط آمفیبول می باشد) را نشان می دهد.

ب) بحث:

اشتراکایزن(۱۹۸۰) لامپروفیرها را به سه دسته تقسیم نموده است:

۱- لامپروفیرهای کالکوآلکالن (شوشونیتی) شامل مینت، فوژیت، کرسانتیت و اسپسارتیت.
۲- لامپروفیرهای آلکالن شامل کامپتونیت، سانائیت و مونشیکیت.
۳- لامپروفیرهای ملیلیتی شامل آلنوئیت و پلزنیت.

رده بندی IUGS برای لامپروفیرها بر اساس حضور کانی های مافیک و فلسیک (جدول ۱) می باشد. بـر اسـاس ایـن رده بندی، کامپتونیت حاوی آمفیبول تیتان دار (کرسوتیت) یا سدیم دار (بارکه ویکیت)، اوژیت تیتان دار، الیـوین، بیوتیـت، فلوگوپیت غنی از تیتان می باشد. زمینه ریزبلور از پلاژیـوکلاز (لابرادور)،آمفیبـول، پیروکسـن و نـدرتا فلدسـپار آلکـالن، فلدسپاتوئید، آپاتیت و زئولیت تشکیل شده اند (Le Maitre et. al., 1989)



شکل۲- تصویر میکروسکوپی از لامپروفیرها که بلورهای الیوین دگرسان شده، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلازهای زمینه و کرسوتیت های پراکنده در سنگ را نشان می دهند

جدول ۱- رده بندی IUGS برای لامپروفیرها(Le Maitre et. al., 1989)

Light-coloured constituents		Predominant mafic minerals			
Feldspar	Foid	Biotite, diopsidic augite, (±olivine)	Hornblende, diopsidic augite, (±olivine)	Amphibole, (barkevikite, kaersutite), Ti-augite, olivine, biotite	Melilite, biotite, ±Ti-augite, ±olivine, ±calcite
or > pl	—	Minette	Vogesite	—	—
pl > or	—	Kersantite	Spessaritite	—	—
or > pl	Feld > foid	—	—	Sannaite	—
pl > or	Feld > foid	—	–	Camptonite	—
—	Glass or foid	—	—	Monchiquite	Polzenite
—	—	—	—	—	Alnöite

Or, alkali feldspar; pl, plagioclase; feld, feldspar; foid, feldspathoid. (After Le Maitre *et al.* 1989).

ج) نتیجه گیری:

با توجه به حضور گابروهای آلکالن در منطقه قاسم آباد و کانی شناسی لامپروفیرهای این منطقه کـه شـامل کـانی هـای کرسوتیت، الیوین، کلینوپیروکسن، بیوتیت و پلاژیوکلاز می باشد می توان این سنگ ها را در گروه لامپروفیرهای آلکالن و از نوع کامپتونیت قرار داد.

منابع فارسی

شیخ الاسلامی، زمانی پدرام، ۱۳۸۳ ، نقشه زمین شناسی محلات را تهیه نموده که توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشورمنتشر شد

References

Aghazadeh, M. and Badrzadeh, Z. (2015) Petrology and petrogenesis of alkaline and calc-alkaline lamprophyres in the NW Iran, Geoscience (Geological Survey of Iran) 24: (94) 87-102 (in Persian).

Bayat, F. and Torabi, G. (2011) Alkaline lamprophyric province of Central Iran. Island Arc 20: 386-400.

Foley S 1992 Vein-plus-wall-rock melting mechanisms int he lithosphere and the origin of potassic alkaline magmas; Lithos 28 435–453.

Ghorbani, M.R., Rostami, G. and Ghaderi, M. (2002) Lamprophyric dyke from Milakuh, SW Damghan, Iran. Special supplement to Geochimica etCosmochimica Acta, abstracts of the 12th Annual VM Goldschmidt conference, Davos, Switzerland, August 18-23: 272

Green D H and Ringwood A E 1970 Mineralogy of peridotitic compositions under upper mantle conditions; Phys. EarthPlanet. Inter. 3 359–371.

Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., and Zanettin, B. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks: Oxford, U.K. , Blackwell Scientific Publications, 193p.

Rock N M S 1987 The nature and origin of lamprophyres: an overview; Geol. Soc. London Spec. Publ. 30 191–226.

Rock N M S 1991 Lamprophyres; Blackie Publication, Glasgow, 285p.

Torabi, G. (2010) Early Oligocene alkaline lamprophyric dykes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central-East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction. Island Arc 19(2): 277-291.

Woolley A R, Bergman S C, Edgar A D, Le Bas M J, Mitchell R H, Rock N M S and Smith B H S 1996 Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks; Can. Min. 34 175– 186.

تعیین تحقق بهینه و اعتبارسنجی شبیه‌سازی زمین‌آماری گاوسی متوالی در معدن آهن سورک

بهارکارگر، امین حسین‌مرشدی*، فرهاد محمدتراب، سیدحسین مجتهدزاده

دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، یزد

چکیده

شبیه‌سازی زمین‌آماری روشی برای تولید داده‌هایی سازگار با یک متغیر ناحیه‌ای است. برخلاف همه‌روش‌های تخمین مبتنی بر میانگین متحرک، شبیه‌سازی زمین‌آماری به عنوان الگوریتمی برای تعدیل اثر هموارسازی چنین روش‌هایی در نظر گرفته می‌شود. در این مقاله، بلوک ۲C معدن سورک مورد ارزیابی قرار گرفت که پارامتر داده‌های آهن در مغزه‌های اکتشافی مورد مطالعه قرارگرفت. به‌منظور شبیه‌سازی سه‌بعدی تغییرپذیری آهن، مراحل مطالعات‌آماری، کامپوزیت‌سازی، نرمال‌سازی، واریوگرافی و ناهمسانگردی و در نهایت شبیه‌سازی گاوسی متوالی اجرا شد. برای تعیین تحقق بهینه و اعتبارسنجی نتایج از داده‌های چال آتشباری استفاده شده است. در مرحله بعد، معیارهای انطباق از جمله، شیب، عرض از مبدأ و ضریب‌همبستگی رگرسیون نمودار پراکندگی، مجذور میانگین مربعات خطا، میانگین درصد خطا و نرخ طبقه بندی صحیح بین تحقق شبیه‌سازی شده و چال آتش باری به‌کار گرفته شد. براساس معیارهای رگرسیون، مجذور میانگین مربعات خطا، میانگین درصد خطا، نرخ طبقه بندی صحیح، به ترتیب تحقق‌های شماره ۲۶، ۶۰، ۸۲،۶۴ به عنوان مناسب‌ترین تحقق‌ها انتخاب شده است.

کلیدواژه: شبیه‌سازی زمین‌آماری، ارزیابی ذخیره، شبیه‌سازی متوالی گاوسی، معدن سنگ آهن سورک.

Determination of optimum realization in sequential gaussian geostatistics simulation in the Sourk iron ore mine

Bahar kargar, AminHossein Morshedy*, Farhad MohammadTorab, Seyed Hossein Mojtahedzadeh

Department of Mining and Metallurgical Engineering, Yazd University, Yazd, Iran,
Bahar_kargar@ymail.com

Abstract

Geostatistical simulation is a method to generate the data consistent with a regionalized variable. Unlike all moving average-based estimation methods, geostatistical simulation is considered as an algorithm to mitigate the smoothing effect of such methods. In this paper, the block C2 of the Sourk mine was investigated and the Fe data in exploratory core were studied. For 3D simulating of Fe variability, the different steps, including statistical studies, core data composite, normalization, variography and anisotropy were executed. The blasthole data have been applied to determine the optimal realization. In the next step, the criteria of matching, like regression parameters, root mean squared error, mean error percentage and correct classification rate were utilized to compare between simulated realizations and blasthole data. According to the regression criteria, the least squares mean error, mean error percentage and correct classification rate, respectively, 26, 60, 82 and 64 were selected as the most appropriate realizations

Keywords: geostatistical simulation, Reserve evaluation, sequential Gaussian simulation, Sourk iron ore mine.

- مقدمه

شبیه‌سازی زمین‌آماری روشی برای تولید داده‌هایی سازگار با یک متغیر ناحیه‌ای است. ویژگی اصلی داده‌های حاصل از شبیه‌سازی طوری است که می‌تواند آماره‌ها (هیستوگرام) و تغییرپذیری فضایی (کوواریانس یا واریوگرام) داده‌های واقعی را بازتولید کند. برخلاف همه‌روش‌های تخمین مبتنی بر میانگین متحرک، شبیه‌سازی زمین‌آماری به عنوان الگوریتمی برای تعدیل اثر هموارسازی چنین روش‌هایی در نظر گرفته می‌شود، زیرا روش‌های مبتنی بر میانگین متحرک به طور غیرواقع‌بینانه‌ای نوسانات را هموار می‌کند. هر داده حاصل از شبیه‌سازی می‌تواند حالت تحقق‌یافته‌ای از یک تابع تصادفی در نظر گرفته شود به عبارت دیگر حالت تحقق‌یافته‌ای از همان تابع تصادفی است، ولی همه دارای هیستوگرام و واریوگرام مشترکی می‌باشند که ازنقطه نظر احتمال، هرداده حاصل از شبیه‌سازی می‌تواند حالت تحقق‌یافته‌ای از یک تابع تصادفی در نظر گرفته شود. اگرچه مقادیر واقعی، حالت‌های تحقق‌یافته‌ای از همان تابع تصادفی است، ولی همه دارای هیستوگرام و واریوگرام مشترکی می‌باشند. داده‌های تحقق‌یافته فرضی (تولید شده) می‌توانند داده‌های واقعی را درموقعیت‌های نمونه‌برداری شده، تائید کنند [۱].

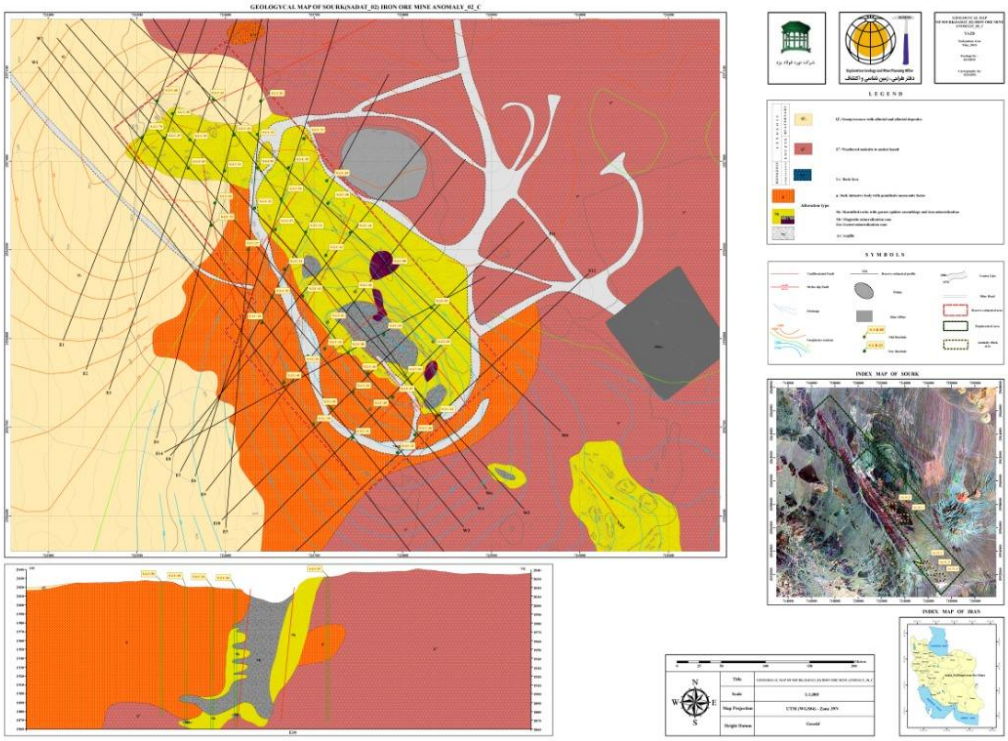
در مورد یک مجموعه داده معین، هدف از فرآیند تخمین آن است که به کمک این داده‌ها، برآوردی از متغیر به عمل آید که کمترین خطا را داشته باشد، بدون آنکه لزوماً تغییرپذیری متغیر را نمایان سازد. اما در فرآیند شبیه‌سازی، هدف آن است که با حفظ ساختار داده‌ها، حتی‌المقدور تغییرپذیری واقعی جامعه مشخص شود. شبیه‌سازی یک متغیر ناحیه‌ای مثلاً عیار کانسار، باید به گونه‌ای انجام گیرد که مشخصات آماری جامعه اولیه و جامعه شبیه‌سازی، از قبیل هیستوگرام و واریوگرام، به خوبی با هم تطابق داشته باشند [۲]. روش شبیه‌سازی گوسی متوالی به عنوان یکی از روش‌های معمول و انعطاف پذیر در بسیاری از شبیه‌سازی‌های انجام گرفته بر روی پارامترهای نظیر عیار، تخلخل، تراوایی و غیره به کار گرفته شده است این روش یکی از پرکاربردترین روش‌های شبیه‌سازی در صنعت معدن است [۳]. الگوریتم این روش، به این صورت است که یک مسیر تصادفی به گونه‌ای که از تمام شبکه بلوک‌ها بگذرد، انتخاب می‌شود. تخمین حاصل از کریجینگ ساده بر روی نقاطی که روی این مسیر قرار دارند کمک می‌کند تا یک تابع توزیع محلی ایجاد گردد. سپس از این توزیع به صورت تصادفی یک مقدار انتخاب و به عنوان عیار به آن نقطه اختصاص داده می‌شود. این عملیات دوباره تکرار شده تا تمام شبکه بر روی این مسیر شبیه‌سازی شود [۴]. در این مقاله، شبیه‌سازی گوسی متوالی برروی داده‌های آهن و اکسید آهن بلوک ۲C سنگ‌آهن سورک اجرا می‌شود. در ادامه، تحقق‌های شبیه‌سازی با داده‌های چال آتشباری مقایسه با استفاده از معیارهای شامل، ضریب همبستگی، معادله رگرسیون، جذر میانگین مربعات خطا، میانگین درصد خطا و خطای طبقه‌بندی اعتبارسنجی انجام می‌شود.

۲- معرفی منطقه مورد مطالعه

محدوده معدن سنگ آهن سورک به وسعت چهل کیلومترمربع، در ۱۵۰ کیلومتری غرب شهر یزد، بخش ندوشن و درمجاورت روستای سورک قرار دارد. راه‌های دسترسی به معدن از سه طریق مسیر یزد – تفت – ندوشن – سورک، یزد – میبد – ندوشن – سورک و یزد – فولاد آلیاژی – ندوشن – سورک است. در منطقه معدنی سورک، چهار تنه کان-سنگ آهن شناخته شده است که به صورت ناهنجاری‌های مغناطیسی یک، دو، سه و چهار (در روندی تقریبا شمال‌غرب

– جنوب‌شرقی) نامگذاری شده‌اند. از نظر ساختار زمین‌شناسی، ملاحظه می‌شود که در بخش غربی، لایه‌های آذرآواری و گدازه‌های زمان ائوسن با شیب نسبتاً ملایم تا ۲۰ درجه به طرف غرب جهت یافته است. برونزدهای تیره رنگ بخش شرقی محدوده نیز که مشرف به دشت هموار کم‌شیب است با شیب ملایم ۱۰ تا ۱۵ درجه به طرف شمال تمایل دارند؛ که در نتیجه از نظر ساختمانی وضعیت یک طاقدیس باز با گستره بزرگ را تشکیل می‌دهند. در شکل ۱، نقشه زمین شناسی منطقه نشان داده شده است [۵].

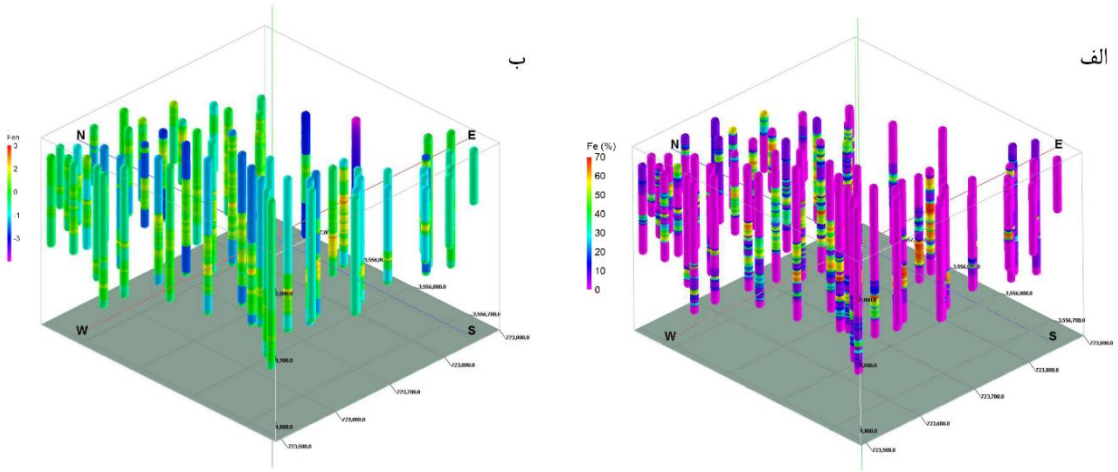
با استناد به تقسیم‌بندی‌های انجام‌یافته در زمین‌شناسی ایران، محدوده اکتشافی حاضر در شرق پهنه ساختاری - رسوبی ایران مرکزی قرار گرفته است، که به نوبه خود بخشی از کمربند کوهزایی آلپ هیمالیا به شمار می‌رود. محدوده مورد بررسی، جزئی از ایالت ساختاری ایران مرکزی در مجاورت کمان ماگمایی – آتشفشانی ارومیه-دختر بوده و در زون گسله دهشیر قرار گرفته است. کانی‌سازی آهن در این ناحیه، در امتداد زون ساختاری- گسلی دهشیر، در مرز بین مجموعه آمیزه رنگین افیولیتی (واقع در زون گسله مذکور) و سنگ‌های آتش‌فشانی و آواری- آتشفشانی منسوب به ائوسن قرار دارد. به‌طور کلی، به دلیل پوشیدگی گسترده منطقه با رسوبات نامتراکم عهد حاضر (آبرفت ها، ماسه بادی و نهشته‌های برجای مانده حاصل از فرسایش) رخنمون‌های محدودی را می‌توان در محدوده بررسی یافت. واحدهای سنگی رخنمون یافته در این منطقه، از قدیم به جدید، شامل نهشته‌های آواری کربناته کرتاسه تحتانی، مجموعه آمیزه رنگین افیولیتی، سنگ‌های آتشفشانی و آواری – آتشفشانی ائوسن، توده‌های نفوذی بعد از ائوسن و نهشته‌های کواترنری می‌باشد [۶]. درشکل۱، نقشه زمین شناسی بلوک۲C معدن سورک نشان داده شده است.



شکل۱- نقشه زمین‌شناسی بلوک ۲Cمعدن سنگ‌آهن سورک[۵]

۳- مجموعه داده‌ها

در این مقاله، از اطلاعات ۶۱ گمانه مربوط به بلوک ۲C سنگ‌آهن سورک جهت مطالعات زمین‌آماری استفاده شده است و تغییرپذیری Fe، مورد مطالعه زمین‌آماری قرار گرفته و جوامع مختلف عیاری آن‌ها بررسی شد. برای عیار آهن تحلیل آماری انجام گرفت؛ داده‌های آهن با میانگین ۳۱/۸، چولگی ۰/۰۳، و کشیدگی ۱/۵۵- دارای توزیع نزدیک به نرمال می-باشند. براساس این داده‌ها مقدار قابل قبول بیشینه برای آهن ۷۰٪ تعیین شد. در مطالعات معدنی، از پارامترهای طول متناوب کانه و باطله، بررسی آماری طول مغزه‌های نمونه‌برداری شده و براساس مطابقت توزیع عیاری داده‌های خام، کامپوزیت‌سازی انجام می‌شود. با توجه به پارامترهای مذکور، کامپوزیت ۲/۵ متری برای بلوک ۲Cمعدن سورک در نظر گرفته شده است که تعداد داده‌های خام از ۱۳۸۵ نمونه به ۳۸۵۷ داده کامپوزیت شده افزایش یافت. برای شبیه سازی از طریق روش گاوسی ترتیبی، لازم است که داده‌ها به توزیع نرمال استاندارد تبدیل شوند. این توزیع دارای انحراف استاندارد ۱ و میانگین صفر است؛ به دلیل توزیع غیرنرمال متغیرها، از تبدیل امتیاز نرمال[19] استفاده شده است. در این تبدیل، ابتدا مقادیر داده‌های خام، از کوچک به بزرگ مرتب شده و مقادیر متناظر (از رتبه) تابع نرمال به مقادیر خام تخصیص داده می‌شود.از آن‌جا که لزوم نرمال بودن داده‌ها شرط لازم جهت مطالعات زمین‌آماری است در ابتدا نرمالسازی توزیع داده‌های اولیه انجام شده است. در شکل۲، توزیع سه بعدی عیار آهن در گمانه ها در حالت خام و نرمال‌شده نشان داده شده است. برای نمایش سه‌بعدی عیار آهن در گمانه‌ها در حالت خام و نرمال شده از نرم افزار RockWorks استفاده شده است.



شکل۲: توزیع سه بعدی عیار آهن در گمانه‌ها: الف) خام، ب) نرمال شده

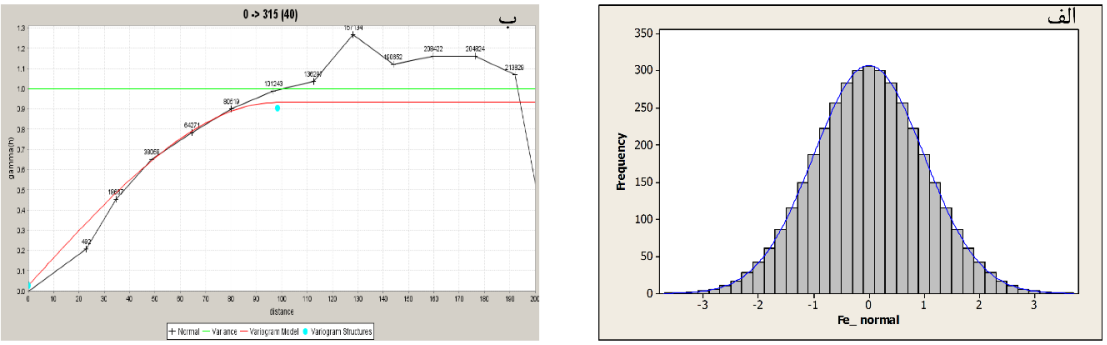
۴- واریوگرافی و تعیین ناهمسانگردی کانسار

واریوگرافی، اساسی‌ترین و مهم‌ترین بخش تحلیل‌های زمین‌آماری است. اصولاً خروجی واریوگرافی، تعیین سه پارامتر حیاتی اثر قطعه ای، شعاع تاثیر و سقف واریوگرام است. هر بخش، دارای مدل واریوگرام منحصر به فردی است که پارامترهای آن به طور دقیق دست یافتنی نیست، اما تا حدودی می توان به آن نزدیک شد [۷]. به وسیله رسم واریوگرام در جهات مختلف، می‌توان ناهمسانگردی را در صورت وجود مشخص و پارامترهای آن را به دست آورد. ناهمسانگردی، به تغییرات دامنه تاثیر و یا سقف واریوگرام در جهات مختلف اطلاق می‌شود و به همین دلیل واریوگرام ابزار بسیار مفیدی

[19] Normal score transformation

برای تشخیص ناهمگنی‌هایی است که موجب بروز ناهمسانگردی می‌شود. برای این منظور، کافی است ابتدا واریوگرام در جهات مختلف رسم شود و سپس واریوگرام‌های متعلق به جهات مختلف با هم مقایسه شوند [۸].

در این مقاله، عملیات واریوگرافی بر روی داده‌های نرمال شده آهن توسط نرم افزار Surpac صورت گرفت. مدل کروی برروی نقاط واریوگرام تجربی برازش شده است، برای داده‌های آهن نرمال، شعاع تاثیر ۹۹متر تعیین شد. در جدول۲ پارامترهای واریوگرام در جهت اصلی با بیشترین میزان پیوستگی و جدول۳، پارامترهای مربوط به بیضوی ناهمسانگردی آهن نشان داده شده است. در شکل ۳، هیستوگرام و واریوگرام آهن در حالت تبدیل یافته نرمال نمایش داده شده است.



شکل۳- الف) هیستوگرام داده های تبدیل یافته نرمال آهن، ب) واریوگرام داده های تبدیل یافته آهن در جهت اصلی به همراه مدل برازش داده شده

جدول ۲- پارامترهای واریوگرام در جهت اصلی

پارامتر	مدل نظری	اثرقطعه ای	سقف	شعاع تاثیر
آهن نرمال	کروی	۰.۰۲	۰.۹۰	۹۸.۲

جدول۳- پارامترهای بیضوی ناهمسانگردی آهن و اکسید آهن در حال نرمالسازی

پارامتر	نسبت ناهمسانگردی اول	نسبت ناهمسانگردی دوم	آزیموت	شیب	میل
آهن نرمال	$\frac{major}{semi-major}=1.4$	$\frac{major}{minor}=1.6$	۳۱۵	۰	۵۹

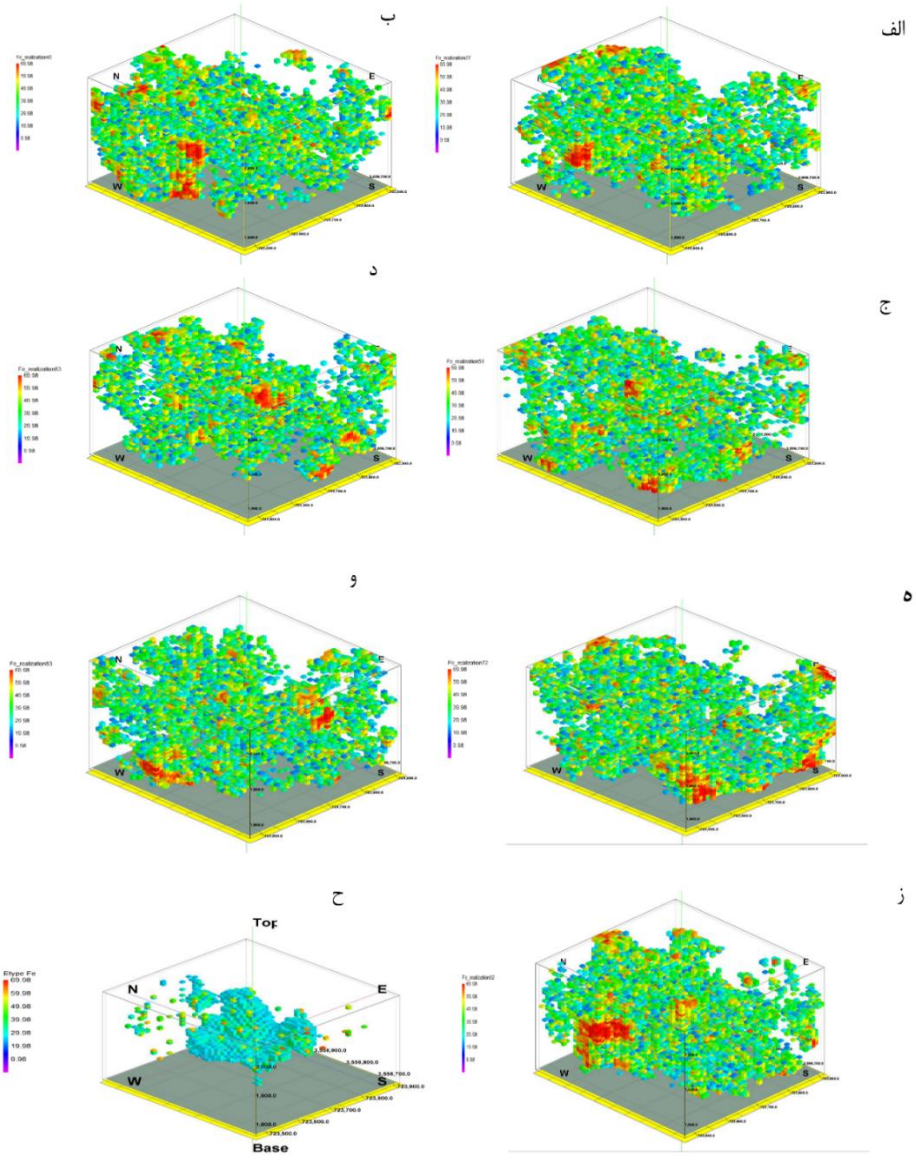
۵- مدل‌سازی هندسی کانسار و تعریف محدوده

مدل بلوکی، داده‌های سه بعدی هستند که از کنارهم قرار گرفتن سلول‌های مکعبی شکل (مکعب مستطیل) با محورهای متعامد طولی، عرضی و ارتقاعی تشکیل می‌شوند که بسته به دقت مورد نیاز در مدل سازی، ساختارها سلول ها را می‌توان به زیر سلول ها تقسیم کرد. یک مدل بلوکی از مجموعه‌ای ازبلوک‌ها با ابعاد مشخص تشکیل شده است. که نقطه وسط هر بلوک به عنوان محل ذخیره و تخمین خصوصیات این بلوک در نظر گرفته می‌شود. درحالت کلی، تمامی روش‌های تخمین به فایل‌های مدل بلوکی، اطلاعات گمانه ها، حجم جستجو و پارامترهای تخمین نیاز دارند؛ اما اطلاعات اضافه در روش کریجینگ، پارامترهای مدل واریوگرام می‌باشد. به‌منظور تخمین زمین آماری، از روش کریجینگ معمولی استفاده شده است. در این مقاله، تعریف محدوده تخمین خام روی مقادیر آهن براساس واریوگرافی و ناهمسانگردی انجام شد. فضاها و محدوده‌هایی که در تخمین شرکت کرده بودند به‌عنوان فضا یا محدوده تخمین تعریف شد. در این پژوهش،

با توجه موارد ذکر شده و داده‌های کامپوزیت شده ۲/۵ متری عیار آهن و فاصله اقلیدسی متوسط بین ۳۰ تا ۴۰ متر گمانه‌ها، تصمیم بر این شد که اندازه بلوک‌ها ۵*۱۰*۱۰ متر در نظر گرفته شود.

۶- اجرای شبیه‌سازی آهن

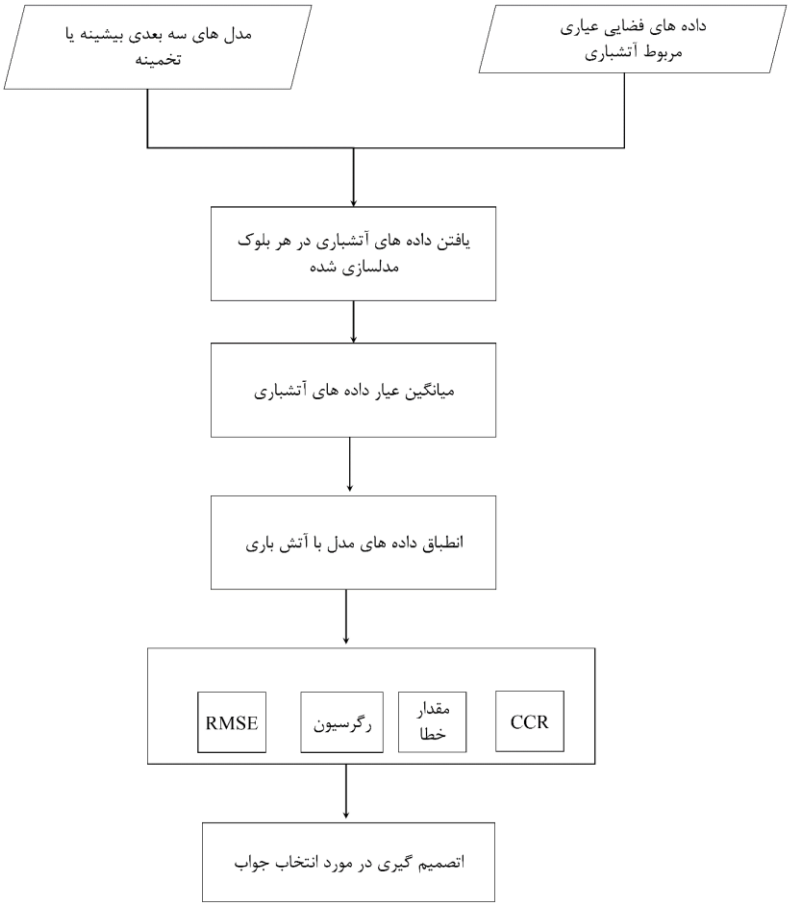
شبیه‌سازی‌های تصادفی در واقع تصویر و مقیاسی از عدم‌قطعیت تغییرپذیری فضایی یک عارضه زمین‌شناسی را فراهم می‌سازد. این کار از طریق ایجاد تحقق‌های متعدد فرآیند تصادفی که توزیع فضایی ذخیره مورد مطالعه را مدل‌سازی می کنند انجام می‌گیرد. روش‌های شبیه‌سازی متعددی برای ایجاد تحقق‌های مختلف از یک ذخیره ماده‌معدنی توسعه یافته اند. روشی که در این مقاله، برای شبیه‌سازی ذخیره آهن سورک انجام گرفته، روش شبیه‌سازی گاوسی متوالی است. برای شبیه‌سازی گاوسی متوالی از داده‌های عیاری حاصل از مغزه‌گیری گمانه‌ها استفاده شده است. با استفاده از داده‌های نرمال شده، شبیه‌سازی برای متغیرهای آهن در ۱۰۰تحقق با استفاده از نرم افزارSGeMS و صورت گرفت. پس از به دست آمدن مدل‌های بلوکی و بعد از آن که نتایج بازتولید هیستوگرام و واریوگرام اعتبارسنجی شد، بایستی نقشه E-type ترسیم و محاسبه شود. این نقشه، مقدار متوسط نهایی تخمینی را برای هر بلوک با میانگین‌گیری بین مقادیر حاصل از ۱۰۰ تحقق نشان می‌دهد. از آن‌جا که این نقشه با میاگین‌گیری بین ۱۰۰ تصویر حاصل شده است، به نقشه حاصل از کریجینگ شبیه است. شکل ۴، شبیه‌سازی آهن در تحقق‌های مختلف و نقشه E-type آهن را نشان می‌دهد. برای نمایش تحقق‌های مختلف شبیه‌سازی آهن از نرم‌افزار RockWorks استفاده شده است.



شکل۴- شبیه‌سازی آهن نرمال در تحقق‌های الف) ۲۷، ب) ۴۰، ج) ۵۹، د) ۶۳، ه)۷۲، و)۸۳، ز)۹۲، ح) نقشه E-type

۷- اعتبارسنجی تحقق‌های شبیه‌سازی

به‌منظور اعتبارسنجی نتایج شبیه‌سازی از داده‌های کنترلی عیار چال‌های آتش‌باری استفاده شده است، در معدن سورک تعداد ۴۸۲ چال برداشت شد و برای همگام‌سازی با خروجی، کامپوزیت ۵ متری انجام شد، پس از انطباق خروجی‌های تحقق شبیه‌سازی و چال آتشباری از معیارهای اعتبارسنجی استفاده شد. در شکل ۵، مراحل کار توضیح داده شده است. برای انتخاب بهترین تحقق از نرم‌افزار MATLAB استفاده شده است.



شکل۵- الگوریتم انطباق تحقق‌های شبیه سازی شده با چال آتش باری

۸- معیارها

الف. تحلیل رگرسیونی: در روش تحلیل رگرسیونی، بین داده‌های واقعی و داده‌های تخمینی یک رابطه رگرسیونی خطی ساده به صورت زیر برقرار شده، سپس این معادله با خط ۱:۱ مقایسه می‌شود. به عبارتی هر چه عرض از مبدأ (a) به صفر و شیب (b) به یک نزدیکتر و ضریب همبستگی مقادیر واقعی (Y) و برآوردی (X) به یک نزدیکتر، روش مورد نظر از دقت بالاتری برخوردار است.

$$Y=a+bX \qquad (۱)$$

ضریب همبستگی (R)، بیان‌کننده میزان همبستگی بین نتایج تخمینی مدل و داده‌های واقعی می‌باشد که براساس رابطه (۲) محاسبه می‌شود. بدیهی است که هر چه مقدار آن به یک نزدیک‌تر باشد، نشان‌دهنده نزدیکی بیشتر مقادیر برآورده شده به مقادیر واقعی است [۹]. در واقع ضریب همبستگی ارتباط خطی بین دو متغیر را اندازه گیری می‌کند و یک ابزار

ریاضی است، که در آن، z_{act}: مقادیر واقعی، $\overline{z}_{act}$: میانگین مقادیر واقعی، z_{set}: مقادیربرآورد شده و $\overline{z}_{est}$ میانگین مقادیر برآورد شده می باشد [۱۰].

$$R = \frac{\sum_{i=1}^{n}\left(z_{act}-\overline{z}_{act}\right)\left(z_{est}-\overline{z}_{est}\right)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}\left(z_{act}-\overline{z}_{act}\right)^2\sum_{i=1}^{n}\left(z_{est}-\overline{z}_{est}\right)^2}} \qquad (۲)$$

ب. مجذور میانگین مربعات خطا: نشان‌دهنده میزان خطای مدل می‌باشند. که بهترین مقدار آنها برابر صفر است و از طریق رابطه زیر محاسبه می‌شود [۱۰].

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}\left(z_{act}-z_{est}\right)^2}{n}} \qquad (۳)$$

ج. میانگین درصد خطا: برای محاسبه این شاخص، اختلاف بین مقدار واقعی و تخمینی نسبت به مقدار واقعی استاندارد شده و سپس میانگین‌گیری به صورت درصد بیان می‌شود. هرچه مقدار به سمت صفر میل کند، تحقق بهینه‌تر است.

$$MPE = \sum_{i=1}^{n}\frac{\frac{\left|z_{act}-z_{set}\right|}{z_{act}}}{n}*100 \qquad (۴)$$

د. نرخ طبقه‌بندی صحیح: با استفاده از اعتبارسنجی متقابل نتایج حاصل از تخمین و مقادیر واقعی، این کار بر روی داده‌های واقعی (داده‌های شاخص‌گذاری نشده) انجام می‌شود. هر چه پراکندگی و اختلاف مقادیر واقعی و تخمین زده شده کمتر باشد، مبین دقیق‌تر بودن تخمین است [۱۱]. برای تشخیص خطای طبقه‌بندی از ابزاری به نام ماتریس درهم آمیختگی استفاده می‌شود. سطرهای این ماتریس، معرف مقادیر واقعی و ستون‌های آن معرف مقادیر تخمینی است. بنابراین مقادیر واقعی و تخمین زده شده را می‌توان براساس حدود آستانه، کلاس‌ها را در حالت واقعی و تخمینی مقایسه کرده و ماتریس درهم آمیختگی را به‌دست آورد. نرخ طبقه‌بندی صحیح (CCR)، به صورت نسبت تعداد نمونه‌های قرار گرفته در قطر ماتریس درهم‌آمیختگی به کل نمونه‌ها تعریف می شود که بیانگر کیفیت طبقه‌بندی است [۱۲].

$$CCR = \frac{\text{correct classification samples}}{\text{all samples}} = \frac{Count(TP+TN)}{Count(FP+TP+FN+TN)} \qquad (۵)$$

مقدار CCR بین ۱-۰ متغیر است که مقدار ۱ بیانگر کیفیت عالی طبقه‌بندی کننده و مقدار صفر آن، نمایانگر کیفیت ضعیف روش طبقه‌بندی است. برای اعتبارسنجی تحقق‌های شبیه‌سازی شده آهن با مقادیر چال‌های آتش‌باری معیارهایی که در بخش قبل بیان شد مورد بررسی قرارگرفت.

براساس شیب خط، عرض از مبدأ و ضریب‌همبستگی نمودار پراکندگی، تحقق ۲۶ با ضریب همبستگی۰.۵۲ شیب خط ۰.۹۱، عرض از مبدأ ۲.۹- به عنوان مناسب‌ترین تحقق با توجه به این معیار انتخاب شد. براساس کمینه‌سازی مقدار مجذور میانگین مربعات خطا، تحقق ۶۰ با مقدار ۱۴/۰۳ انتخاب شد. براساس کمینه‌سازی مقدار میانگین درصد خطا، تحقق ۸۲ با مقدار ۲۶٪ تعیین شد. با در نظر گرفتن معیارهایRMSE و MPE به صورت همزمان، تحقق ۶۰ از عملکرد مطلوب‌تری برخوردار است. براساس معیار نرخ طبقه بندی صحیح تحقق ۶۴ دارای انطباق بهتری با داده های چال آتشباری است. با توجه به این نتایج، براساس رویکرد، هدف و معیار انتخابی می‌توان تحقق‌های بهینه را انتخاب و برای مراحل بعدی ارزیابی ذخیره مورد استفاده قرار داد.

نتیجه‌گیری

در این پژوهش، از داده‌های حفاری اکتشافی بلوک 2C معدن سورک استفاده شد. در این مقاله، عملیات واریوگرافی بر روی داده‌های نرمال شده آهن صورت گرفت. مدل کروی برروی نقاط واریوگرام تجربی برازش شده است. برای داده‌های آهن نرمال، شعاع تاثیر ۹۹متر تعیین شده و روش شبیه‌سازی گوسی متوالی برروی داده‌های مغزه‌گیری آهن سورک اجرا شد. با استفاده از داده‌های نرمال شده، شبیه‌سازی برای متغیرهای آهن در ۱۰۰تحقق صورت گرفت؛ سپس، تحقق‌های شبیه‌سازی با داده‌های چال آتشباری مقایسه و با استفاده از معیارهای شامل، ضریب همبستگی، معادله رگرسیون، جذر میانگین مربعات خطا، میانگین درصد خطا و خطای طبقه‌بندی اعتبارسنجی انجام می‌شود. براساس معیارهای رگرسیون، مجذور میانگین مربعات خطا، میانگین درصد خطا، نرخ طبقه بندی صحیح، به ترتیب تحقق های۲۶، ۶۰، ۸۲،۶۴ به عنوان فعالترین تحقق‌ها انتخاب شده است. از این‌رو، هر رویکرد و هدف مورد کارشناس، می‌توان تحقق‌های بهینه را انتخاب کرد.

تقدیر و تشکر

از کلیه مسئولین و مهندسین شرکت نورد فولاد یزد و معدن سنگ آهن سورک به ویژه مهندس شکوهی که نویسندگان را در تهیه بانک‌های اطلاعاتی مورد نیاز یاری کرده‌اند سپاسگزاری می شود.

منابع

۱- حسنی پاک، ع ا،۱۳۹۰،تحلیل داده های اکتشافی، انتشارات دانشگاه تهران، چاپ سوم.

۲- مدنی، ح ،۱۳۹۰ ، مبانی اکتشاف مواد معدنی، انتشارات جهاد دانشگاهی واحد صنعتی امیر کبیر، چاپ اول.

3- Deustch , C.V., 2002. Geostatistical reservoir modeling . Oxford University Press, New York, 371pp.

4- Barbosa, J.c., Sturaro, J.R., Riedel, P.S. 2001. Geostatistic mapping of arsenic, Manganese and Iron contamination risk in the port of santana, Apama, Brazil, Universidate Estadual palista, Brazil.

۵- شرکت نورد فولاد یزد. (۱۳۹۲). گزارش پایان عملیات اکتشاف حین استخراج معدن سنگ آهن سورک (سادات۲)، ندوشن- استان یزد.

۶- شهاب پور. ج، (۱۳۸۳)، زمین شناسی اقتصادی چاپ سوم، انتشارات دانشگاه شهید باهنرکرمان.

۷- دهقانی.م، (۱۳۸۷)، مدل‌سازی مجدد زمین‌شناسی معدن سنگ‌آهن چغارت براساس اطلاعات حفاری‌های استخراجی به روش زمین‌آمار، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه یزد

۸- حسنی‌پاک.ع.ا، (۱۳۸۹)، زمین‌آمار (ژئواستاتیستیک)، انتشارات دانشگاه تهران.

۹- خلیلی. ن، خداشناس. س، داوری. ک، (۱۳۸۵)، پیش‌بینی بارش با استفاده از شبکه‌های عصبی مصنوعی، دومین کنفرانس مدیریت منابع آب، ۸ص.

۱۰- صداقت کردار. ع، فتاحی. ا، (۱۳۸۷)، شاخص‌های پیش‌آگاهی خشکسالی در ایران، مجله جغرافیا و توسعه دانشگاه سیستان و بلوچستان، ج۶، ش۱۱، ص۷۶-و۵۹.

11- Mitchell, H. B., 2012. Data Fusion: Concepts and Ideas, second ed. Springer, Berlin.

12- Verly, G., 2005. Grade control classification of ore and waste: A critical review of estimation and simulation based procedures. Mathematical geology 37, 451- 475.

13- Wambeke, T., & Benndorf, J. (2016). An integrated approach to simulate and validate orebody realizations with complex trends: A case study in heavy mineral sands. Mathematical Geosciences, 48(7), 767-789.

تخمین ضخامت رسوبات با استفاده از وارون‌سازی داده‌های گرانی‌سنجی به روش الگوریتم ژنتیک مرتب‌سازی نامغلوب (NSGA-II)

رامین آرامش اصل*، دانشجوی دکتری مهندسی معدن- اکتشاف مواد معدنی، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود، aramesh.miner@gmail.com

حمید آقاجانی، دانشیار دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود

مهرداد سلیمانی منفرد، دانشیار دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود

محمد رضایی، استادیار دانشکده مهندسی دانشگاه ملایر

چکیده

هدف از تفسیر داده‌های گرانی‌سنجی برداشت شده از یک حوضه رسوبی، تهیه نقشه مرز بین واحدهای رسوبی و سنگ بستر است. در این مقاله، مدل‌سازی وارون غیرخطی داده‌های گرانی‌سنجی با استفاده از الگوریتم ژنتیک مرتب‌سازی نامغلوب (NSGA) به منظور تعیین هندسه سنگ بستر صورت گرفته است به طوری که در این الگوریتم با کمترین اطلاعات زمین‌شناسی، بهترین ساختار نزدیک به واقعیت زمین‌شناسی را نتیجه دهد. در روش ارائه شده، هندسه سنگ بستر با مجموعه‌ای از منشورهای کنار هم چیده شده تقریب زده می‌شود و در نهایت طول این منشورها عمق سنگ بستر را بدست می‌دهد. این الگوریتم مجموعه‌ای از پاسخ‌ها را تولید می‌کند که تعادل بین عدم تطابق داده‌ها و برخی از اندازه‌گیری ویژگی‌های مدل را نشان می‌دهد. بررسی چنین پاسخ‌هایی از طیف مدل‌های مختلف وارون‌سازی در مقابل روش‌های کلاسیک که صرفا یک پاسخ مطلوب را بدست می‌دهد، بسیار مناسب است. در این مقاله جهت بررسی عملکرد این الگوریتم در تخمین عمق سنگ بستر از داده‌های مصنوعی دو بعدی استفاده شده است همچنین از روی نتایج بدست آمده میزان پایداری الگوریتم بررسی شده و مورد تحلیل قرار گرفته است.

کلیدواژه: وارون سازی، گرانی‌سنجی، NSGA-II، سنگ بستر، ضخامت رسوبات

Estimation of sedimentary thickness Using Gravity Data Inversion by Non-dominated Sorting Genetic Algorithm (NSGA-II)

Ramin Aramesh asl*,PhD student at Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Shahrood University of Technology,Shahrood,Iran

Hamid Aghajani, Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Shahrood University of Technology,Shahrood,Iran

Mehrdad Soleymani Monfared, School of Mining, Petroleum and Geophysics Shahrood University of Technology,Shahrood,Iran

Mohammad Rezaei, Faculty of Engineering Malayer University, Malayer, Iran

Abstract

A main objective in interpreting gravity data from a sedimentary the basin is to map the interface separating the sediments from the basement. Inverse modeling using Non-dominated sorting Genetic Algorithm (NSGA-II) is one of the most elegant geophysical tools for obtaining 2-D images of geological structure. Determination of the geometry of bedrock, by nonlinear inverse modeling of gravity data, is the aim of this paper. This algorithm generates a set of solutions reflecting the trade-off between data misfit and some measure of model features. Examination of such an ensemble is highly preferable to classical approaches where just one 'optimal' solution is examined since a better overview over the range of possible inverse models is gained. However, the computational cost to obtain this ensemble is enormous. In this paper synthetic data is used to evaluate the performance of this algorithm in estimating bedrock depth. In this paper, to evaluate the efficiency of this algorithm, it was implemented on an synthetic data of two dimensional, and all the results compared and analyzed for interpretation.

Key Words: Inversion, Gravity, NSGA-II, bedrock, sedimentary thickness

مقدمه

مطالعه ضخامت رسوبات و یا عمق سنگ بستر در اکتشاف منابع زیرزمینی مانند آب و منابع هیدروکربنی جایگاه مهم و ویژه‌ای دارد. با مدل‌سازی داده‌های برداشت شده توسط روش گرانی‌سنجی، مدل هندسی توده‌ها و منابع زیرزمین و همچنین رسوبات بالای سنگ بستر قابل توصیف می‌باشد. مدل به کار گرفته شده در این مقاله مدل جمع دوبعدی منشورهاست که در آن ضخامت رسوبات به شکل منشورهایی که دارای تباین چگالی با سنگ بستر دارند؛ به صورت دو یا سه بعدی مدل می‌شوند. ضخامت این منشورها مجهولات مدل‌سازی‌ها هستند. در این مطالعه جهت محاسبه و بهینه‌سازی ضخامت رسوبات از روش الگوریتم ژنتیک مرتب‌سازی نامغلوب استفاده شده است. این الگوریتم یکی از الگوریتم‌های تکاملی نخبه‌گراست که توسط دب و همکارانش ارائه شده است. ویژگی این الگوریتم‌ها مبتنی بر رتبه‌بندی معرفی دسته-ای از راه‌حل‌های بهینه، بر اساس توابع هدف، می‌باشد که جبهه پارتو را تشکیل می‌دهند. از مهم‌ترین مزیت‌های این الگوریتم عدم خطی‌سازی تابع هدف و عدم انتخاب مدل اولیه را می‌توان بیان کرد. در این الگوریتم، کمینه‌سازی تابع هدف کل که شامل دو تابع هدف (عدم برازش و بخش منظم‌سازی) بدون استفاده از مشتقات توابع و پارامتر منظم‌سازی به عنوان مزیت‌های دیگر این الگوریتم نسبت به الگوریتم‌های محلی و سراسری اشاره کرد.

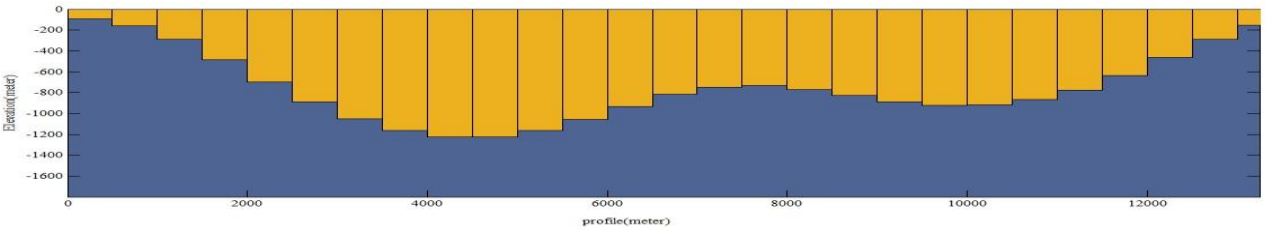
روش مطالعه

در این مطالعه، هدف تعیین ضخامت مربوط به بستر حوزه های رسوبی است که پارامتری غیر خطی در مسئله است و ناپایداری بیشتری در پاسخ‌های مسئله نسبت به پارامترهای خطی مانند چگالی ایجاد می‌کند. بر این اساس برای خواص چگالی مقادیر ثابت و معینی در نظر گرفته شده است. در این مطالعه از یکی از پرکاربردترین مدل‌ها که مدل جمع منشورهای دو بعدی بات می‌باشد؛ استفاده شده است. همچنین از مدل باربوسا و سیلوا (۱۹۹۴) به عنوان مدل ریاضی پیشرو برای مدل نمودن تاثیر میدان گرانی یک منشور دوبعدی در یک نقطه اندازه‌گیری دلخواه استفاده شد. بهینه‌سازی چندهدفه در حقیقت یافتن مقادیر متغیرهای تصمیم‌گیری است که در ارتباط با مقدار بهینه بیشتر از یک هدف است. برخلاف بهینه‌سازی یک هدف که یک پاسخ بهینه را ارائه می‌دهد، پاسخ‌های بهینهٔ زیادی در حل مسئله بهینه‌سازی

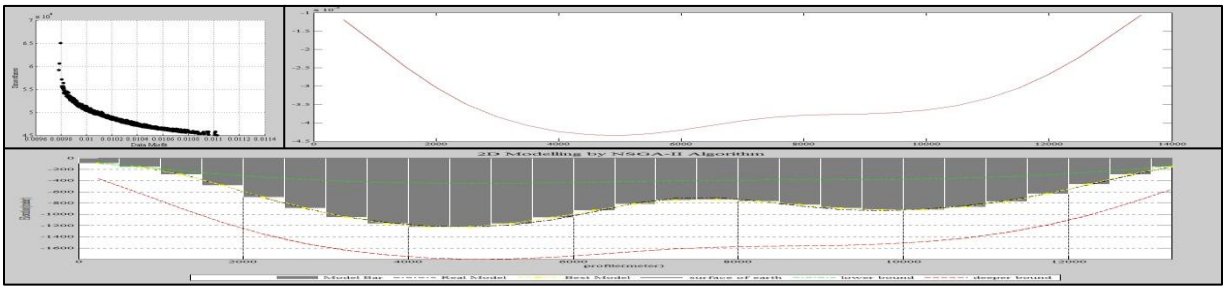
چندهدفه ارائه می‌شود. از این رو در این مطالعه از دو تابع هزینه استفاده شده است که این دو تابع هزینه گرانی به شکل زیر تعریف شده است که تابع اول مربوط به کمینه‌سازی تابع برازش و تابع دوم مربوط به کمینه‌سازی قیود منظم‌سازی است. در الگوریتم ژنتیک چند هدفه کروموزوم‌ها از واحدهای گسسته‌ای تشکیل شده‌اند که ژن نامیده می‌شوند. الگوریتم ژنتیک چند هدفه روی یک مجموعه از کروموزوم‌ها عملیات اجرا می‌کند که جمعیت نامیده می‌شود. جمعیت در ابتدا به صورت تصادفی ایجاد می‌شود. همانطور که جستجو شروع می‌شود، جمعیت در برگیرندهٔ حل‌های بهتر می‌شود تا اینکه همگرا می‌شود. الگوریتم ژنتیک از دو عملگر برای تولید پاسخ‌های جدید از جمعیت موجود استفاده می‌کند که عبارتند از: پیوند و جهش. پیوند مهمترین عملگر در الگوریتم ژنتیک تک هدفه و چند هدفه است. در عملیات پیوند، دو کروموزوم که پدر و مادر نامیده می‌شوند با یکدیگر ترکیب می‌شوند تا یک کروموزوم جدید که فرزند نامیده می‌شود، ایجاد شود. انتخاب پدر و مادر از کروموزوم‌های موجود و با توجه به اولویت‌های شایستگی صورت می‌گیرد. جهش فرایندی است که سبب ایجاد تغییرات تصادفی در ویژگی‌های کروموزوم‌ها می‌شود. جهش معمولاً در سطح ژن‌ها صورت می‌گیرد. در الگوریتم NSGA-II قبل از انتخاب و ورود سرگروه‌ها، کل جمعیت بر حسب غیرمغلوب بودن امتیازدهی می‌شوند. عضوهایی که توسط هیچ عضو دیگری مغلوب نشده‌اند امتیاز یا رتبهٔ مشخص دریافت می‌کنند و این مجموعه از سایر اعضا جدا می‌شود. اعضای جبههٔ پارتو بر طبق تعداد مشخص شده برای آن از اعضای این مجموعه‌های تفکیک شده، انتخاب می‌شوند؛ بنابراین مجموعهٔ اول که دارای ارزش بیشتری هستند، همواره شانس بیشتری برای حضور در جبههٔ پارتو یا حل‌های نهایی دارند. این راهبرد سبب همگرایی ذرات به مجموعهٔ با ارزش بیشتر می‌شود. به منظور ارزیابی توانایی الگوریتم توسعه داده شده در این مطالعه مقرر گردید برای وارون سازی غیرخطی داده‌های گرانی، از داده‌های شبیه‌سازی شده یک مدل مصنوعی سنگ بستر با فرضیاتی مشخص استفاده شد. داده‌های این مدل مصنوعی در دو حالت بدون نوفه و همراه با نوفه سفید مستقل تولید و وارون‌سازی شدند.

الف) مدل مصنوعی- بدون نوفه

مدل مصنوعی دو بعدی سنگ بستر در نظر گرفته شده در این تحقیق از ۲۷ منشور با عرض ۵۰۰ متر و تغییرات عمقی نسبتا پیچیده به صورت دو فروافتادگی با عمق‌های مختلف تشکیل شده است .توپوگرافی سطح زمین مسطح و تباین چگالی رسوبات و سنگ بستر ۱۱۵ کیلوگرم بر متر مکعب در نظر گرفته شده است. در شکل ۱ مدل مصنوعی مزبور نمایش داده شده است. همانطور که مشخص است؛ مدل مصنوعی در نظر گرفته شده یک مدل به نسبت بزرگ با طول تقریباً ۱۴ کیلومتر و دو فروافتادگی به اعماق حدود ۱۲۰۰ متری و دیگری حدود ۹۰۰ متری است. مطابق شکل ۲، پارامترهای تنظیمی الگوریتم NSGA-II برای مدل‌سازی داده‌های این مدل مصنوعی طراحی شد و مرز جستجوها بین ۰.۵ تا ۲ تعیین گردید تا مدل مصنوعی به همراه مدل تولیدی توسط بهترین پاسخ معرفی شده از سوی جبهه پارتو مدل‌سازی شود.



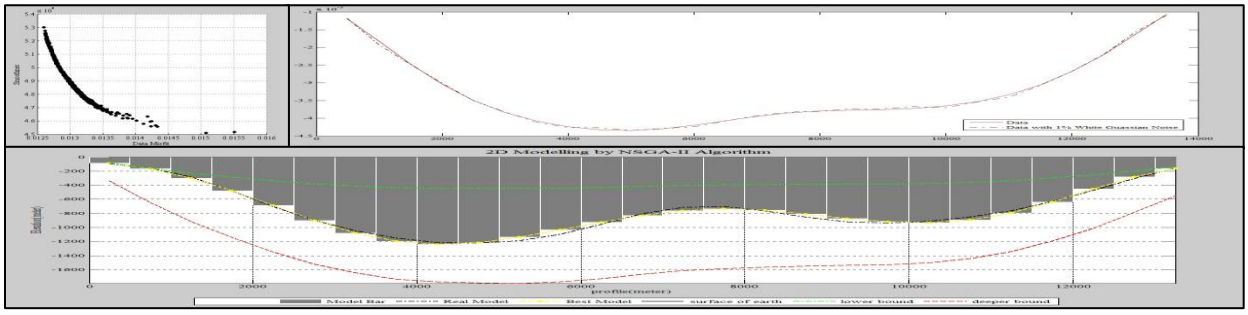
شکل۱ – مدل مصنوعی دو بعدی یک حوضه رسوبی منشور بندی شده



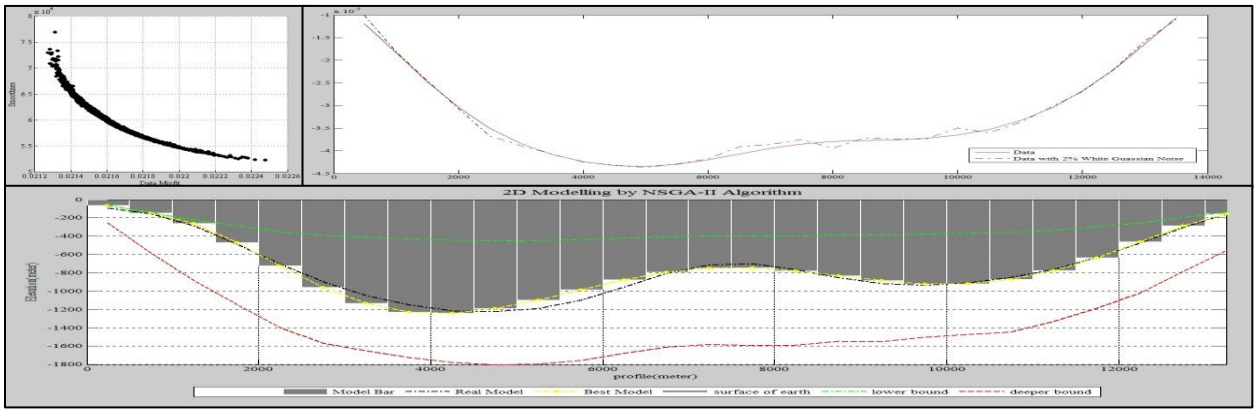
شکل ۲- مدل‌سازی داده‌های مدل مصنوعی بدون نوفه سفید گاوسی(تصویر بالا سمت راست)، جبهه پارتو برای مدل مصنوعی (تصویر بالا سمت چپ)، مدل مصنوعی به همراه مدل تولیدی(تصویر پایین).

ب)مدل مصنوعی - همراه با نوفه

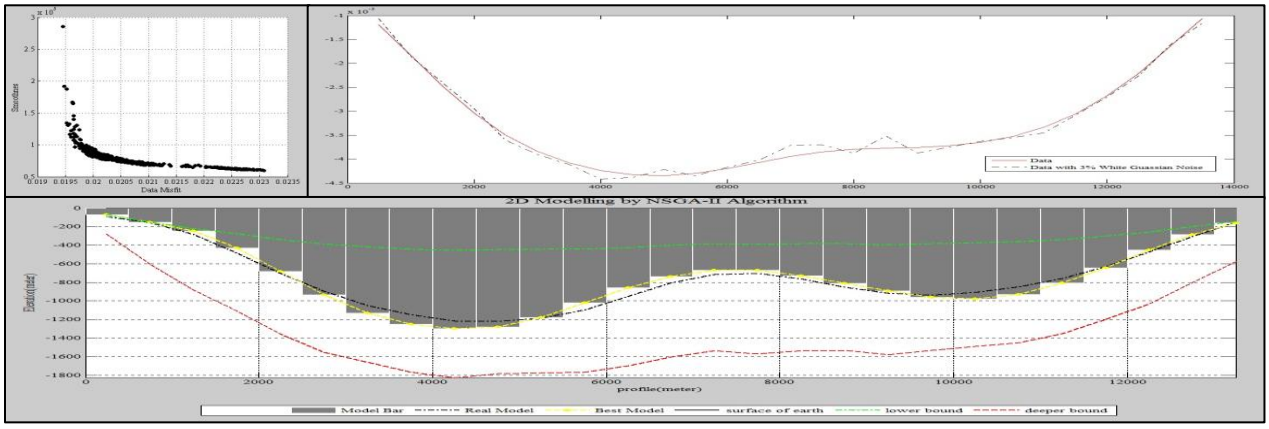
در عمل همواره داده‌های واقعی برداشت شده از طبیعت با نوفه همراهند؛ از اینرو لازم است کارایی الگوریتم و کد توسعه داده شده برای مدل‌سازی این نوع از داده‌ها مورد ارزیابی و اعتبارسنجی قرار گیرد. از آنجا که توزیع نوفه در حالت طبیعی توزیعی گوسی با میانگین صفر است؛ در این تحقیق به منظور ارزیابی بررسی تاثیرپذیری و عملکرد الگوریتم توسعه داده شده در برابر نوفه‌های سفید گوسی، نوفه‌ای مستقل از داده با توزیع گوسی با دامنه های از۱ تا ۴ درصد داده‌ها به داده‌های خام مدل مصنوعی افزوده شد و برای هر سری از داده‌ها مدل‌سازی‌ها و مقایسه با مدل اصلی انجام شد. نتایج این مدل‌سازی‌ها در شکل‌های۳ تا ۶ نشان داده شده است.



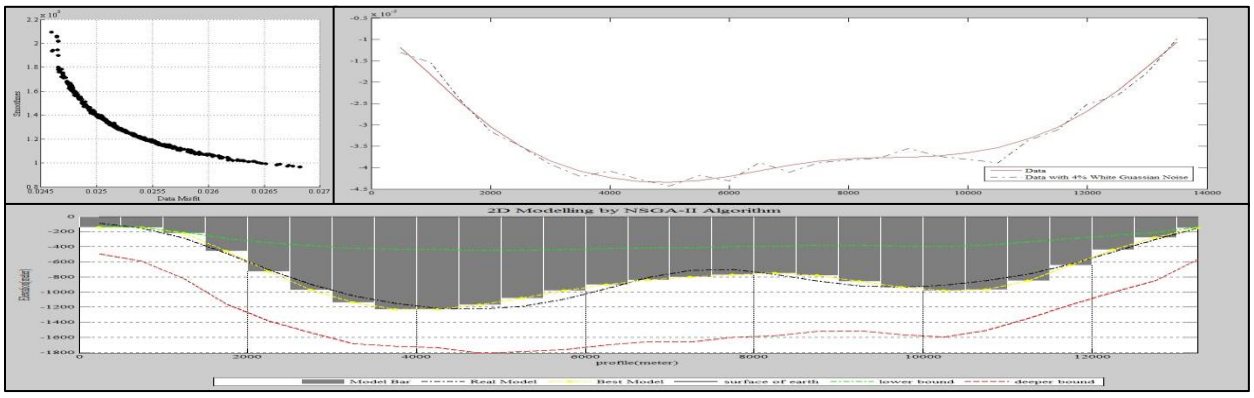
شکل ۳- مدل‌سازی داده‌های مدل مصنوعی همراه با ۱ درصد نوفه سفید گاوسی(تصویر بالا سمت راست)، جبهه پارتو برای مدل مصنوعی با اعمال ۱٪ نویز به داده‌ها(تصویر بالا سمت چپ)، مدل مصنوعی به همراه مدل تولیدی(تصویر پایین).



شکل ۴- مدل‌سازی داده‌های مدل مصنوعی همراه با ۲ ٪ نوفه سفید گاوسی(تصویر بالا سمت راست)، جبهه پارتو برای مدل مصنوعی با اعمال ۲٪ نویز به داده‌ها(تصویر بالا سمت چپ)، مدل مصنوعی به همراه مدل تولیدی(تصویر پایین).



شکل ۵- مدل‌سازی داده‌های مدل مصنوعی همراه با ۳ ٪ نوفه سفید گاوسی(تصویر بالا سمت راست)، جبهه پارتو برای مدل مصنوعی با اعمال ۳٪ نویز به



داده‌ها (تصویر بالا سمت چپ)، مدل مصنوعی به همراه مدل تولیدی(تصویر پایین).

شکل ۶- مدل‌سازی داده‌های مدل مصنوعی همراه با ۴٪ نوفه سفید گاوسی(تصویر بالا سمت راست)، جبهه پارتو برای مدل مصنوعی با اعمال ۴٪ نویز به داده‌ها(تصویر بالا سمت چپ)، مدل مصنوعی به همراه مدل تولیدی(تصویر پایین).

اشکال ۳ الی ۶ نشان می‌دهدکه علیرغم نوفه‌دار شدن داده‌ها و تاثیر شدیدی که بویژه نوفه در درصدهای بالا بر روی داده‌ها گذاشته است؛ اما الگوریتم ژنتیک مرتب‌سازی نامغلوب از پایداری بسیار مناسبی نسبت به نوفه‌های اعمالی از خود نشان می‌دهد.

بحث و نتیجه‌گیری

الگوریتم ژنتیک مرتب‌سازی نامغلوب به عنوان ابزاری قدرتمند برای تعیین پارامتر عمق سنگ بستر دوبعدی با استفاده از داده‌های گرانی در دو مرحله مجزا در این تحقیق مورد بررسی قرار گرفت. در آغاز اعتبارسنجی الگوریتم با داده‌های حاصل از یک مدل مصنوعی، برای بررسی کارایی روش پیشنهادی و در مرحله دوم مدل‌سازی معکوس داده‌های واقعی که مقایسه نتایج این مدل‌سازی نیز با مطالعات از طریق سایر روش‌ها، عملکرد مناسب الگوریتم طراحی شده را به اثبات می‌رساند. این روش در شرایطی که کمینه‌های محلی متفاوت وجود داشته باشند نیز می‌تواند پاسخ مناسبی را ارائه دهد. همچنین در این مطالعه میزان تاثیرپذیری این الگوریتم در برابر مقادیر مختلف نوفه‌های احتمالی مورد بررسی قرار گرفت؛ که نتایج بیانگر پایداری مناسب این الگوریتم در برابر نوفه‌های سفید گاوسی با دامنه‌های نسبتا بالاست.

References

Aster, R.C., Borchers, B., Thurber, C. H. (2013) Parameter estimation and invers problems. Second edition, Academic press, US,pp.360.

Barbosa, V., Silva, J.B., (2011) Reconstruction of geologic bodies in depth associated with a sedimentary basin using gravity and magnetic dataGeophysical Prospecting 59.6: 1021-1034.

Boschetti, F., Dentith, M.C., List, R.D., (1995) Genetic Algorithms Incorporating a Pseudo-Subspace Method, International Conferrence on Evolutionary Computation.Perth, 557-560.

Coello, C.A.C., Lamont, G.B., Veldhuizen, D.A., (2007) Evolutionary Algorithms for Solving Multi-Objective Problems, 2nd edn. Springer, New York, iSBN

Deb, K., Agrawal, S., Pratab, A., Meyarivan, T.,(2002) A fast and elitist multi objective genetic algorithm: NSGA–II, IEEE transactions on volutionary computation, 6, 182-197.

Deb, K., Goel, T., (2000a) Controlled elitist non-dominated sorting genetic algorithms for better convergence, Tech. Rep. 2000004, Kanpur Genetic Algorithms Laboratory (KanGAL), Kanpur, India.

Goldberg, D. E., (1989) Genetic algorithms in search, optimization, and machine learning. Reading, MA: Addison-Wesley

Safikhani, H., (2010) Modeling and multi objective optimization of centrifugal pump by computational fluid dynamic, neural network and genetic algorithm, M.S Thesis, Department of Mechanical Engineering, University of Tehran, Iran.

Zhdanov, M. S., (2002) "Geophysical inverse theory and regularization problems". Vol. 36. Elsevier,.

بررسی تاثیر نرمالسازی داده‌ها در فرآیند تخمین زمین‌آماری ذخیره (مطالعه‌موردی: معدن سنگ آهن سورک)

بهارکارگر، امین حسین‌مرشدی*، فرهاد محمدتراب، سیدحسین مجتهدزاده

دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد، یزد

چکیده

زمین‌آمار به شعبه‌ای از آمار اطلاق می‌شود که در آن مدل توزیع داده‌های مربوط به جامعه تحت بررسی و به تبع آن ساختار فضایی و درون‌یابی داده‌های مربوطه مورد مطالعه قرار می‌گیرد. در این مقاله، بلوک ۲C معدن سورک مورد ارزیابی قرار گرفت که پارامترهای آهن و اکسیدآهن موردمطالعه قرارگرفته است. داده‌ها در حالت عادی و نرمال شده (توزیع گاوسی) بررسی شد، سپس پارامترهای آماری محاسبه و واریوگرام در جهات مختلف برای داده‌های عادی و نرمال شده آهن و اکسیدآهن ترسیم و پارامترهای ناهمسانگردی محاسبه شد. در نهایت، تخمین مدل سه بعدی کریجینگ برای آهن واکسید آهن در حالت عادی و نرمال اجرا و به‌منظور اعتبارسنجی از نمودار توزیع فراوانی تجمعی داده‌های کامپوزیت شده مغزه استفاده شد. تخمین داده‌های عادی آهن و نرمال اکسید آهن انطباق بیشتری با داده‌های واقعی داشت که می‌توان براساس میزان انحراف از نرمال داده‌های کامپوزیت شده توجیه کرد.

کلیدواژه: زمین‌آمار، ارزیابی ذخیره، نرمال‌سازی، معدن سنگ آهن سورک.

Investigating the impact of data normalization on the process of geostatistical ore reserve estimation (case study: Sourk iron ore mine)

Bahar kargar, AminHossein Morshedy*, Farhad Mohammad Torab, Seyed Hossein Mojtahedzadeh

Department of Mining and Metallurgical Engineering, Yazd University, Yazd, Iran

Bahar_kargar@ymail.com

Abstract

Geostatistics refers to a branch of statistics in which data distribution are examined and consequently studied the spatial structure and interpolation of relevant samples. In this paper, the C2 block of the Sourk mine is evaluated to study the Fe and FeO parameters. The data in the original and normalized Gaussian forms were analyzed; the statistical parameters, the variogram in the various directions and the anisotropy parameters were computted. Finally, 3D kriging estimation model for Fe and FeO was performed in the original and normalized forms, and cumulative frequency distribution of composited core data was applied for validation. The estimations of original Fe and normalized FeO were more consistent with real data, which can be justified by the deviation from the normal condition of composite data.

Keywords: Geostatistics, Ore reserve evaluation, Normalization, Sourk iron ore mine.

۱- مقدمه

با توجه به عدم دسترسی به کل کانسار، برای حل مسائلی از جمله طراحی شبکه حفاری، تخمین ذخیره و غیره، باید از داده‌های به دست آمده از نمونه ها برای تخمین ویژگی کل کانسار استفاده کرد. مفهوم زمین‌آمار، به شعبه‌ای از آمار اطلاق می‌شود که در آن داده‌های مربوط به جامعه تحت بررسی و به تبع آن ساختار فضایی داده‌های مربوط مورد مطالعه قرار می‌گیرد. برتری زمین‌آمار نسبت به آمار کلاسیک، فراشمولی آن است؛ به طوری که می‌توان آمار کلاسیک را

حالت خاصی از زمین‌آمار دانست. برای انجام تخمین‌های زمین‌آمار روش‌های گوناگونی وجود دارند. هر یک از این روش-ها، توانایی‌ها و محدودیت‌های خاص خود را دارند. در زمینه علوم مهندسی معدن، به تخمین‌های هر چه دقیق‌تر کمیت-های وابسته به ماده معدنی، به خصوص عیار و ضخامت جهت تعیین ذخیره، نیاز می‌باشد [۱]. کریجینگ یک تخمینگر زمین‌آماری است که برای برآورد عیار بلوک، از ترکیب خطی نمونه‌های موجود در داخل بلوک و یا در نزدیکی آن، استفاده می‌کند. این روش بر منطق میانگین‌متحرک‌وزن‌دار استوار است و از این‌رو دارای حداقل واریانس است و در مورد آن می‌توان گفت که بهترین تخمینگر خطی ناریب است. از مهم‌ترین ویژگی‌های کریجینگ آن است که برای هر مقدار تخمین زده شده، می‌توان خطای مرتبط با آن را محاسبه کرد [۲].

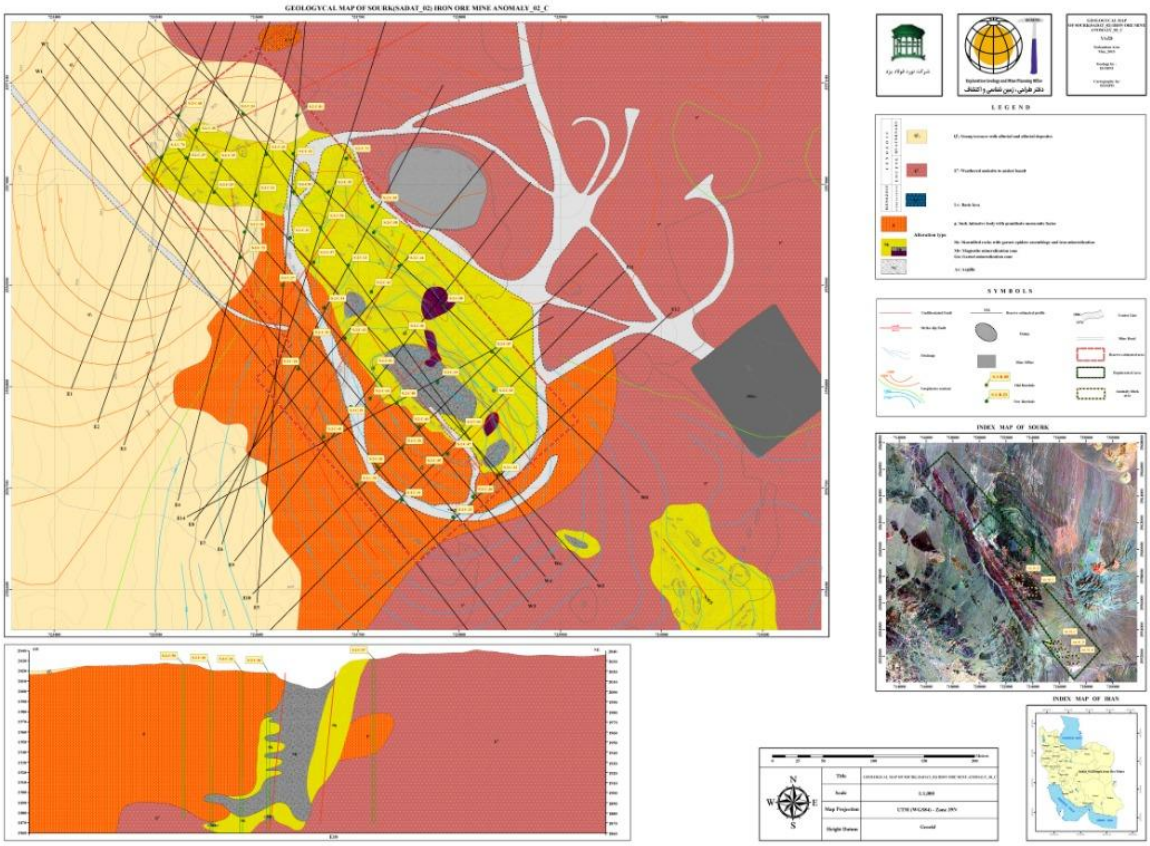
چنین تخمین‌هایی می‌توانند خطای تخمین را ارائه کرده و از این طریق ریسک طراحی، برنامه‌ریزی و سرمایه‌گذاری معدنی را تا حد مجاز کاهش دهد. از اینرو، نتیجه‌های به دست آمده از اندازه‌گیری نمونه‌ها، مستقل از موقعیت فضایی آن‌ها مورد تحلیل قرار می‌گیرد، در حالی که در زمین‌آمار، علاوه بر مقدار یک کمیت معین دریک نمونه، موقعیت فضایی آن نیز مورد توجه قرار می‌گیرد. بدین لحاظ می‌توان موقعیت فضایی نمونه‌ها را همراه با مقدار کمیت مورد نظر به صورت یکجا مورد تحلیل قرار داد. به عبارت دیگر باید بتوان بین مقادیر مختلف یک کمیت در جامعه نمونه‌ها و فاصله و جهت قرارگیری آن‌ها نسبت به هم ارتباطی برقرار کرد. این ارتباط فضایی (فاصله و جهت) بین مقدار یک کمیت در جامعه نمونه‌های برداشت شده ممکن است در قالب‌های ریاضی بیان شود. به این قالب‌های ریاضی ساختار فضایی گفته می‌شود [۳]. در این مقاله، مدل‌سازی زمین‌آماری آهن و اکسیدآهن بلوک ۲C معدن سورک در دو حالت داده عادی و نرمال شده مورد بررسی قرار می‌گیرد و برای اعتبارسنجی با داده‌های واقعی مقایسه می‌شود.

۲- معرفی منطقه مورد مطالعه

محدوده معدن سنگ آهن سورک به وسعت چهل کیلومترمربع، در ۱۵۰ کیلومتری غرب شهر یزد، بخش ندوشن و درمجاورت روستای سورک قرار دارد. راه‌های دسترسی به معدن از سه طریق مسیر یزد – تفت – ندوشن – سورک، یزد – میبد – ندوشن – سورک و یزد – فولاد آلیاژی – ندوشن – سورک است. در منطقه معدنی سورک، چهار تنه کان-سنگ آهن شناخته شده است که به صورت ناهنجاری‌های مغناطیسی یک، دو، سه و چهار (در روندی تقریبا شمال‌غرب – جنوب‌شرقی) نامگذاری شده‌اند. از نظر ساختار زمین‌شناسی، ملاحظه می‌شود که در بخش غربی، لایه‌های آذرآواری و گدازه‌های زمان ائوسن با شیب نسبتاً ملایم تا ۲۰ درجه به طرف غرب جهت یافته است. برونزدهای تیره رنگ بخش شرقی محدوده نیز که مشرف به دشت هموار کم‌شیب است با شیب ملایم ۱۰ تا ۱۵ درجه به طرف شمال تمایل دارند؛ که در نتیجه از نظر ساختمانی وضعیت یک طاقدیس باز با گستره بزرگ را تشکیل می‌دهند [۴].

با استناد به تقسیم‌بندی‌های انجام‌یافته در زمین‌شناسی ایران، محدوده اکتشافی حاضر در شرق پهنه ساختاری - رسوبی ایران مرکزی قرار گرفته است، که به نوبه خود بخشی از کمربند کوهزایی آلپ هیمالیا به شمار می‌رود. محدوده مورد بررسی، جزئی از ایالت ساختاری ایران مرکزی در مجاورت کمان ماگمایی – آتشفشانی ارومیه-دختر بوده و در زون گسله دهشیر قرار گرفته است. کانی‌سازی آهن در این ناحیه، در امتداد زون ساختاری- گسلی دهشیر، در مرز بین مجموعه آمیزه رنگین افیولیتی (واقع در زون گسله مذکور) و سنگ‌های آتش‌فشانی و آواری- آتشفشانی منسوب به ائوسن قرار

دارد. به طور کلی، به دلیل پوشیدگی گسترده منطقه با رسوبات نامتراکم عهد حاضر (آبرفت ها، ماسه بادی و نهشته‌های برجای مانده حاصل از فرسایش) رخنمون‌های محدودی را می‌توان در محدوده بررسی یافت. واحدهای سنگی رخنمون یافته در این منطقه، از قدیم به جدید، شامل نهشته‌های آواری کربناته کرتاسه تحتانی، مجموعه آمیزه رنگین افیولیتی، سنگ‌های آتشفشانی و آواری – آتشفشانی ائوسن، توده‌های نفوذی بعد از ائوسن و نهشته‌های کواترنری می‌باشد [۵]. درشکل۱ نقشه زمین شناسی بلوک۲C معدن سورک نشان داده شده است.



شکل۱- نقشه زمین‌شناسی بلوک ۲Cمعدن سنگ‌آهن سورک[۴]

۳- پارامترهای آماری و هیستوگرام

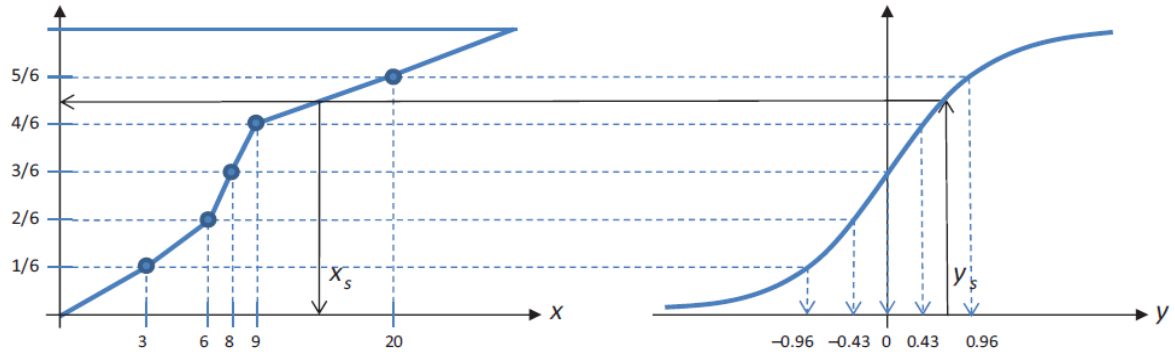
در این مقاله، از اطلاعات ۶۱ گمانه مربوط به بلوک ۲C سنگ‌آهن سورک جهت مطالعات زمین‌آماری استفاده شده است و متغیرهای Fe و FeO، مورد مطالعه زمین‌آماری قرار گرفته و جوامع مختلف عیاری آن‌ها بررسی شد. از آن‌جا که لزوم نرمال بودن داده‌ها شرط لازم جهت مطالعات زمین‌آماری است در ابتدا نرمالسازی توزیع داده‌های اولیه انجام شده است. شاخص‌های آماری برای متغیرهای آهن و اکسیدآهن در جدول ۱ نمایش داده شده است. براساس این داده‌ها، مقدار قابل قبول حد بالایی برای آهن ۷۰٪ و برای اکسیدآهن ۳۵٪ تعیین شد.

جدول ۱- پارامترهای آماری توصیفی داده‌های آهن و اکسیدآهن

متغیر	میانگین	چارک اول	میانه	چارک سوم	واریانس	انحراف معیار	چولگی	کشیدگی
آهن	۳۱/۸	۶/۰۰	۳۵/۰۲	۵۴/۲	۵۶۴/۸	۲۳/۸	۰/۰۳	-۱/۵۵
اکسیدآهن	۱۲/۷	۰/۰۰	۱۳/۹	۲۲/۱	۱۱۰/۴	۱۰/۵	۰/۲۱	-۰/۶۶

داده ها برای این که همگام سازی شود کامپوزیت ۲/۵ متری شد و تحلیل روند روی آهن و اکسیدآهن انجام شد و مشخص شد که فاقد روند می باشد. به دلیل انحراف ازتوزیع نرمال متغیرها، از تبدیل امتیاز نرمال استفاده شده است (شکل ۲). در این تبدیل، ابتدا مقادیر داده‌های خام، از کوچک به بزرگ مرتب شده و مقادیر متناظر (از رتبه) تابع نرمال به مقادیر خام تخصیص داده می‌شود. اغلب، نیاز به تغییرتوزیع مجموعه داده‌های مورد مطالعه است. این کار ضروری است، زیرا در برخی از روش‌های آماری یا مدل‌سازی نیاز است که داده‌ها قبل از استفاده تبدیل شوند، به عنوان مثال، نرمال‌سازی داده‌ها قبل از آن که مورد استفاده قرار بگیرد. در صورتی که اثر کران‌ها در داده‌ها کاهش داده شود، تخمین-ها کمتر به آن‌ها حساس خواهد بود.

- مقادیر خام به مقدار نرمال استاندارد تبدیل می‌شود.
- مقادیر متناظرآن در تابع نرمال یافت می‌شود.
- پس از تخمین تبدیل معکوس، راه مخالف آن اجرا می‌شود. به عنوان مثال در شکل مقادیر گوسی استاندارد انتخاب شده و مقدار متناظر با آن در داده واقعی تعیین می‌شود.



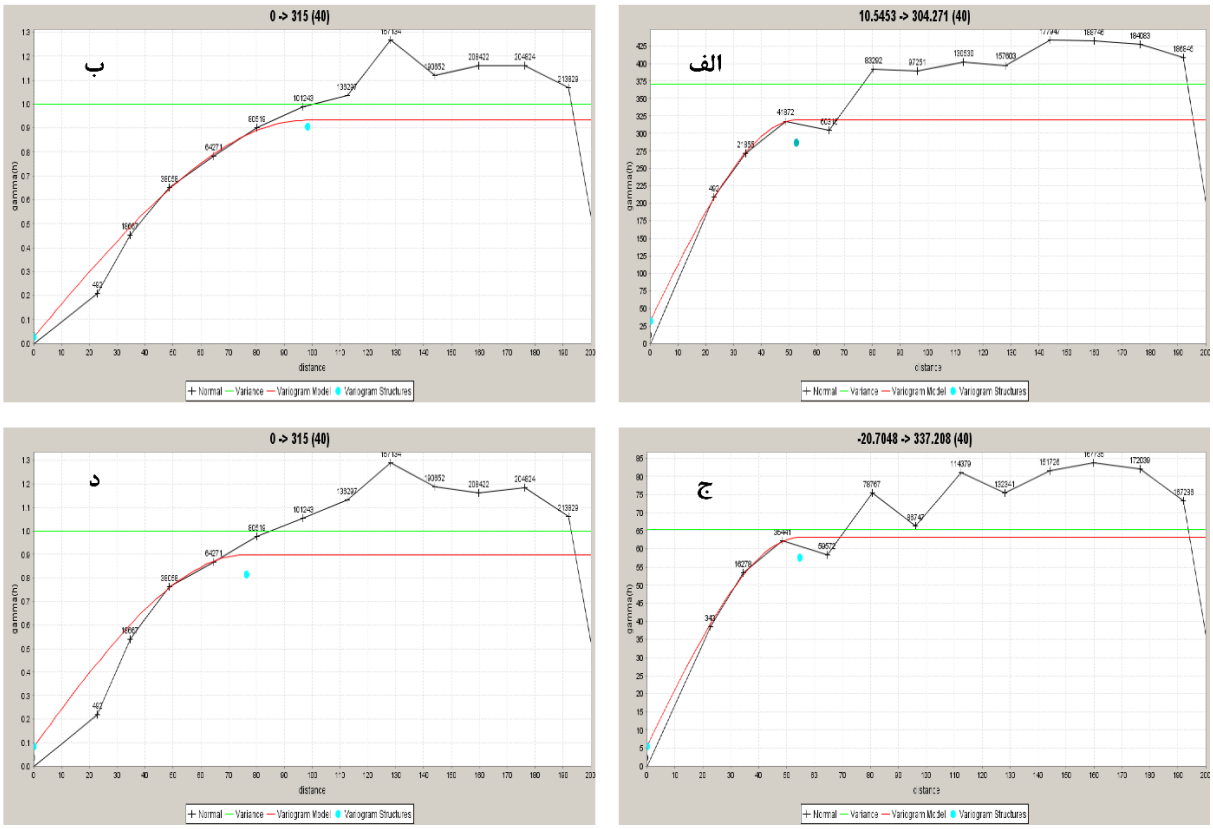
شکل۲- تبدیل مقادیر X به مقادیر گوسی استاندارد Y [۶]

۴- واریوگرافی و تعیین ناهمسانگردی کانسار

واریوگرافی، اساسی‌ترین و مهم‌ترین بخش تحلیل‌های زمین‌آماری است. اهمیت آن را می‌توان به این صورت بیان کرد که خطای تخمین ذخیره به دو عامل بستگی دارد [۷]: الف- خطاهایی که در مرحله واریوگرافی وارد می‌شود و ب- خطای حاصل از کمبود داده‌ها، آرایش ناصحیح داده و خطا در تجزیه شیمیایی. به همین دلیل عملیات واریوگرافی از اهمیت وحساسیت بالایی برخوردار است. اصولاً خروجی واریوگرافی، تعیین سه پارامتر حیاتی است که شامل اثر قطعه‌ای، شعاع تاثیر و سقف واریوگرام است. هر کانسار، دارای مدل واریوگرام منحصر به فردی است که پارامترهای آن به طور دقیق دست یافتنی نیست، اما تا حدودی می توان به آن نزدیک شد. به وسیله رسم واریوگرام در جهات مختلف می‌توان ناهمسانگردی را در صورت وجود مشخص و پارامترهای آن را به دست آورد. ناهمسانگردی، به تغییرات دامنه تاثیر و یا سقف واریوگرام در جهات مختلف اطلاق می‌شود و به همین دلیل واریوگرام ابزار بسیار مفیدی برای تشخیص ناهمگنی-

هایی است که موجب بروز ناهمسانگردی می‌شود. برای این منظور، کافی است ابتدا واریوگرام در جهات مختلف رسم شود و سپس واریوگرام‌های متعلق به جهات مختلف با هم مقایسه شوند [۳].

در این مقاله عملیات واریوگرافی بر روی داده‌های آهن و اکسیدآهن صورت گرفت و مدل کروی روی نمودار برازش شده است. دامنه تاثیر برای داده های آهن ۵۳ متر، آهن نرمال ۹۹متر، اکسیدآهن ۵۵ متر و اکسیدآهن نرمال ۷۷متر تعیین شد. شکل۳، مناسب ترین واریوگرام با بیشترین میزان پیوستگی را که به عنوان واریوگرام جهت اصلی است نشان می‌دهد. در جدول۲، پارامترهای مدل واریوگرام و ناهمسانگردی برای متغیرهای مختلف را نشان می‌دهد.



شکل۳- واریوگرام ها و مدل برازش شده در جهت اصلی الف) آهن ب)آهن نرمال شده ج) اکسیدآهن د) اکسیدآهن نرمال شده

جدول۲- پارامترهای مدل واریوگرام و ناهمسانگردی

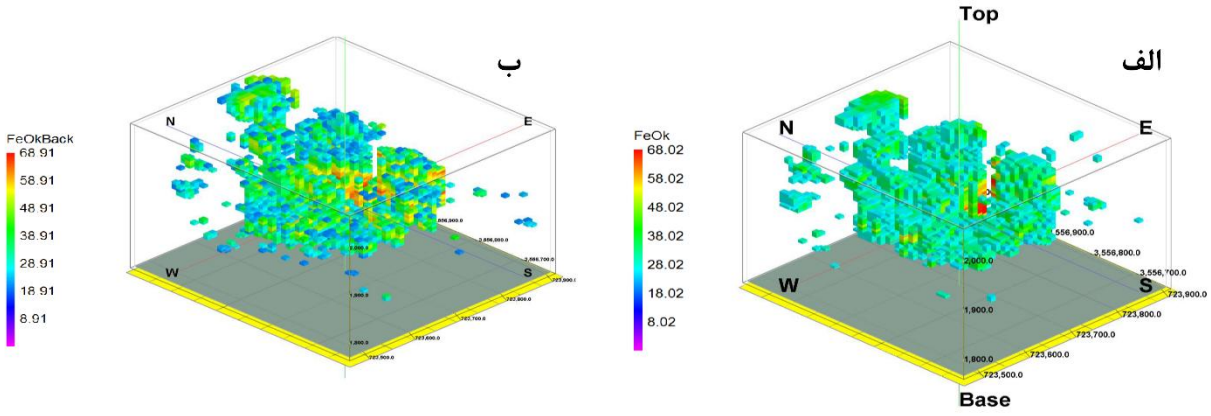
پارامتر	نسبت ناهمسانگردی اول	نسبت ناهمسانگردی دوم	آزیموت	شیب	میل
آهن	$\frac{major}{semi-major}=1.1$	$\frac{major}{minor}=1.2$	۳۰۴	۱۰	۵۸
آهن نرمال	$\frac{major}{semi-major}=1.4$	$\frac{major}{minor}=1.6$	۳۱۵	۰	۵۹
اکسیدآهن	$\frac{major}{semi-major}=1.1$	$\frac{major}{minor}=1.2$	۳۳۷	-۲۱	۵۷/۴
اکسیدآهن نرمال	$\frac{major}{semi-major}=1.1$	$\frac{major}{minor}=1.2$	۰	۳۱۵	۶۱/۵

۵- مدل‌سازی هندسی کانسار و تعریف محدوده

مدل‌های بلوکی داده‌های سه بعدی هستند که از کنارهم قرار گرفتن سلول‌های مکعبی شکل (مکعب مستطیل) با محورهای متعامد x،y،z تشکیل می‌شوند بسته به دقت مورد نیاز در مدل سازی و ساختارها، سلول ها را می‌توان به زیر سلول‌ها تقسیم کرد. درحالت کلی، تمامی روش‌های تخمین به مدل بلوکی، اطلاعات گمانه ها، فضای جستجو و پارامترهای تخمین نیاز دارند؛ اما اطلاعات اضافه در روش کریجینگ، پارامترهای مدل واریوگرام می‌باشد. به‌منظور تخمین زمین آماری، از روش کریجینگ معمولی استفاده شده است. در این مقاله، تعریف محدوده تخمین خام روی مقادیر Fe و FeO براساس واریوگرافی و ناهمسانگردی انجام شد. فضاها و محدوده‌هایی که در تخمین شرکت کرده بودند به‌عنوان فضا یا محدوده تخمین تعریف شد. یک مدل بلوکی از مجموعه‌ای ازبلوک‌ها با ابعاد مشخص تشکیل شده است. که نقطه وسط هر بلوک به عنوان محل ذخیره و تخمین خصوصیات این بلوک در نظر گرفته می‌شود. در این پژوهش، با توجه موارد ذکر شده و داده‌های کامپوزیت شده ۲/۵ متری ، فاصله متوسط بین ۳۰ تا ۴۰ متر گمانه‌ها ، اندازه بلوک‌ها ۵*۱۰*۱۰ متر در نظر گرفته شد.

۶- تخمین زمین آماری

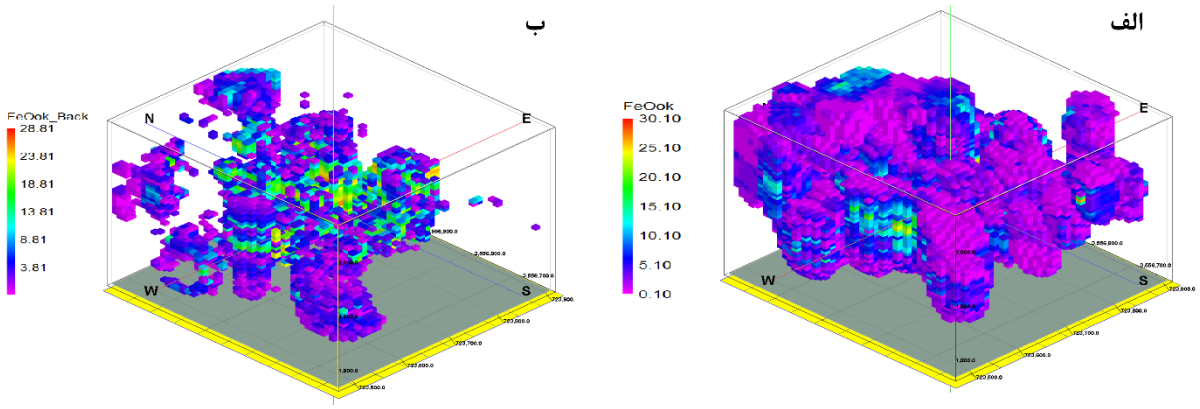
برای تخمین زمین آماری از روش مدل‌سازی بلوکی سه‌بعدی کریجینگ معمولی استفاده شده است. آهن به صورت خام با روش کریجینگ معمولی تخمین زده شد و عیار بالای ٪۲۰ برای آهن در نظر گرفته شده، که در شکل۴- الف نشان داده شده است. همچنین داده‌های آهن نرمال شده با عیار بالای ۲۰٪، به روش کریجینگ‌معمولی تخمین زده شد و بعد تبدیل معکوس زده شد و به حا لت عادی برگردانده شد، که در شکل۴- ب نشان داده شده است. در مرکز و شمال‌شرق عیار آهن در حال افزایش است و مقادیر تخمینی تا ۶۸٪ نشان داده شده است.



شکل۴- تخمین مدل سه بعدی: الف) آهن، ب) آهن برگردانده شده به حالت نرمال

در مرحله بعد، اکسید آهن درحالت عادی و با روش کریجینگ معمولی تخمین زده شد و مقادیر بالای ۰/۰۱ برای نمایش اکسید آهن در نظر گرفته شده ، که در شکل۵- الف نشان داده شده است. همچنین داده‌های اکسید آهن نرمال شده، به روش کریجینگ معمولی تخمین زده شد و بعد تبدیل معکوس زده شد و به حالت عادی برگردانده شد، که در شکل۵- ب نشان داده شده است. در این شکل اکسیدآهن با عیار بالای ۰/۰۱ نشان داده شده است. در مرکز بدنه

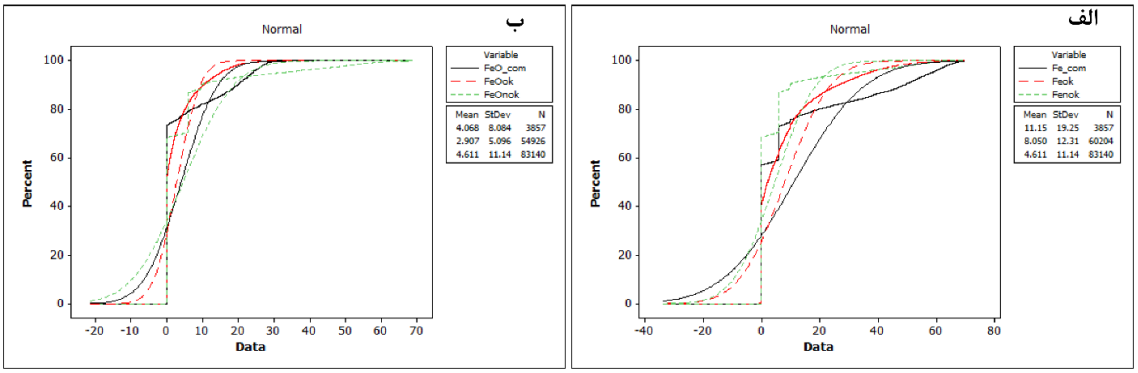
کانساراکسید آهن افزایش پیدا می‌کند و مقادیر بالاتری را نشان می‌دهدکه نشان‌دهنده بیشتر مگنتیتی بودن کانسنگ در این بخش از ذخیره است.



شکل۵- تخمین مدل سه‌بعدی: الف) اکسیدآهن، ب) اکسیدآهن برگردانده شده به حالت نرمال

۷- اعتبارسنجی نتایج

برای اعتبارسنجی نتایج مدل‌سازی، از تابع توزیع تجمعی داده‌های اولیه استفاده شد و با دو حالت تخمینی عادی و نرمال شده مقایسه شد. شکل۶، نمودار تابع توزیع تجمعی داده‌های عادی و نرمال شده در قیاس با داده‌های کامپوزیت اولیه را نشان می‌دهد. برای مدل‌سازی آهن، مشخص شد داده‌های با دامنه عادی،دارای انطباق بیشتری با داده‌های خام کامپوزیت شده است. در حالی که برای اکسیدآهن داده‌های برگردانده شده به نرمال، دارای انطباق بیشتری با داده‌های خام کامپوزیت شده است. دلیل اینکه مدل‌های نرمال شده اکسیدآهن با داده‌های واقعی کامپوزیت انطباق بیشتری دارند این است که داده‌ها انحراف از نرمال بیشتری داشته و مقدار شعاع تاثیر زیاد بوده و فضای بیشتری تخمین خورده است.



شکل۶- نمودار تابع توزیع تجمعی مقایسه بین مقادیر خام و تخمینی: الف) آهن، ب) اکسیدآهن

نتیجه گیری

در این پژوهش، از داده‌های حفاری اکتشافی بلوک 2C معدن سورک استفاده شد. تخمین زمین‌آماری متغیرهای آهن و اکسیدآهن در حالت عادی و نرمال شده مورد بررسی قرار گرفت. عملیات واریوگرافی روی داده‌ها انجام شد و شعاع تاثیر

برای آهن ۵۳ متر، آهن نرمال شده ۹۹ متر، اکسید آهن ۵۵ متر، اکسیدآهن نرمال شده ۷۷ متر محاسبه شد. سپس با در نظر گرفتن واریوگرافی و ناهمسانگردی، مدل بلوکی آهن و اکسیدآهن با استفاده از کریجینگ عادی ایجاد شد. با استفاده ازخروجی مدل‌سازی داده‌های خام و نرمالسازی آهن و اکسیدآهن و داده‌های واقعی کامپوزیت شده آهن و اکسیدآهن تابع توزیع تجمعی رسم شد. در نتیجه، مشخص شد که برای مدل‌سازی آهن بهتر است، از داده‌های حالت عادی استفاده کرد چون نزدیک به حالت نرمال است؛ در صورتی که برای اکسیدآهن با توجه به انحراف از نرمال داده‌ها و شعاع تاثیر بالای واریوگرام داده‌های تبدیل یافته، حالت نرمالسازی شده جواب بهتری را ارائه می‌دهد.

منابع

۱- مدنی.ح، (۱۳۷۳)، مبانی زمین‌آمار، انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر.

2- Rossi, M. E., & Deutsch, C.v. (2013). Mineral resource estimation. Springer Science & Business Media.

۳- حسنی‌پاک.ع.ا، (۱۳۸۹)، زمین‌آمار (ژئواستاتیستیک)، انتشارات دانشگاه تهران.

۴- شرکت نورد فولاد یزد. (۱۳۹۲). گزارش پایان عملیات اکتشاف حین استخراج معدن سنگ آهن سورک (سادات۲)، ندوشن- استان یزد.

۵- شهاب پور. ج، (۱۳۸۳)، زمین شناسی اقتصادی چاپ سوم، انتشارات دانشگاه شهید باهنرکرمان.

6- Caers, J. (2011). Modeling uncertainty in the earth sciences. John Wiley & Sons.

۷- دهقانی.م، (۱۳۸۷)، مدل‌سازی مجدد زمین‌شناسی معدن سنگ‌آهن چغارت براساس اطلاعات حفاری‌های استخراجی به روش زمین‌آمار، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه یزد.

بررسی کمی و کیفی اعمال و عدم اعمال خلاء و فشار در تولید سنگ مصنوعی

فاطمه سادات هل اتائی[۱]، اکبر جعفرآذری خزینه[۲]، علی ارومیه‌ای[۳]*

۱. دانشجوی دوره کارشناسی ارشد زمین‌شناسی مهندسی دانشگاه تربیت مدرس، f.halataei@modares.ac.ir
۲. دانشجوی دوره دکتری زمین‌شناسی مهندسی دانشگاه فردوسی مشهد، akbar.jafarazari@modares.ac.ir
۳. استاد گروه زمین‌شناسی دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس، uromeiea@modares.ac.ir

چکیده

سنگ مصنوعی ترکیبی از سنگ‌دانه‌های طبیعی و مواد افزودنی مانند صمغ‌های صنعتی (رزین)، سیمان و دیگر مواد پلیمری می‌باشد که برای کاربری‌های خاص در شرایط خاص تهیه و تولید و استفاده می‌شوند. در این پژوهش به بررسی تاثیر اعمال و عدم اعمال خلاء و فشار در ساخت سنگ‌های مصنوعی در مقیاس آزمایشگاهی پرداخته شده است. بدین منظور به مقایسه ویژگی‌های فیزیکی و مکانیکی نمونه‌های ساخته شده با دستگاه خلاء و فشار با نمونه‌های ساخته شده‌ی دستی بدون اعمال خلاء و فشار پرداخته شد. بر اساس نتایج این تحقیق سنگ‌های مصنوعی ساخته شده به‌صورت کاملا دستی ویژگی‌های فیزیکی و مهندسی مطلوب‌تری نسبت به نمونه‌های ساخته شده با دستگاه خلاء و فشار ارائه دادند. از دلایل آن می‌توان به کور شدن منافذ قالب دستگاه خلاء و فشار، پخت سریع رزین و عدم اعمال همزمان دما اشاره نمود.

کلیدواژه: سنگ مصنوعی، دستگاه خلاء و فشار، ویژگی‌های مهندسی و فیزیکی، دما

Investigation of the effect of useing and not useing vacuum and pressure on artificial stone production

Fatemeh Sadat Halataei[1], Akbar Jafarazari Khazineh[2], Ali Uromeihy[3]*

1. Graduate student of engineering geology at Tarbiat Modares University, s.halataei@modares.ac.ir
2. PhD student of engineering Geology at ferdowsi University, akbar.jafarazari@modares.ac.ir
3. Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Tarbiat Modarres University, uromeiea@modares.ac.ir

Abstract

Artificial stone is a mixture of natural aggregate and additives such as industrial gums (resin), cement and other polymer materials Which are designed and manufactured for specific applications under specific conditions. In this study, the effects of vacuum pressure and pressure on the artificial stone in laboratory scale are investigated. For this purpose, the physical and mechanical properties of samples made with vacuum and pressure apparatus were compared with manually made samples without vacuum and pressure. Based on the results of this study, man-made artificial stones presented better physical and engineering properties than samples made with vacuum and pressure apparatus. The reasons for this can be the vacuum and pressure of the mold, the curing of the resin and the failure to apply temperature simultaneously.

Key Words: Artificial stone, vacuum and pressure system, engineering and physical properties, temperature

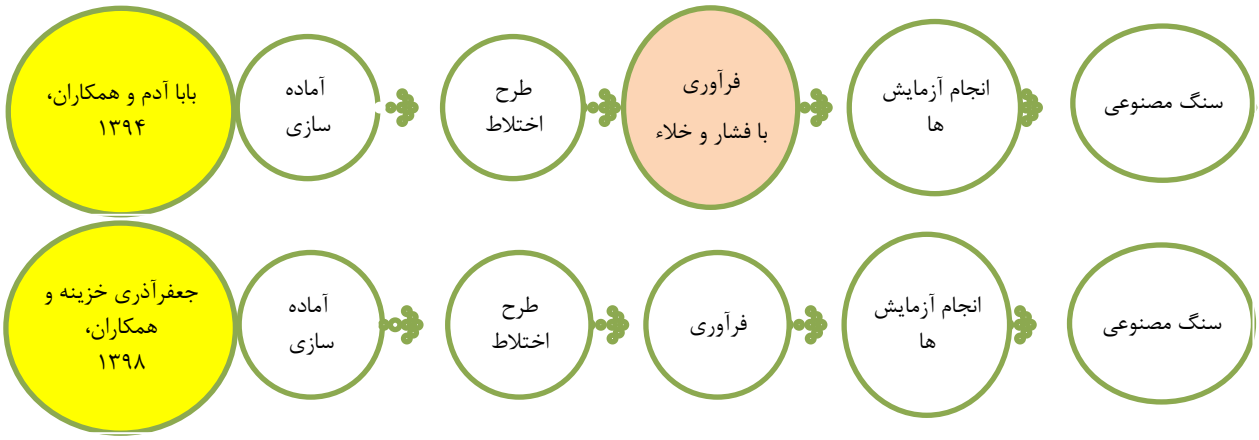
مقدمه

سنگ مصنوعی ترکیبی از سنگ‌دانه‌های طبیعی و مواد افزودنی مانند صمغ‌های صنعتی (رزین)، سیمان و دیگر مواد پلیمری می‌باشد که برای کاربری‌های خاص در شرایط خاص تهیه و تولید و استفاده می‌شوند. این‌گونه سنگ‌ها با توجه به نیازهای مصرف‌کننده با رنگ‌های مختلف، ابعاد هندسی، ویژگی‌های مقاومتی و چگالی‌های متفاوت ساخته می‌شوند. سنگ‌دانه‌های مورد استفاده در ساخت این سنگ‌ها عموما از باطله‌های معدنی و دورریزهای کارگاه‌های صنعتی سنگ-بری‌ها تامین می‌شود (جعفرآذری خزینه و همکاران، ۱۳۹۷). سنگ‌های مصنوعی در مقابل فشار، نور، اشعه ماورا بنفش و تغییرات جوی به طور کلی مقاوم بوده و رفتاری مشابه با سنگ‌های طبیعی دارند. همچنین نگهداری این محصولات آسان بوده و با صیقل دادن قابل استفاده مجدد می‌باشند. از دیگر خصوصیات این سنگ‌ها می‌توان به تک لایه بودن آن‌ها اشاره کرد (Cruz et al., 2010). سنگ‌های طبیعی دارای انعطاف پذیری پایین، مقاومت، ضریب جذب آب و تخلخل بالا می‌باشند (Gomes et al., 2018) از این رو اندیشه استفاده از سنگ مصنوعی برای پوشاندن دیوارها و سقف‌ها با استقبال بازار مواجه شده است (Peng and Qin, 2018). رزین ترکیبی طبیعی یا مصنوعی است که بسیار چسبناک است و تحت

شرایطی سخت می‌شود. معمولاً در الکل قابل حل است اما در آب حل نمی‌شود. این ترکیب به طرق گوناگون طبقه‌بندی می‌شود که بستگی به ترکیب شیمیایی و مورد مصرف آن دارد. همچنین کاربردهای زیادی در هنر، تولید پلیمر و غیره دارد. نوع مواد اولیه مصرفی در ساخت پلی‌استر، تعیین کننده میزان مقاومت مکانیکی، شیمیایی و پایداری حرارتی آن‌ها است (Carvalho et al., 2018).

روش مطالعه

با توجه به‌عنوان مقاله که هدف بررسی کمی و کیفی تاثیر خلاء و فشار در تولید سنگ مصنوعی می‌باشد در این تحقیق به مقایسه وجود و عدم وجود اعمال فشار و خلاء با توجه به نتایج باباآدم و جعفرآذری خزینه می‌پردازیم. همان‌طوری که شکل ۱ نشان می‌دهد روش کار هر دو محقق در ساخت سنگ مصنوعی مثل هم بوده و تفاوت در مرحله فرآوری می‌باشد که مهندس باباآدم با اعمال همزمان خلاء و فشار، و مهندس جعفرآذری خزینه کاملا به‌صورت دستی اقدام به ساخت سنگ مصنوعی نموده است. در زیر پس از معرفی قسمت‌های مختلف دستگاه خلاء و فشار به مقایسه نتایج این دو محقق می‌پردازیم و در آخر به کارایی و عدم کارایی اعمال خلاء و فشاردر ساخت سنگ‌های مصنوعی خواهیم پرداخت.



شکل۱ - مراحل ساخت سنگ‌مصنوعی

قسمت‌های مختلف دستگاه خلاء و فشار ساخته شده در دانشگاه تربیت مدرس

شکل ۲ قسمت‌های مختلف دستگاه خلائ و فشار دار نشان می‌دهد. دستگاه تشکیل شده از دو قالب استوانه‌ای فولادی که داخل یکدیگر قرار گرفته‌اند که در قسمت انتهایی با ۸ پیچ متصل می‌گردند. ارتفاع و شعاع قاعده استوانه داخلی به ترتیب ۲۵ cm - ۸ cm است (ج). در قسمت زیرین قالب یک پیچ جهت تخلیه هوا و ایجاد خلاء تعبیه شده است (د) که به دستگاه پمپ خلائ برای مکش هوا متصل می‌شود. در قسمت کف قال و در حد فاصل بدنه خارجی و استوانه داخلی صفحه‌ای متخلخل (ب) به ضخامت ۰/۵ cm به منظور مکش بهتر هوا از داخل نمونه صورت می‌گیرد. در قسمت داخلی

جهت اعمال فشار از یک پیستون متناسب با قطر داخلی استوانه استفاده شده که پس از ریختن نمونه در داخل قالب روی آن قرار گرفته و شرایط مناسبی را جهت اعمال بار به نمونه فراهم می‌کند. فشار طی سه مرحله و حداکثر اعمال فشار برای هر مرحله ۱۲ MPa می‌باشد.



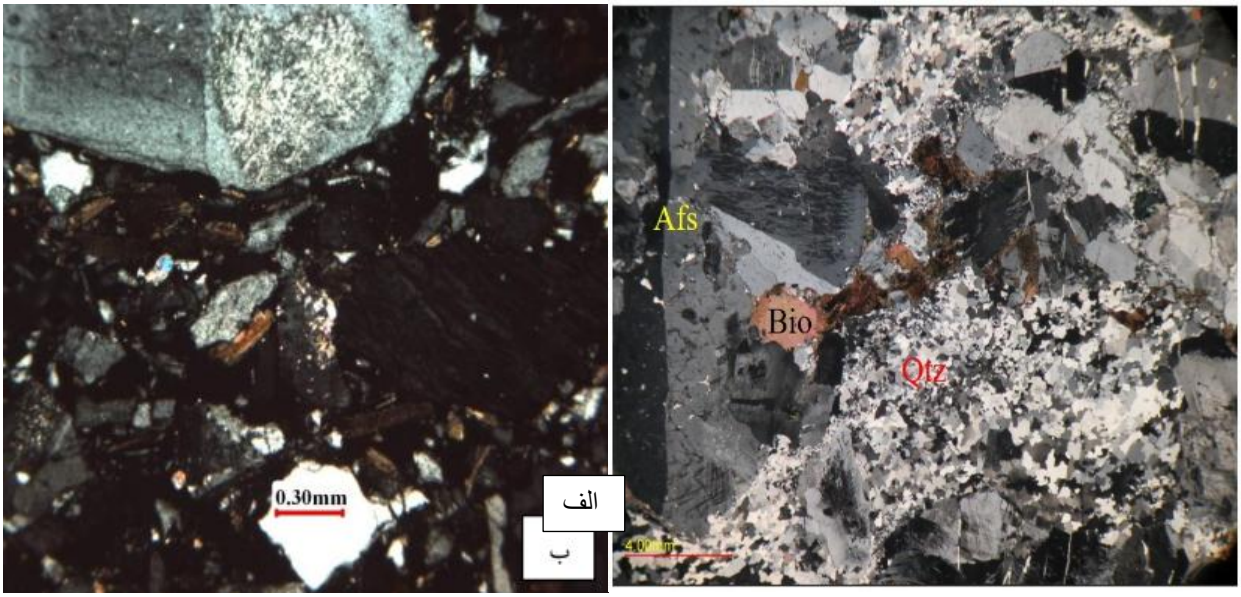
شکل ۲ - قسمت‌های مختلف دستگاه خلاء و فشار (باباآدم و همکاران، ۱۳۹۴)

کانی شناسی سنگ گرانیت با میکروسکوپ پلاریزان و آنالیز XRD

جدول ۱ نتایج آزمایش XRD و همچنین نام علمی و بازاری، و کانی‌شناسی نمونه سنگ‌های دو محقق که شباهت سنگ‌شناسی بیشتری به‌هم دارند را نشان می‌دهد. شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی گرفته شده از نمونه‌ها را نشان می‌دهد. گرانیت تکاب (الف) بلورهای کوارتز با بافت ریزبلور در کنار بلورهای درشت آلکالی‌فلدسپار و شکستگی در بلورهای آلکالی فلدسپار به‌وضوح دیده می‌شود. دوگانگی بافت و شکستگی‌های بسیار می‌تواند از دلایل ضعف این سنگ در آزمایش‌های مختلف باشد. در گرانیت مورد مطالعه مهندس باباآدم (ب) نیز، همین موارد قابل انتظار است.

آنالیز XRD	ترکیب کانی شناسی	نام زمین شناسی	نام تجاری	محقق
آلبیت، لابرادوریت، ارتوکلاز، کوارتز، هورنبلند، مسکوویت	آلکالی فلدسپار، کوارتز، بیوتیت، کلریت، سریست	میلونیت گرانیت	گرانیت تکاب	جعفرآذری خزینه و همکاران ۱۳۹۷ ،*
آلبیت، لابرادوریت، ارتوکلاز، کلینو پیروکسن، کوارتز	آلکالی فلدسپار بالا، کوارتز، بیوتیت، سریست	----------	گرانیت	باباآدم و همکاران، ۱۳۹۴

جدول ۱ - نتایج آنالیز XRD نام زمین شناسی و ترکیب کانی شناسی گرانیت تکاب، الموت و نهبندان



شکل ۳ – تصویر میکروسکوپی گرانیت های مورد مطالعه الف) جعفرآذری خزینه ب) باباآدم

بحث و نتیجه‌گیری

شکل ۴ نتایج آزمایش‌های ویژگی‌های فیزیکی و مکانیکی دو محقق را نشان می‌دهد. نتایج حاکی از آن است که نمونه-های ساخته شده دستی مهندس جعفرآذری خزینه، ویژگی‌های مهندسی مطلوب‌تری نسبت به نمونه‌های مهندس باباآدم نشان می‌دهد. همان‌طوری که از شکل ۳ برداشت می‌شود گرانیت تکاب یک سوم نمونه گرانیت تخلخل داشته و تخلخل کمتر به منزله گیرش مناسب رزین و کاهش منافذ و افزایش بهم‌پیوستگی و قفل شدگی سنگ‌دانه‌ها را در پی دارد که نتایج آزمایشات: تک محوری، برزیلین و مقاومت بارنقطه‌ای تایید کننده همین امر در نمونه دستی ساخته شده است. علت این امر و عدم کارایی دستگاه خلاء را می‌توان به موارد زیر ارتباط داد:

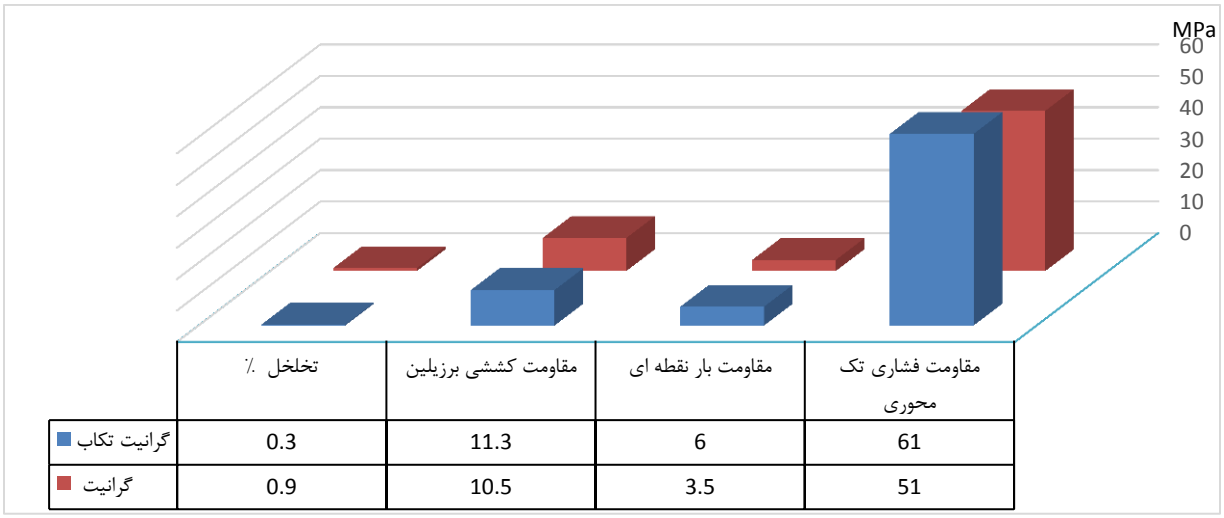
۱. سیستم پخت سریع رزین که زمان کافی برای اعمال خلاء و فشار را نمی‌دهد.

۲. فرمول شیمیایی رزین و ساختار پیوندی آن

۳. کور شدن منافذ تعبیه شده در قالب دستگاه خلاء با رزین

۴. محدودیت اعمال فشار سیستم جک دستی استفاده شده

با اعمال همزمان فشار، خلاء و دما و استفاده از دستگاه بزرگ مقیاس خلاء، جک بدون محدودیت در اعمال بار، انتظار می‌رود نتایج بسیار مطلوب‌تری از نمونه‌های دستی مهندس جعفرآذری خزینه نیز دید.



	تخلخل ٪	مقاومت کششی برزیلین	مقاومت بار نقطه ای	مقاومت فشاری تک محوری
گرانیت تکاب	0.3	11.3	6	61
گرانیت	0.9	10.5	3.5	51

شکل ۴ – نتایج آزمایش‌های ویژگی‌های فیزیکی و مکانیکی سنگ مصنوعی دو محقق

منابع

۱. باباآدم، ن.، (۱۳۹۴). تاثیر خصوصیات زمین شناسی مهندسی سنگ دانه های سیلیسی بر ویژگی های مهندسی سنگ مصنوعی، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی مهندسی، دانشگاه تربیت مدرس.

۲. جعفرآذری خزینه، ا .، ارومیه ای ، ع .، نیکودل؛ م .، (۱۳۹۷). مقایسه ویژگی های زمین شناسی مهندسی گرانیت های طبیعی با انواع مصنوعی، علوم زمین خوارزمی جلد ۵ ،شماره ۱ ،بهار و تابستان ۱۳۹۷

۳. جعفرآذری خزینه، ا .، ارومیه ای ، ع .، نیکودل؛ م .، (۱۳۹۷). بررسی تاثیرات الیاف کربن و شیشه بر افزایش مقاومت خمشی سنگ های مصنوعی و مطالعه‌ی ساختار آن‌ها با استفاده از SEM، نشریه انجمن زمین شناسی مهندسی ایران, ۱۱(۳), ۱۵-۲۷.

۴. جعفرآذری خزینه، ا .، ارومیه ای ، ع .، نیکودل؛ م .، (۱۳۹۸). بررسی استحکام و کاربری سنگ‌های مصنوعی ساخته شده با رزین و مواد افزودنی مختلف، نشریه انجمن زمین شناسی مهندسی ایران, ۱۲(۳), ۲۳-۴۰.

References

5. Geyer, R., Jambeck, J. R., & Law, K. L. (2017). Production, use, and fate of all plastics ever made. Science advances, 3(7), e1700782.
6. Carvalho, E. A. S., Vilela, N. D. F., Monteiro, S. N., Vieira, C. M. F., & Silva, L. C. D. (2018). Novel Artificial Ornamental Stone Developed with Quarry Waste in Epoxy Composite. Materials Research, 21.
7. Gomes, M. L. P., Carvalho, E. A., Sobrinho, L. N., Monteiro, S. N., Rodriguez, R. J., & Vieira, C. M. F. (2018). Production and characterization of a novel artificial stone using brick residue and quarry dust in epoxy matrix. Journal of materials research and technology, 7(4), 492-498.
8. Peng, L., & Qin, S. (2018). Mechanical behaviour and microstructure of an artificial stone slab prepared using a SiO2 waste crucible and quartz sand. Construction and Building Materials, 171, 273-280.

تخمین میزان آب ورودی به تونل در مناطق کارستی از روش بیلان، مطالعه موردی: تونل زاگرس

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

فرشاد علیجانی، استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

چکیده

جریان آب و بالا بودن تراز آب زیرزمینی در سازه های زیرزمینی از جمله تونل ها می‌تواند مشکلات زیادی در حین اجرا ایجاد کند و بر سختی آن بیفزاید. روش‌هایی که به طور معمول به منظور تخمین میزان نشت آب زیرزمینی به تونل‌ها استفاده می‌شوند، شامل فرضیات ساده کننده‌ای از قبیل محیط متخلخل همگن و همسو در اطراف تونل می‌باشند و اثر توسعه کارست سازندهای مسیر تونل در این روابط بررسی نشده است. قطعه دوم تونل انتقال آب زاگرس در تمام مسیر خود زیر سطح ایستابی قرار گرفته است. کارست شدگی در سازندهای محور تونل به ویژه در تاقدیس آهکی ازگله وکردی قاسمان توسعه یافته است به طوری که نمی‌توان در تعیین میزان نشت آب زیرزمینی از طریق رابطه بیلان به قطعه دوم تونل انتقال آب زاگرس، توسعه کارست در منطقه را نادیده گرفت. به منظور ارزیابی توانایی روش بیلان در برآورد آب ورودی به تونل انتقال آب زاگرس در طی حفاری در سازندهای کارستی، ۱۷/۴ کیلومتر از قطعه دوم این تونل مورد بررسی قرار گرفته است. در این مطالعه با استفاده از روش بیلان حجم ذخایر استاتیک کارست، مجموع آب ورودی به قطعه دوم تونل زاگرس در آبخوان تاقدیس ازگله ۱۲۰۰ لیتر بر ثانیه و آبخوان تاقدیس کردی قاسمان ۴۵۴ لیتر بر ثانیه به دست آمده است.

کلیدواژه: تونل انتقال آب زاگرس، برآورد آب ورودی به تونل، روش بیلان آب زیرزمینی کارست، آبخوان های ازگله و کردی قاسمان.

Estimation of Water Inflow into Tunnel in Karst Areas Based on Balance Method, Case Study: Zagros Tunnel

Narges Bayat*, PhD student in Hydrogeology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshshti University, Tehran

Hamid Reza Nassery, Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshshti University, Tehran

Farshad Alijani, Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshshti University, Tehran

Abstract

Water flow and high groundwater table in mining projects and underground structures such as tunnels can cause many problems during operation and increase its difficulties. The methods which are commonly used to estimate the amount of groundwater seepage into tunnels include simplifying assumptions such as homogenous and aligned porous media around the tunnel face and effect of developing karst formations along the tunnel path is not assessed. The second section of the Zagros water conveyance tunnel is located below groundwater table along its entire path. Kasrstification in axial formations of tunnel, especially in the limestone anticline of Ezgele and Kordi Ghasman is developed, so that karstification in the area cannot be ignored in determining the amount of groundwater seepage through the balance relation to the second section of Zagros water conveyance tunnelIn order to evaluate the ability of balance method to estimate the water inflow to the Zagros water conveyance tunnel during drilling in karst

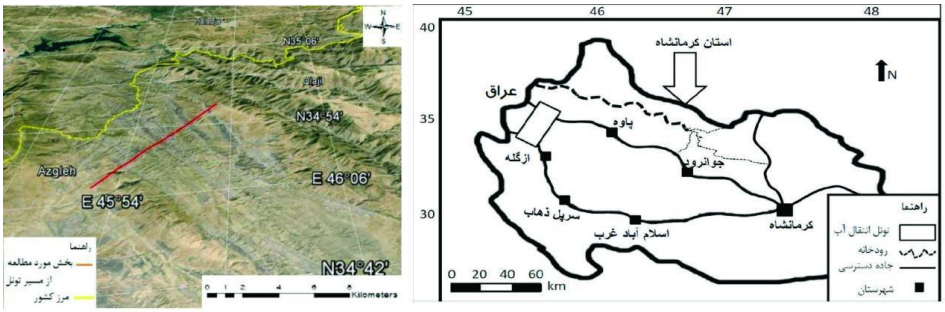
formations, 17.4 km of the second section of this tunnel has been investigated. In this study based on balance method were obtained static reserves of karst aquifer and total inflow water into second section of Zagros tunnel in Ezgele and Kordi Qasman anticlines 1200 and 454 l/sec respectively.

Key Words: Zagros water conveyance tunnel, estimation of water inflow into tunnel, balance method for karst groundwater, Ezgele and Kordi Ghasman aquifers

مقدمه

نفوذ آب زیرزمینی به تونل به عنوان خطر جدی در طی حفاری، می‌تواند باعث کاهش سرعت حفر و ایجاد مشکلات و افزایش هزینه‌های حفاری شود (Jansson, 1979; Cesano et al., 2000; Day, 2004). مهندسین هنگام تونل زنی در سازندهای کارستی ممکن است با حفره‌های غیر قابل پیش‌بینی، گودال و مجاری کارستی توسعه‌یافته روبرو شوند که عامل اصلی هجوم ناگهانی آب به داخل تونل هستند.

روش‌های فعلی برای تخمین آب ورودی به تونل با استفاده از روش‌های تحلیلی و تجربی می‌باشد که شامل فرضیات ساده کننده محیط متخلخل هموژن و ایزوتروپ اطراف تونل است، که جریان را به صورت خطی فرض می‌کنند ولی در کارست جریان عمدتاً بصورت آشفته و غیرخطی می‌باشد (Zhang and Chen, 1988). قطعه دوم تونل انتقال آب زاگرس در تمام مسیر خود زیر سطح ایستابی قرار گرفته و نیز در یک منطقه کارستی حفر شده است. در این مقاله دبی ورودی به قطعه دوم تونل زاگرس، از طریق روش بیلان آب زیرزمینی محاسبه شده و با مقدار نشت واقعی مقایسه و توانایی روش بیلان در برآورد آب ورودی به تونل ارزیابی شده است. تونل انتقال آب زاگرس به منظور انحراف آب رودخانه سیروان به دشت ذهاب و سایر دشت‌های گرمسیری غرب کشور، در غرب استان کرمانشاه در مراحل پایانی اجرا می‌باشد. ورودی تونل در مختصات ″۱۰ ′۶ °۳۴ و E ″۳۰ ′۱۰ °۴۵ و خروجی آن در مختصات ″۱۱ ′۵۱ °۳۴ و E ″۴۹ ′۵۲ °۴۵ واقع شده است (شکل۱). قطعه دوم تونل زاگرس به لحاظ زمین شناسی در پهنه زاگرس چین خورده قرار گرفته و از لایه های مارن و آهک مارنی سازند پابده (ائوسن)، شیل ارغوانی و آهک های نازک لایه سازند گورپی (مائستریشتین) و آهک های سازند ایلام (سانتونین) عبور می‌کند (شکل ۲).

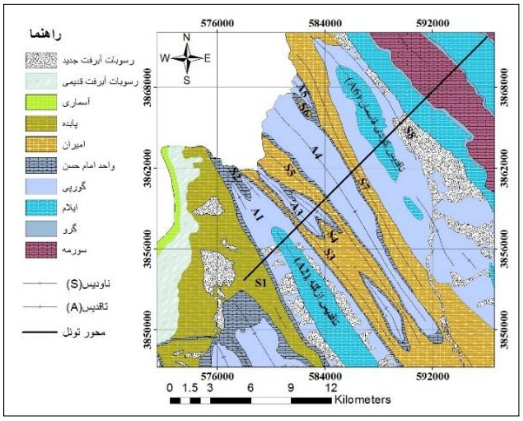


شکل ۱- موقعیت جغرافیایی قطعه دوم تونل انتقال آب زاگرس

روش مطالعه

به منظور بر آورد حجم ذخیره آبخوان، زمان فروکش کردن جریان به داخل تونل و میزان آب ورودی به تونل از روش بیلان آب زیرزمینی استفاده می‌شود. بیلان توازن ساده میان ورودی‌ها و خروجی‌ها در ارتباط با بارش و عوامل تخلیه

آن است. محاسبه بیلان نیازمند شرایط پایدار بوده است و به میانگین سالانه بارش وابسته می‌باشد، لذا تغییرات ناحیه‌ای و اثرات وابسته به زمان را پنهان می‌کند.



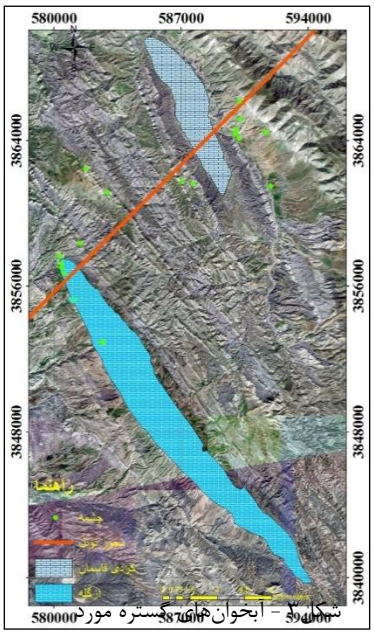
شکل ۲- چینه شناسی، تاقدیس‌ها **(A)** و ناودیس‌های **(S)** منطقه مورد مطالعه در مسیر قطعه دوم تونل زاگرس
برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ باینگان و قصرشیرین (شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۸)

بیلان، کلیه تبادلات آبی در یک محدوده مطالعاتی را مورد بررسی قرار می‌دهد. برای محاسبه بیلان آبخوان‌های کارستی منطقه مورد مطالعه (شکل ۳) از رابطه زیر استفاده شده است:

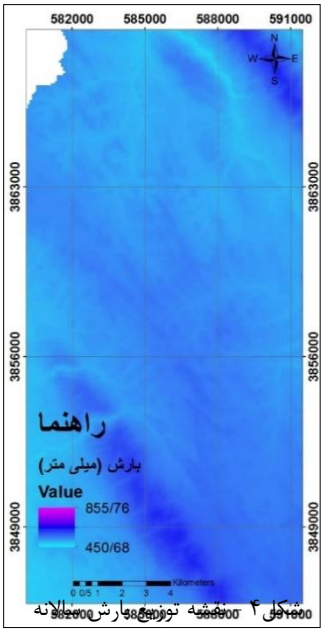
رابطه ۱

$$R - Q_{SP} + Q_{Gin} - Q_{Gout} = \Delta S$$

که R تغذیه از بارش، Q_{SP} خروجی از طریق چشمه‌ها، Q_{Gin} ورودی زیرزمینی به توده کارستی، Q_{Gout} خروجی زیرزمینی از کارست و ΔS تغییرات ذخیره می‌باشند. در رابطه با تونل مورد مطالعه، سال آبی ۸۵-۱۳۸۴ (سال شروع حفر تونل) بعنوان دوره بیلان در نظر گرفته شده است. در معادله بیلان با فرض جریان پایدار، تغییرات ذخیره مخزن برابر صفر در نظر گرفته می‌شود. ورودی‌های سیستم شامل تغذیه از بارش و تغذیه زیرزمینی، خروجی‌ها شامل تخلیه از طریق چشمه‌ها و تخلیه زیرزمینی می‌باشند. تغذیه از بارش با ضرب کردن نقشه نفوذ در نقشه بارش سالانه به دست آورده شده است. میزان تخلیه چشمه‌ها نیز بر اساس آمار موجود برای یک سال (سال آبی ۸۵-۱۳۸۴) محاسبه شد. بر این اساس مقدار $Q_{Gin} - Q_{Gout}$ با توجه به نبود داده‌های کافی جهت برآورد آن، به عنوان پارامتر مجهول تبادل آب زیرزمینی در نظر گرفته شده است. تغذیه اصلی این آبخوان‌ها از طریق بارش صورت می‌گیرد، شکل ۴، لایه توزیع بارش در منطقه را نشان می‌دهد. مهمترین پارامترهای مؤثر در نفوذ آب حاصل از بارش به آبخوان در منطقه‌ی کارستی مورد مطالعه شامل شیب منطقه، چگالی خطواره‌ها و چگالی تقاطع خطواره‌ها می‌باشند. لذا با در نظر گرفتن این پارامترها میزان نفوذ حاصل از بارش در منطقه مورد مطالعه به صورت زیر برآورد شده است که انتخاب این ارزش‌ها بر اساس مطالعات قبلی و بازدیدهای صحرایی از منطقه و نظر کارشناسی و شناخت منطقه بوده و دامنه هر یک از لایه‌ها بین ۱ تا ۱۰ تغییر می‌کند، که پس از ارزش دهی به لایه‌های مختلف، به هر لایه یک وزن که مشخص کننده تاثیر هر عامل در نفوذ و در نهایت در درجه توسعه کارست می‌باشد به آن‌ها داده شد.



شکل ۳ - آبخوان‌های گستره مورد مطالعه و چشمه‌های اطراف آن‌ها



شکل ۴ - نقشه توزیع بارش سالانه (میلی‌متر) در گستره مورد مطالعه

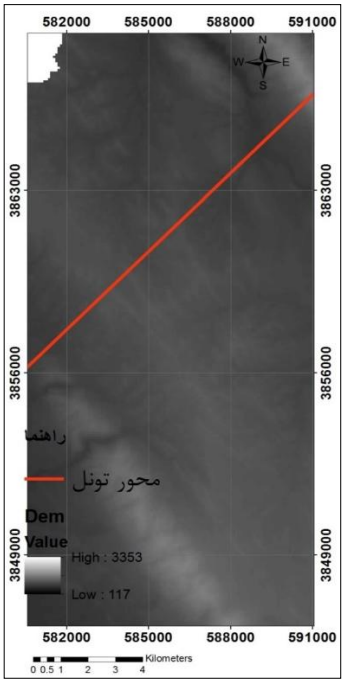
در این مطالعه پس از تعیین هر یک از این پارامترها و رده بندی آنها به ده رده، با توجه به اینکه درصد نفوذ از صفر تا ۱۰۰ درصد می باشد، ضریب نفوذ در منطقه با استفاده از رابطه۲ در محیط نرم افزار Arc – GIS محاسبه شده است.

الف- شیب لایه‌ها با استفاده از DEM منطقه (شکل ۵) استخراج و در ۱۰ گروه دسته‌بندی شده است. هر چه شیب بیشتر باشد، میزان نفوذ از بارش کمتر می‌شود، بنابراین مناطق دارای ارزش یک حداکثر شیب و مناطق دارای ارزش ۱۰ حداقل شیب را در گستره مورد مطالعه دارند (شکل ۶).

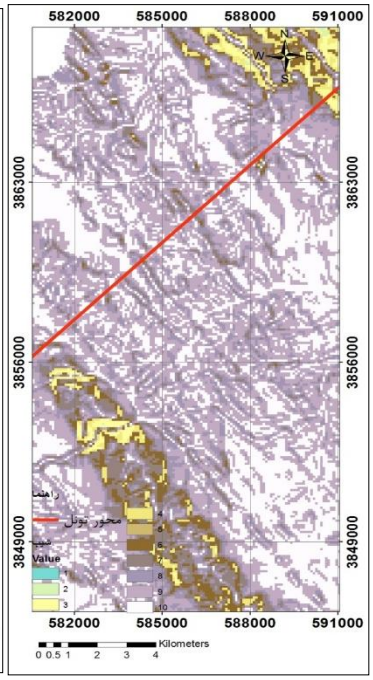
ب- عامل لیتولوژی و تکتونیک به دلیل جنس کربناته سازندها و گسل‌های فراوان منطقه که باعث به وجود آمدن درزه و شکاف‌های فراوان شده است، نقش مهمی در گسترش و توسعه کارست دارد. برای به دست آوردن خطواره‌های گستره مورد مطالعه (شکل ۷) با استفاده از تصویر ماهواره ای، نقشه خطواره‌ها تهیه و تقاطع خطواره‌ها نیز به دست آمده است (شکل‌های ۷ و ۹).

ج- با استفاده از خطواره‌های رسم شده در آبخوان‌های مسیر تونل، چگالی خطواره‌ها و چگالی تقاطع خطواره‌ها در محیط Arc-GIS به دست آمد (شکل‌های ۸ و ۱۰). در نهایت ضریب نفوذ منطقه در محیط نرم‌افزار Arc - GIS 10.1 بر طبق رابطه زیر و با در نظر گرفتن اهمیت یکسان هر سه پارامتر بر روی نفوذ، برآورد شد. نقشه برآورد نفوذ در شکل ۱۲ ارائه شده است.

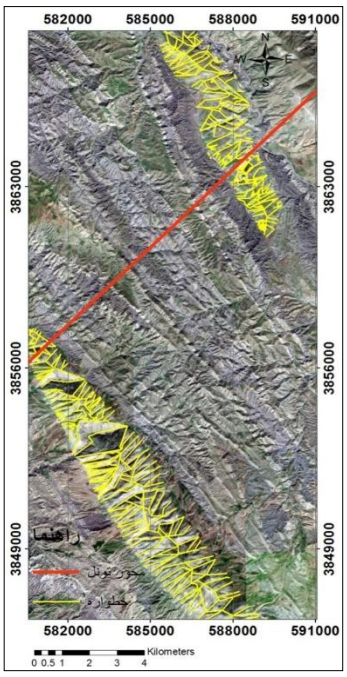
$$\text{درصد نفوذ} = \frac{\text{لایه تقاطع شکستگی ها} \times \text{لایه شکستگی ها} \times \text{لایه شیب}}{1000} \times 100$$ رابطه ۲



شکل ۵-مدل رقومی ارتفاعی (DEM) گستره مورد مطالعه



شکل۶- طبقه بندی شیب گستره مورد مطالعه



شکل ۷- خطواره‌های گستره مورد مطالعه

میزان تغذیه از بارش در آبخوان‌های گستره طبق رابطه زیر به دست آمده است:

رابطه ۳ $VI=0/01PI$

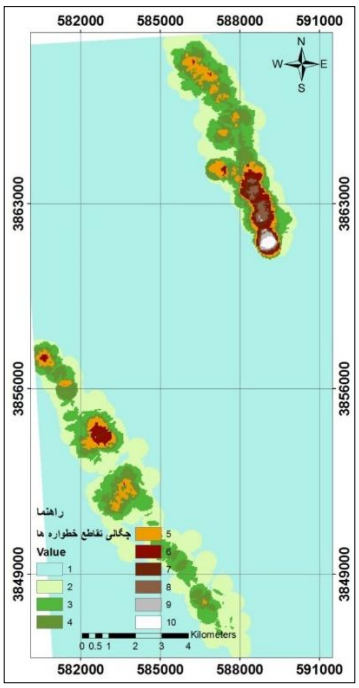
که VI میزان تغذیه در منطقه (شکل ۱۱)، P بارش (شکل ۴) و I نفوذ (شکل ۱۲)، می‌باشند.

بر آورد حجم ذخیره استاتیک آبخوان‌های کارستی و آب ورودی به تونل زاگرس

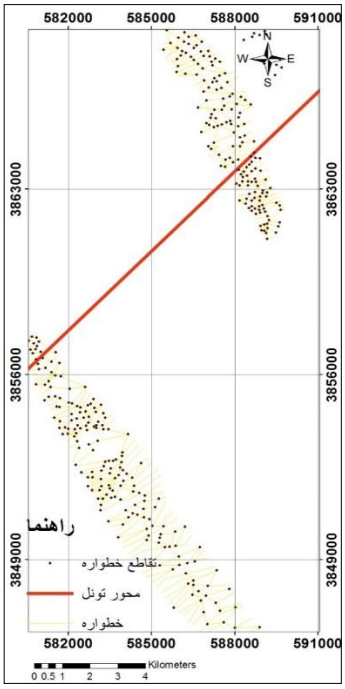
به منظور برآورد میزان آب زیرزمینی ورودی به تونل زاگرس ابتدا از با استفاده از رابطه ۴ ذخیره کل آب زیرزمینی موجود در بالای تراز تونل تعیین شده است.

رابطه ۴ $V_t= S.h.A$

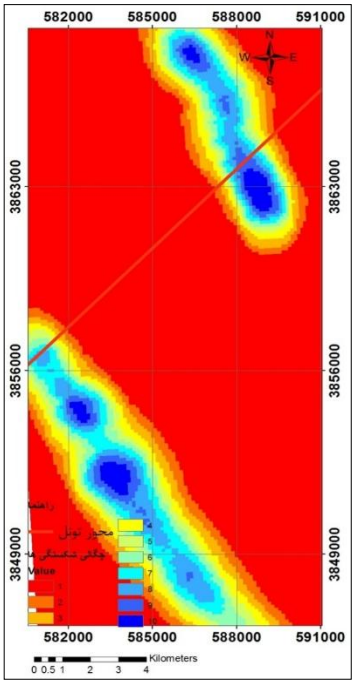
که V_t حجم کل ذخیره آب زیرزمینی موجود در بالاتر از تراز تونل (m^3)، S ضریب ذخیره، h اختلاف تراز سطح ایستابی نسبت به تراز تونل (m) و A مساحت سطح آبخوان کارستی (Km^2) می‌باشند.



شکل ۸- طبقه بندی چگالی خطواره‌های گستره مورد مطالعه



شکل ۹- تقاطع شکستگی‌ها در گستره مورد مطالعه



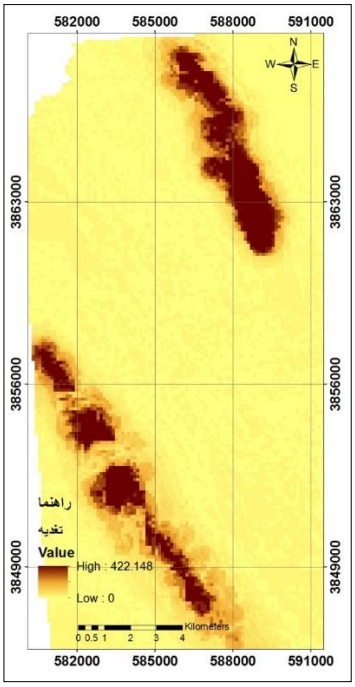
شکل ۱۰- چگالی تقاطع خطواره‌ها در گستره مورد مطالعه

بحث و نتیجه‌گیری

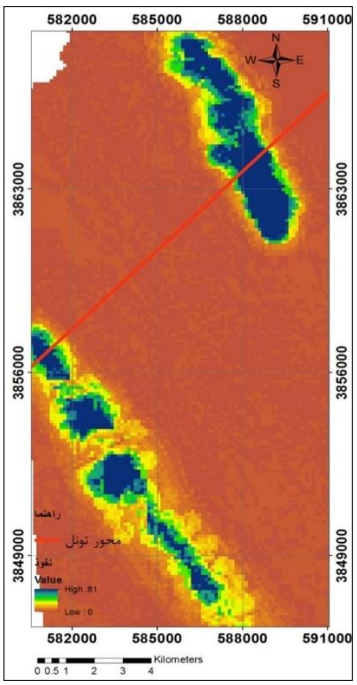
حجم مبادله ای زیرزمینی با توجه به پارامترهای مورد استفاده از جدول ۱ بدست آمد. با توجه به جدول میزان نفوذ در آبخوان تاقدیس کردی قاسمان ۱۰ درصد بیشتر از آبخوان تاقدیس ازگله است ولی با توجه به اینکه مساحت آبخوان ازگله (۳۷/۵ Km^2) بیشتر از آبخوان تاقدیس کردی‌قاسمان (۱۳/۵ Km^2) می‌باشد، حجم تغذیه از بارش در این تاقدیس بیشتر می‌باشد.

جدول ۱- پارامترهای بیلان در آبخوان‌های گستره مورد مطالعه

آبخوان	مساحت (Km^2)	میانگین بارش (mm/year)	میانگین ضریب نفوذ (درصد)	میانگین تغذیه (mm/year)	حجم تغذیه سالانه (MCM)	تخلیه چشمه‌ها (MCM)	حجم آب مبادله‌ای زیرزمینی (MCM)
ازگله	۳۷/۲	۵۳۴	۴۶	۲۴۵/۶۴	۹/۱	۱/۷۹	۷/۳۱
کردی-قاسمان	۱۳/۵	۵۲۱	۵۶	۲۹۱/۷۶	۳/۹۲	۰/۱۵	۳/۷۷



شکل ۱۱- پهنه بندی میزان تغذیه سالانه (میلی متر) در گستره مورد مطالعه



شکل ۱۲- نقشه بر آورد نفوذ (درصد) در گستره مورد مطالعه

حال با فرض تخلیه کل ذخیره استاتیک بالای تراز تونل در طول تونل، دبی ورودی به تونل در تاقدیس ازگله به‌طور متوسط ۱۲۰۰ لیتر بر ثانیه بر سال می‌باشد. با توجه به دبی واقعی ورودی به تونل که ۲۰۰ لیتر بر ثانیه می‌باشد، بنابراین جهت تخلیه کل ذخیره استاتیک آبخوان ازگله حدود شش سال زمان لازم است. بر این اساس دبی ورودی به تونل در تاقدیس کردی قاسمان به روش بیلان ۴۵۴ لیتر بر ثانیه می‌باشد که تقریباً معادل دبی واقعی ورودی به تونل در حین حفاری ۴۳۴ لیتر بر ثانیه است (جدول۲).

جدول ۲- برآورد حجم ذخایر استاتیک، مبادله زیرزمینی و کل آب زیرزمینی در آبخوان‌های گستره مورد مطالعه

آبخوان	ضریب ذخیره	مساحت (km^2)	متوسط بار آبی روی تونل (m)	حجم بالای تراز تونل (MCM)		
				ذخیره استاتیک	تبادل آب زیرزمینی	ذخیره کل
ازگله	۰/۰۱۱۷	۳۷/۵	۱۲۳	۳۸/۷	۷/۳۱	۴۶/۱
کردی قاسمان	۰/۰۱۱۴	۱۳/۵	۱۳۴	۱۴/۳۲	۳/۷۷	۱۸/۰۹

نتیجه گیری

تراکم شکستگی‌ها در بخش‌هایی از مسیر تونل در تاقدیس‌های ازگله و کردی قاسمان بالا می‌باشد، بنابراین هدایت هیدرولیکی زیاد و به تبع آن دبی‌های واقعی اندازه‌گیری شده نیز بسیار بالا بوده است. دو آبخوان تاقدیس‌های ازگله و کردی قاسمان، آبخوان های اصلی در بخش مورد مطالعه از مسیر قطعه دوم تونل زاگرس می‌باشند، بنابراین روش بیلان برای این دو آبخوان مورد بررسی قرار گرفت. در روش بیلان برای بدست آوردن نتیجه درست باید پارامترها در یک بازه زمانی، به دقت اندازه‌گیری و تحلیل شوند، کارستی شدن مسیر به دقت مورد بررسی قرار گیرد، به مناطق گسله، خرد شده و بطور کلی مناطق مشکوک که احتمال جریان‌های هجومی می‌باشد، توجه خاصی شود.

در این مطالعه با استفاده از روش بیلان حجم ذخایر کل کارست در آبخوان تاقدیس ازگله MCM ۴۶/۱ و در تاقدیس کردی قاسمان MCM ۱۸/۰۹ بدست آمد. بنابراین مجموع آب ورودی به قطعه دوم تونل زاگرس در آبخوان تاقدیس ازگله ۱۲۰۰ لیتر بر ثانیه و آبخوان تاقدیس کردی قاسمان ۴۵۴ لیتر بر ثانیه به دست آمده است.

منابع فارسی

شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۸، "نقشه زمین شناسی باینگان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰".
شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۸، "نقشه زمین شناسی قصر شیرین با مقیاس۱:۱۰۰۰۰۰".

References

Cesano, D., Olofsson, B., Bagtzoglou, A.C., 2000, “Parameters regulating groundwater inflows into hard rock tunnel: a statistical study of the Bolmen Tunnel in southern Sweden”, Tunnelling and Underground Space Technology, vol 15, pp 153–165

Day, M.J., 2004, “Karstic problems in the construction of Milwaukee's Deep Tunnels”, Environmental Geology, vol 45, pp 859–863

Jansson, G., 1979, “ In: Katmura, I. (Ed.), Problems associated with heavy water leakage during construction of large area tunnels in granite, limestone and chalk” Proceeding International Tunnel Symposium, pp. 187–192.

Zhang, J., Chen, G., 1988, “Some new ideas on the prediction of tunnel inflow in Karst area by water balance method”. In: IAH 21th Congress on Karst Hydrogeology and Karst Environment Protection, 10–15 October, China.

تجزیه و تحلیل نوسانات بلند مدت سطح ایستابی در آبخوان مشهد - چناران

محمود ارجمند شریف*[۱]، هادی جعفری[۲]

[۱] دانشجوی دکتری هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، mst.mahmood@gmail.com

[۲] دانشیار هیدروژئولوژی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، h_jafari@shahroodut.ac.ir

چکیده

آبخوان آبرفتی مشهد ـ چناران با وسعت بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر مربع، به عنوان مهم‌ترین و حساس‌ترین آبخوان آبرفتی استان خراسان رضوی و تنها منبع پایدار تامین کننده بخش عمده‌ای از آب شرب این کلان شهر معرفی شده است. به منظور تجزیه و تحلیل روند تغییرات سطح ایستابی از آمار و اطلاعات ۷۴ حلقه چاه مشاهده‌ای استفاده شده است. هیدروگراف معرف آبخوان مشهد ـ چناران بر اساس اطلاعات این چاه‌ها در سه دوره ۵ ساله رسم، تجزیه و تحلیل شده است. بررسی‌ها در این زمینه نشان می‌دهد، هیدروگراف دارای روند کلی نزولی با نوسانات سالانه است. مهم‌ترین عامل ایجاد این روند نزولی، بهره‌برداری از ذخیره استاتیک و عدم توانایی آبخوان برای جبران کسری به وجود آمده در ذخیره است. بیشترین افت سطح آب در دوره دوم و کمترین نیز در دوره سوم مشاهده می‌شود. تغییر الگوی افت در دوره دوم نسبت به دوره اول، به دلیل تغییر شرایط قانونی حاکم بر جامعه است. با تغییر قوانین، اغلب مردم به بهره‌برداری مازاد بر پروانه‌های صادره و همچنین بهره‌برداری غیرمجاز ترغیب و رقابت سیری ناپذیری در استفاده نادرست از منابع آب زیرزمینی ایجاد شده است. برآیند این تصمیمات منجر به افزایش افت سطح آب و کاهش هر چه بیشتر ذخیره استاتیک آبخوان در سال‌های پس از اجرای قانون شده است. علاوه بر این، نوسانات سالانه هیدروگراف نیز منطبق بر الگوی بارندگی ماهانه است. با افزایش بارندگی و به تبع آن افزایش تغذیه، افت سطح آب به تدریج کم و با تغییر روند آن اندکی به حجم ذخیره آبخوان افزوده شده است.

کلیدواژه: آبخوان مشهد - چناران، نوسانات سطح ایستابی، آب زیرزمینی

Analysis of Long-term Water table Fluctuations in Mashhad - Chenaran Aquifer

Mahmoud Arjmand Sharif *[1], Hadi Jafari [2]

*[1]PhD student, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Iran.

[2]Associate Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Iran.

Abstract

Aquifer of the Mashhad-Chenaran, spreads over 2,000 square kilometers, is one of the most important and most sensitive alluvial aquifers in Khorasan Razavi province. It has been introduced as the only sustainable source of drinking water of Mashhad. Long-term water table fluctuations in Mashhad - Chenaran Aquifer were analyzed in 74 observation wells. Average monthly groundwater levels have also been calculated in these observation wells on Mashhad - Chenaran Aquifer over three 5-year periods. The monthly composite groundwater level hydrograph show the annual cycles that occur in addition to the long-term trend. The most important cause of this downward trend is the over exploitation and the inability of the aquifer to offset the deficits. The highest drop in water level is observed in the second period and the lowest in the third period. The change in the pattern of decline in the second period is due to the changing legal conditions prevailing in society. As the rules change, most people have been encouraged to exploit excess, as well as to encourage unauthorized exploitation. Therefore, inadequate competition for misuse of groundwater resources was increased over time. As a result, these factors have led to an increase in water level

drawdown, so decrease in the aquifer storage since law enforcement. In addition, the annual fluctuations of the hydrograph are consistent with the rainfall pattern. As the rainfall increases, the amount of groundwater recharge also increases. With increasing groundwater recharge, the water level declines slowly, so the aquifer storage is being restored gradually.

Key Words: Mashhad-Chenaran aquifer, Long-term Water table Fluctuations

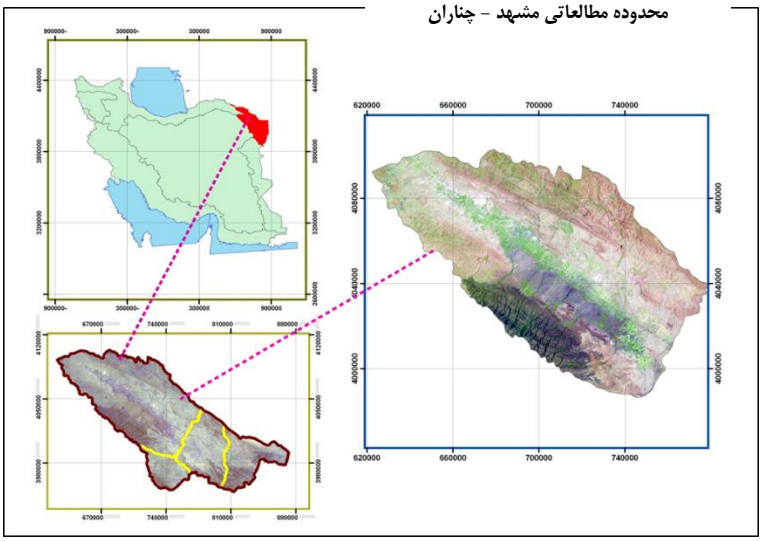
مقدمه

تجزیه و تحلیل نوسانات سطح ایستابی (سطح آب زیرزمینی)، نخستین گام در جهت شناخت رفتار هیدرولیکی آبخوان است. تراز سطح آب زیرزمینی توسط مقادیر تغذیه، تخلیه و ذخیره آبخوان کنترل می‌شود. خصوصیات فیزیکی از قبیل تخلخل، نفوذپذیری و ضخامت لایه‌های آبدار این تعادل را تحت تأثیر قرار می‌دهد. هرگاه میزان تغذیه به آبخوان بیشتر از نرخ تخلیه از آن باشد، تراز آب زیرزمینی افزایش می‌یابد. برعکس، زمانی که نرخ برداشت و یا تخلیه از آبخوان بیشتر از نرخ تغذیه به آن باشد، ذخیره کاهش و تراز آب نیز کم می‌شود. به طور کلی، نوسانات سطح ایستابی شامل نوسانات دراز مدت، فصلی و کوتاه مدت می‌باشد. نوسانات دراز مدت، دارای دامنه نوسان فصلی کمتری بوده و متاثر از پدیده‌های اقلیمی درازمدت (دوره‌های تر و خشک طولانی مدت و ...) و عوامل اجتماعی و سیاسی حاکم بر جامعه است. نوسانات فصلی، بیشتر متاثر از بارش‌های فصلی و الگوی بهره‌برداری سالانه از آبخوان می‌باشد. به منظور درک بهتر الگوی حاکم بر رفتار هیدرولیکی آبخوان، هیدروگراف (آبنمود) آب زیرزمینی رسم و ارائه می‌شود. هیدروگراف آب زیرزمینی به نمودار تغییرات سطح آب زیرزمینی (عمق برخورد به آب یا تراز سطح آب) نسبت به زمان گفته می‌شود. هیدروگراف را می‌توان برای بیان تغییرات سطح آب در چاه‌های مشاهده‌ای (هیدروگراف چاه مشاهده‌ای) و یا برای بیان متوسط تغییرات در سطح آبخوان (هیدروگراف معرف آبخوان) تهیه و رسم نمود. به دلیل محدودیت‌های فنی و مالی، به طور معمول اندازه‌گیری سطح آب زیرزمینی در چاه‌های مشاهده‌ای در سطح دشت یک‌بار در ماه انجام می‌شود.

معرفی محدوده مورد مطالعه

الف) موقعیت جغرافیایی

موقعیت جغرافیایی محدوده مطالعاتی مشهد-چناران در شکل ۱ ارائه شده است. این محدوده مطالعاتی به وسعت ۹۹۵۷ کیلومترمربع بخشی از حوضه آبریز درجه دو قره‌قوم می‌باشد که از نظر موقعیت جغرافیایی، بین ′۲۲ °۵۸ تا ′ ۷ °۶۰ طول شرقی و ′ ۵۹ °۳۵ تا ′ ۲ °۳۷ عرض شمالی قرار گرفته است. آبخوان آبرفتی مشهد-چناران به مساحت حدود ۲۲۲۲ کیلومتر مربع به عنوان بخشی از این محدوده مطالعاتی مهم‌ترین آبخوان آبرفتی به لحاظ وسعت و میزان بهره‌برداری در استان خراسان رضوی می‌باشد.



شکل ۱ - موقعیت جغرافیایی محدوده مطالعاتی مشهد-چناران نسبت به حوضه آبریز اصلی درجه ۱ قره‌قوم و حوضه آبریز درجه دو قره‌قوم

ب) زمین شناسی

از دیدگاه زمین شناسی عمومی، دشت مشهد-چناران حوضه فرو افتاده‌ای با کشیدگی شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد که در حد فاصل رشته کوه‌های بینالود در غرب و جنوب غرب و رشته کوه‌های هزار مسجد در شمال و شمال شرق قرار گرفته است (آقانباتی، ۱۳۸۳). بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی در محدوده مورد مطالعه، از قدیمی‌ترین سازندهای زمین شناسی به سن پالئوزوئیک تا واحدهای مارنی قرمز رنگ گچدار نئوژن و رسوبات کواترنر شامل تراس‌ها و مخروط افکنه‌های آبرفتی قدیمی، تراس‌ها و مخروط افکنه‌های جدید، آبرفت‌های رودخانه‌ای و پهنه‌های سیلتی و رسی رخنمون دارند. مخروط افکنه‌ها و رسوبات جوان آبرفتی تقریباً تمام بخش فرو افتاده مرکزی دشت مشهد-چناران را به خود اختصاص می‌دهند.

ج) هیدروژئولوژی

آبخوان آبرفتی مشهد-چناران به وسعت حدود ۲۲۲۲ کیلومتر مربع از نوع آزاد در نظر گرفته می‌شود. نتایج بررسی‌های زمین‌شناسی و حفاری‌های اکتشافی بیانگر این است که توپوگرافی سنگ کف آبخوان مشهد-چناران به شدت تحت تاثیر عملکرد سیستم‌های گسلی طولی و عرضی دشت و واحدهای زمین شناسی حاشیه شمالی و جنوبی آبخوان بوده و در نتیجه تغییرات قابل توجهی در خصوصیات هیدرودینامیکی آبخوان، ضخامت، جنس و مرفولوژی آبرفت مشاهده می‌شود. (گزارش وضعیت منابع آب دشت مشهد، ۱۳۸۷). متوسط ضریب ذخیره آبخوان ۶ درصد و مقدار قابلیت انتقال آبخوان نیز از حداقل به میزان ۲۰۰ متر مربع بر روز در آبرفت‌های حاشیه ارتفاعات جنوب غرب تا حداکثر حدود ۳۰۰۰ متر مربع بر روز در مرکز دشت گزارش شده است (گزارش توجیهی تمدید ممنوعیت محدوده مطالعاتی مشهد-چناران، ۱۳۹۵). عمق برخورد به سطح آب‌زیرزمینی از دامنه ارتفاعات جنوبی به سمت ارتفاعات شمالی کاهش می‌یابد. این روند، غالباً از تغییرات عمق سنگ کف تبعیت می‌کند. جهت جریان آب زیرزمینی علاوه بر تبعیت از شیب توپوگرافی منطقه، توسط زمین‌شناسی، مرفولوژی سنگ کف و بهره‌برداری توسط چاه‌ها کنترل می‌شود.

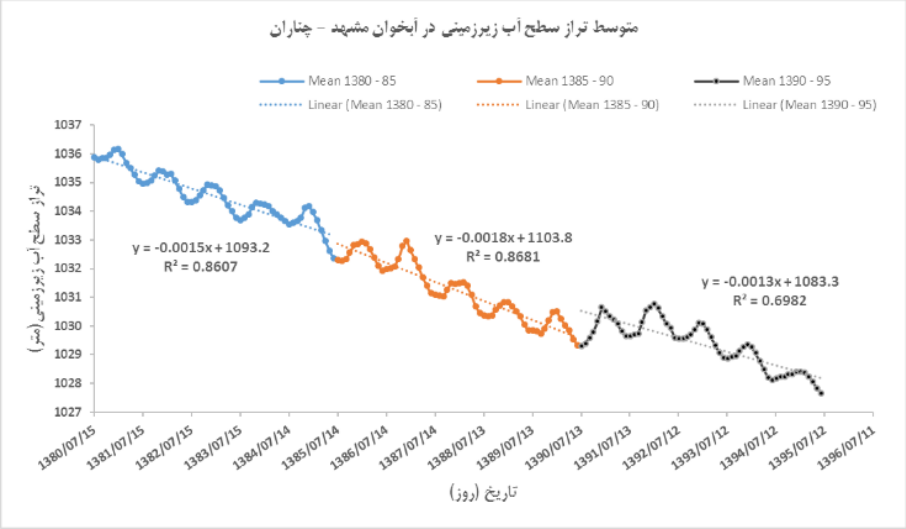
روش مطالعه

پایش آب زیرزمینی در آبخوان مشهد ـ چناران از سال ۱۳۴۳ خورشیدی با حفر تعداد محدودی چاه مشاهده‌ای در غرب مشهد شروع شده است. با توجه به وسعت آبخوان، تا کنون بیش از ۱۲۰ حلقه چاه مشاهده‌ای و پیزومتر، حفاری و تجهیز شده‌اند. در حال حاضر، ۷۴ حلقه چاه مشاهده‌ای فعال وجود دارند که به صورت ماهانه سطح آب زیرزمینی در آنها اندازه‌گیری می‌شود. در این پژوهش، هیدروگراف آب زیرزمینی بر اساس آمار و اطلاعات این چاه‌ها در یک دوره آماری ۱۵ ساله (از مهر ۱۳۸۰ تا شهریور ۱۳۹۵) بررسی شده است. در این دوره، ابتدا کمیت و کیفیت داده‌ها بررسی و در صورت لزوم اصلاحات مورد نیاز انجام گرفته است. مهم‌ترین اصلاح در این زمینه، ایجاد یک پایه زمانی مشترک برای کلیه چاه‌های مشاهده‌ای است. اندازه‌گیری عمق سطح آب در چاه‌های مشاهده‌ای به صورت ماهانه و عموماً با فواصل زمانی نامنظم انجام می‌شود، لذا به منظور ایجاد پایه زمانی مشترک و مقایسه تغییرات سطح آب در چاه‌های مشاهده‌ای، مقادیر کلیه اندازه‌گیری‌های سطح آب به روز پانزدهم هر ماه تبدیل شده است. در گام بعدی، با توجه روند و الگوی تغییرات سطح آب، سه دوره ۵ ساله به عنوان مبنا انتخاب و تجزیه و تحلیل روند تغییرات در این دوره‌های انجام شده است. این دوره‌های ۵ ساله، تقریباً منطبق بر دوره‌های تغییر قوانین حفاظت و بهره‌برداری از منابع در سطح کشور بوده است. در نهایت، برای بررسی عوامل موثر بر روند هیدروگراف، از اطلاعات حجم بهره‌برداری از آبخوان و همچنین از داده‌های بارندگی ۲۱ ایستگاه تبخیرسنجی و باران‌سنجی استفاده شده است.

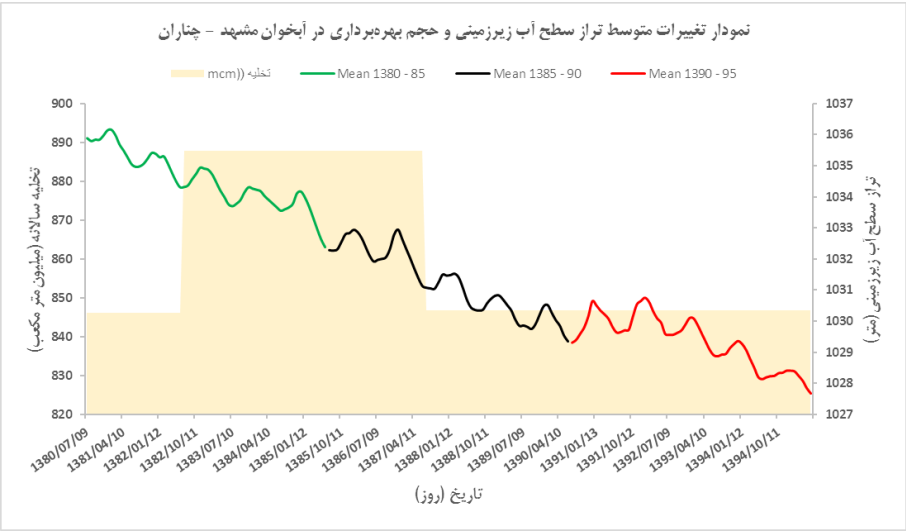
بحث و نتیجه‌گیری

هیدروگراف معرف آبخوان مشهد ـ چناران در سه دوره ۵ ساله (مهر ۱۳۸۰ تا شهریور ۱۳۸۵، مهر ۱۳۸۵ تا شهریور ۱۳۹۰ و مهر ۱۳۹۰ تا شهریور ۱۳۹۵) در شکل شماره ۳ ارائه شده است. همان‌گونه که ملاحظه می‌شود، هیدروگراف دارای روند کلی نزولی با نوسانات سالانه است. افت سطح آب به ترتیب در دوره‌های دوم، اول و سوم دارای بیشترین مقدار است. مهم‌ترین عامل ایجاد این روند نزولی، بهره‌برداری از ذخیره استاتیک و کاهش تغذیه آب زیرزمینی به علت تغییر شرایط اقلیمی است. نمودار تغییرات متوسط تراز سطح آب زیرزمینی نسبت به حجم بهره‌برداری از آبخوان در شکل شماره ۴ ارائه شده است. تغییر الگوی افت در دوره دوم نسبت به دوره اول، به دلیل تغییر شرایط قانونی حاکم بر جامعه است. با تغییر قوانین، اغلب مردم به بهره‌برداری مازاد بر پروانه‌های صادره و همچنین بهره‌برداری غیرمجاز ترغیب و رقابت سیری ناپذیری در استفاده نادرست از منابع آب زیرزمینی ایجاد شده است. برآیند این تصمیمات منجر افزایش افت سطح آب و کاهش هر چه بیشتر ذخیره استاتیک آبخوان شده است. در دوره سوم، شیب تغییرات سطح آب نسبت به دوره قبل کمتر شده است. یکی از مهم‌ترین دلایل برای این کاهش شیب، نصب کنتورهای هوشمند آب و برق و کنترل و نظارت بر بهره‌برداری از چاه‌ها در سطح پروانه‌های صادره است. به منظور بررسی نوسانات سالانه، از داده‌های بارندگی ۲۱ ایستگاه تبخیرسنجی و باران‌سنجی موجود در سطح محدوده مطالعاتی مشهد - چناران استفاده شده است. نمودار تغییرات متوسط تراز سطح آب زیرزمینی و متوسط ارتفاع بارندگی ماهانه در آبخوان مشهد ـ چناران در شکل شماره ۴ ارائه شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، نوسانات سالانه هیدروگراف منطبق بر الگوی بارندگی در سطح دشت است. با افزایش بارندگی و به تبع آن افزایش تغذیه، افت سطح آب به تدریج کم و با تغییر روند آن اندکی به حجم

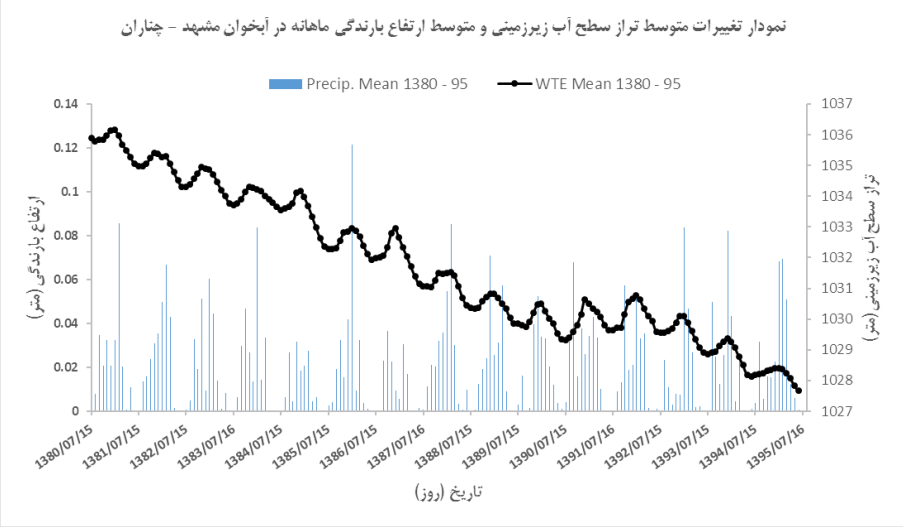
ذخیره آبخوان افزوده شده است. علاوه بر تغذیه، در فصول پر باران بهره‌برداری از چاه‌های نیز کم و در حداقل ممکن است. برآیند این دو عامل موجب بالا آمدن سطح آب و افزایش موقتی حجم ذخیره است.



شکل ۲-نمودار تغییرات سطح آب زیرزمینی در آبخوان مشهد - چناران در دوره آماری ۱۵ ساله (از مهر ۱۳۸۰ تا شهریور ۱۳۹۵)



شکل ۳- نمودار تغییرات متوسط تراز سطح آب زیرزمینی و حجم بهره‌برداری در آبخوان مشهد - چناران



شکل ۴- نمودار تغییرات متوسط تراز سطح آب زیرزمینی و متوسط ارتفاع بارندگی ماهانه در آبخوان مشهد - چناران

منابع فارسی

۱) آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳.، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ایران.
۲) گزارش توجیهی تمدید ممنوعیت محدوده مطالعاتی مشهد-چناران، ۱۳۹۱.، شرکت مهندسین مشاور هیدروپارس خراسان.
۳) گزارش توجیهی تمدید ممنوعیت محدوده مطالعاتی مشهد-چناران، ۱۳۹۷.، شرکت مهندسین مشهد زمین ساخت.
۴) گزارش وضعیت منابع آب دشت مشهد، ۱۳۸۷.، شرکت آب منطقه ای خراسان رضوی.
۵) گزارش مطالعات استفاده بهینه از ظرفیت انتقالی پروژه آبرسانی سد دوستی در حوزه شهری مشهد- مرحله اول، ۱۳۹۴.، شرکت مهندسین مشاور سیمای آب خاوران.
۶) نقشه‌های زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ چهار گوش بزنگان، چناران، رادکان، طرقبه، کلات نادری و مشهد، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

7) Fetter, C.W., 2001. Applied hydrogeology, 4th ed, U.S.A. Prentice Hall Inc., New Jersey.
8) Healy, R.W., 2010. Estimating groundwater recharge. Cambridge University Press.
9) Healy, R.W., Cook, P.G., 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeol. J. 10, 91–109.
10) Moon, S.-K., Woo, N.C., Lee, K.S., 2004. Statistical analysis of hydrographs and water-table fluctuation to estimate groundwater recharge. J. Hydrol. 292, 198–209.
11) Varni, M., Comas, R., Weinzettel, P., Dietrich, S., 2013. Application of the water table fluctuation method to characterize groundwater recharge in the Pampa plain, Argentina. Hydrol. Sci. J. 58, 1445–1455.

مقایسه‌ی ترکیبات نیترات و نیتریت در آب‌های آشامیدنی و معدنی بسته‌بندی‌شده در ایران

سیده‌سارا بدیعی[۱،۲*]، مهدیس رش‌بر[۱،۲]، یاسر نیک‌پیمان[۲،۳]

۱. دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۲. موسسه فناوری و کیفیت آب فوکا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

۳. گروه زمین‌شناسی معدنی و آب، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی

* نویسنده مسئول: sarabadiee1996@gmail.com

چکیده

با توجه به افزایش جمعیت و محدودیت در منابع آب شرب قابل دسترس، استفاده از آب‌های بسته‌بندی در میان مردم رواج یافته است. هدف از این پژوهش، بررسی و مقایسه ۲۲ برند آب معدنی و آب آشامیدنی (مجموعاً ۴۴ نمونه) از نظر غلظت نیترات و نیتریت می‌باشد. در این پژوهش نمودار مقایسه میانگین غلظت نیترات و نیتریت در آب‌های معدنی و آشامیدنی بسته‌بندی شده ترسیم شد. برای مقایسه غلظت نیترات و نیتریت موجود در نمونه‌ها، مقدار این ترکیبات از عدد درج شده روی برچسب‌های آب معدنی برگرفته شد و از آن‌ها جدولی به همراه نمودارهای ستونی تهیه گردید. مقایسه نمودارها نشان می‌دهد که غلظت نیتریت در میان نمونه‌های آب آشامیدنی بیشتر از آب معدنی می‌باشد و غلظت نیترات در میان نمونه‌های آب معدنی بیشتر از آب آشامیدنی است.

کلیدواژه: نیترات، نیتریت، مقایسه، آب بسته‌بندی، سلامت انسان

A comparison on bottled mineral and drink waters nitrate and nitrite concentration in Iran

Seyedeh Sara Badiee[1,2*], Mahdis Rashbar[1,2], Yaser Nikpeyman[2,3]

[1] School of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Iran

[2] Fooka Water Technology and Quality Inst., Shahid Beheshti University, Iran

[3] Department of Minerals and Groundwater Resources, School of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Iran

* Corresponding author email: sarabadiee1996@gmail.com

Abstract

Due to increase in population and limited sources of drinking water, more people tend to use bottled water. The aim of this research is to study and compare 22 different brands of bottled water (mineral/drinking, totally 44 samples)

considering concentration of nitrate and nitrite. The graphs were plotted to compare nitrate and nitrite in the selected samples based upon the water chemical analysis written on the bottles labels. Results show that the nitrite is more in drinking water than that of mineral waters. On the other hand, nitrate in mineral water is higher in comparison with drinking water.

Key Words: nitrate, nitrite, mineral water, drinking water, bottled water

مقدمه

آب اساسی‌ترین عنصر برای بقای موجودات است که حدود ۶۵-۷۵ درصد وزن بدن انسان را نیز تشکیل می‌دهد. استفاده از آب شرب سالم جزء فاکتورهای اصلی مصرف آب می‌باشد (رفعتی و دیگران، ۱۳۹۴). که اغلب آب‌های بسته‌بندی سعی در رعایت این فاکتور دارند. و مردم نیز به دلایل مختلفی از جمله مزه‌ی آب، راحتی، آسودگی، ایمنی و بهداشت از آب بطری شده استفاده می‌کنند (نادری و همکاران، ۱۳۹۴). از دیگر ویژگی‌های آب‌های بسته‌بندی می‌توان به سهولت دسترسی، هزینه‌ی نسبتاً پایین و میزان پایین ناخالصی‌ها اشاره کرد. در مناطقی که آب آشامیدنی با کیفیت مناسب در دسترس نباشد و امکان تصفیه‌ی آب نیز فراهم نباشد، استفاده از آب‌های بطری‌شده انتخاب مناسبی است (جنیدی جعفری و دیگران، ۱۳۹۴). بدین ترتیب با توجه به مصرف روز افزون آب‌های بسته‌بندی اعم از آب‌های معدنی و آشامیدنی، توجه بشر به کیفیت آن‌ها افزایش یافته است.

آب‌های آشامیدنی بسته‌بندی، آب‌هایی هستند که در ظروف نفوذناپذیر و مختلف پرشده‌اند و برای مصرف مستقیم بدون انجام فرآیند دیگر مورد استفاده قرار می‌گیرند (صالحی و همکاران، ۱۳۹۴). منشا آب‌های بطری‌شده می‌تواند آبخوان‌ها، چشمه‌ها و مخازن (سدها) یا حتی آب شیر باشد (مسافری و همکاران، ۱۳۹۴). این آب‌ها حاوی عناصر و ترکیبات متعددی می‌باشند که مقدار بیش از حد استاندارد هرکدام می‌تواند آثار سوء در پی داشته باشد. از جمله‌ی این ترکیبات می‌توان به نیتریت و نیترات اشاره نمود؛ که افزایش آن‌ها سبب بروز بیماری‌هایی از قبیل برخی سرطان‌ها (مانند سرطان پستان، سرطان روده بزرگ و مثانه) و بیماری‌های تیروئیدی در انسان‌ها می‌شود (وارد و همکاران، ۲۰۱۸).

منشأ نیترات در آب‌های زیرزمینی در درجه‌ی اول مربوط به کودها و عملیات ذخیره‌سازی کود یا پخش می‌باشد. نیترات به راحتی با عبور آب از لایه‌های خاک به زمین نفوذ کرده و در اثر بارش باران به ریشه‌ی گیاهان و نهایتاً به آب‌های زیرزمینی می‌رسد. اغلب حضور نیترات یا نیتریت در آب، نشان‌دهنده‌ی آلودگی آب با مدفوع یا فاضلاب است (رفعتی و دیگران، ۱۳۹۴).

نیترات و نیتریت یون‌هایی هستند که به عنوان بخشی از چرخه‌ی ازت وجود دارند. نیترات عموماً در غنی‌کننده‌های غیر آلی و نیتریت سدیم به عنوان یک نگهدارنده‌ی مواد غذایی مورد استفاده قرار می‌گیرند. غلظت نیترات در آب‌های زیرزمینی و سطحی به طور معمول کم می باشد. اما قابلیت افزایش تا مقادیر بالا در نتیجه‌ی سنگ‌شویی و تصفیه‌ی خاک از زمین کشاورزی یا آلودگی ناشی از زائدات انسانی و حیوانی و یا در نتیجه‌ی اکسیداسیون آمونیاک و منابع مشابه دارد. شرایط غیر هوازی ممکن است در شکل‌گیری و مقاومت نیتریت حادث شود. اگر شکل‌گیری کلرامین به طور موثر

کنترل نشود و آمونیاک آزاد وجود داشته باشد به منظور شکل‌گیری نیتریت در سیستم توزیع کلرامیناسیون صورت می‌گیرد. شکل‌گیری نیتریت در نتیجه‌ی فعالیت میکروبی می‌باشد و احتمالاً به طور متناوب صورت می‌گیرد (بیدهندی،۱۳۹۰).

خطر اولیه نیترات در آب‌های آشامیدنی زمانی اتفاق می‌افتد که در دستگاه گوارش فرم نیترات به نیتریت تبدیل شود. نیتریت باعث اکسید شدن آهن موجود در هموگلوبین گلبول‌های قرمز شده و نهایتاً نمی‌تواند اکسیژن را با خود حمل کند. در این حالت متهموگلوبینما یا سندرم کودکان آبی رخ می‌دهد. در صورت عدم حضور اکسیژن، سلول‌های بدن از کار افتاده و پوست کبود می‌شود. نیتریت می‌تواند با آمین‌های نوع دو واکنش داده و نیتروزآمین تولید کند که سرطان‌زا و جهش‌زا بوده و خطر ناقص‌الخلقه‌زایی را به وجود آورد (رفعتی و دیگران، ۱۳۹۴).

استانداردهای بین‌المللی سازمان بهداشت جهانی برای آب آشامیدنی، در سال ۱۹۵۸ به نیترات‌ها اشاره داشتند و بیان نمودند که آب شرب نباید دارای نیترات بیش از ۵۰ تا ۱۰۰ میلی‌گرم بر لیتر باشد. بدلیل احتمال وجود همزمان نیتریت و نیترات در آب آشامیدنی، در رهنمودهای سال ۱۹۹۳ و ۱۹۹۸ پیشنهاد شد که حاصل جمع نسبت غلظت‌های هرکدام نباید از یک تجاوز کند (بیدهندی،۱۳۹۰). با توجه به استاندارد ملی ایران (۱۰۵۳) حداکثر مطلوب برای نیترات و نیتریت صفر می‌باشد و حداکثر مجاز این ترکیبات به ترتیب ۵۰ و ۳ بیان شده است (در مورد نیترات و نیتریت-مجموع نسبت غلظت هرکدام به مقادیر توصیه شده نباید از یک بیشتر باشد).

در این مقاله پس از معرفی منشا این ترکیبات در آب‌های بسته‌بندی به مقایسه‌ی مقدار این دو ترکیب در چندین نمونه از آب‌های آشامیدنی بسته‌بندی و همچنین آب‌های معدنی بسته‌بندی می‌پردازیم و استانداردهای سازمان بهداشت جهانی (WHO) و ملی ایران (۱۰۵۳) را یادآور می‌شویم. سعی بر این است با ارائه‌ی این مقاله، گامی در جهت افزایش توجه مردم به کیفیت آب آشامیدنی یا معدنی بسته‌بندی برداریم.

روش مطالعه

داده‌های مورد نیاز در این پژوهش از طریق نمونه‌گیری تصادفی مارک‌های مختلف آب معدنی و آشامیدنی موجود در بازار ایران جمع‌آوری شده است (۴۴ نمونه). سپس، نمونه‌ها بر مبنای اطلاعات درج شده بر روی برچسب بطری به دو گروه آب آشامیدنی و معدنی تقسیم‌بندی شدند. با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی مندرج بر روی برچسب بطری، بانک اطلاعاتی مورد نیاز تهیه و مورد ارزیابی آماری قرار گرفته است (جدول‌های ۱ و ۲).

جدول ۱- فهرست غلظت نیترات و نیتریت در نمونه‌های آب آشامیدنی موجود در بازار ایران

نام	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	D9	D10	D11
نیترات	۱/۲	۳/۶	۳/۵	۱/۳۵	۳/۵	۵/۷	۱/۳	۲	۲	۴	۱/۲

نیتریت	۰/۰۲	۰/۰۲۴	۰/۰۱	۰/۰۴	۰	۰/۰۵۹	۰/۰۰۵	۰/۰۰۸	۰	۰/۰۰۳	۰/۰۱۵
نام	D12	D13	D14	D15	D16	D17	D18	D19	D20	D21	D22
نیترات	۳/۶۴	۳/۶۴	۰/۹۵	۴	۳/۶۴	۱/۵	۴/۲۳	۱	۳/۸	۰/۴	۳/۵
نیتریت	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰۴	۰/۰۶	۰	۰/۰۱۲	۰	۰/۰۲

جدول ۲- فهرست غلظت نیترات و نیتریت در نمونه‌های آب معدنی موجود در بازار ایران

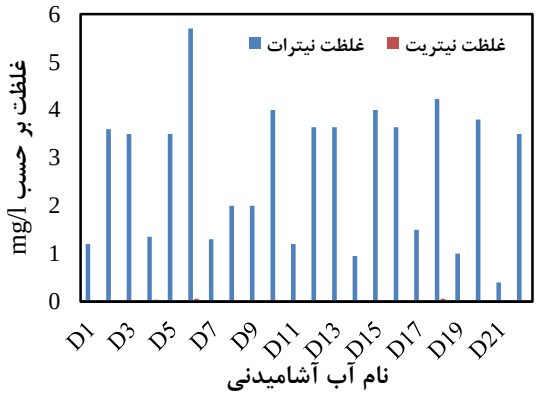
نام	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11
نیترات	۲	۹/۵	۱۷	۴	۱/۵	۰/۹	۲	۲/۳	۵/۳	۲/۸۸	۶/۶۵
نیتریت	۰/۰۲	۰	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰/۰۰۱	۰	۰/۰۱	۰/۰۰۳	۰/۰۰۶۶	۰	۰/۰۱۹
نام	M12	M13	M14	M15	M16	M17	M18	M19	M20	M21	M22
نیترات	۰/۷	۱/۹	۲/۴۵	۵	۸	۱	۲/۸۱	۰	۰/۸	۵/۹	۴/۷
نیتریت	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۵	۰/۰۰۵	۰/۰۰۸	۰	۰/۰۱	۰	۰/۰۰۳	۰/۰۱	۰

بحث و نتیجه‌گیری

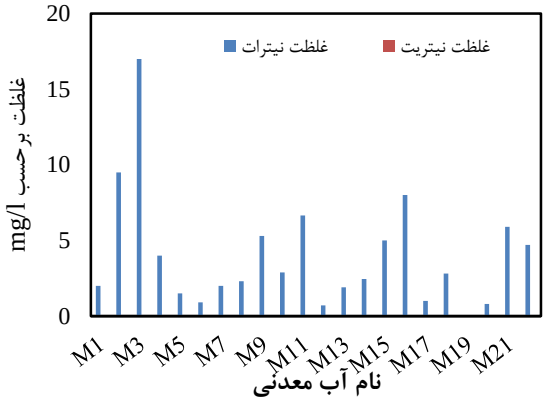
شکل‌های ۱ و ۲ نشان دهنده تغییرات غلظت نیترات و نیتریت در نمونه‌های جمع‌آوری شده است. نتایج نشان می‌دهد که غلظت نیتریت نسبت به نیترات بسیار کم و ناچیز می‌باشد. با توجه به نمودار ۱و۲ به ترتیب غلظت نیترات در نمونه‌های M3 و M6 از بقیه نمونه‌ها بیشتر است.

با توجه به نمودار میانگین غلظت نیترات در نمونه‌هایی از آب‌های آشامیدنی و آب‌های معدنی بسته‌بندی شده (شکل ۳) مشاهده می‌شود که مقدار نیترات موجود در آب‌های معدنی بسته بندی از میزان نیترات در آب‌های آشامیدنی بسته‌بندی شده بیشتر است. نمودار مقایسه میانگین غلظت نیتریت در آب‌های معدنی و آشامیدنی بسته‌بندی (شکل ۴) نشان می‌دهد که میزان نیتریت موجود در نمونه‌های آب آشامیدنی بسته‌بندی بیشتر از مقدار آن در نمونه‌های آب معدنی بسته‌بندی می‌باشد.

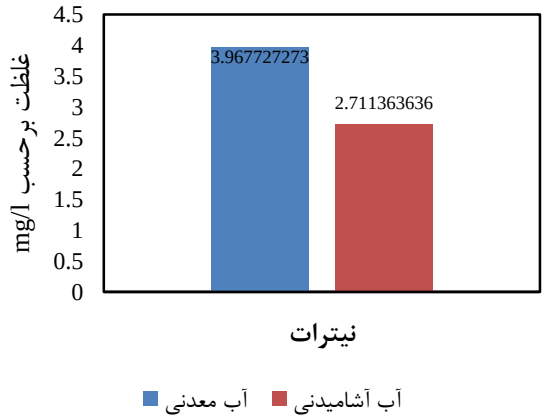
باتوجه به بررسی‌های انجام شده درباره اثر سو نیترات و نیتریت بر سلامت انسان ضروری دانستیم غلظت این دو ترکیب را در نمونه‌هایی از آب‌های معدنی و آشامیدنی بسته‌بندی شده با هم مقایسه کنیم. طی مقایسه نمودارها بطور کلی غلظت نیترات از نیتریت در آب‌های بسته بندی بیشتر است؛ اما به‌تنهایی غلظت نیترات در آب‌های معدنی بسته بندی بیشتر و غلظت نیتریت در آب‌های آشامیدنی بسته‌ندی بیشتر است. در میان آب‌های آشامیدنی مورد بررسی، برند شماره ۲۱ و در میان آب‌های معدنی برند شماره ۱۹ از کمترین غلظت نیترات و نیتریت برخوردار هستند. به علاوه نتایج نشان می‌دهد که اگرچه غلظت نیترات و نیتریت در محصولات تولید شده در ایران کمتر از حداکثر مجاز است، ولی با حداکثر مطلوب بسیار فاصله دارد.



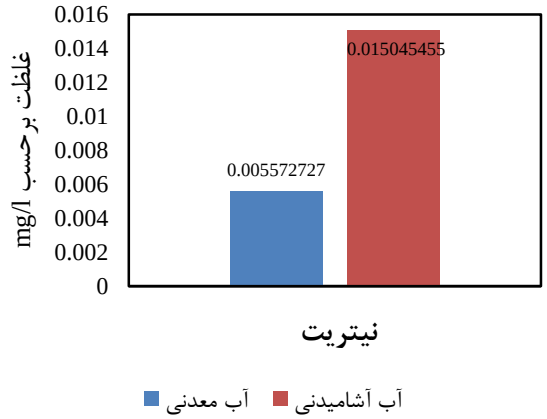
شکل ۱- نمودار تغییرات غلظت نیترات و نیتریت در ۲۲ نمونه نمونه آب آشامیدنی



شکل ۲- نمودار تغییرات غلظت نیترات و نیتریت در ۲۲ نمونه نمونه آب معدنی



شکل ۳- نمودار نشان دهنده تفاوت مقادیر میانگین غلظت نیترات در نمونه‌های آب آشامیدنی و معدنی



شکل ۳- نمودار نشان دهنده تفاوت مقادیر میانگین غلظت نیترات در نمونه‌های آب آشامیدنی و معدنی

منابع فارسی

رفعتی، لیدا و دیگران. (۱۳۹۴)بررسی کیفیت میکروبیوفیزیکوشیمیایی آب‌های بطری‌شده استان همدان.

مسافری، محمد؛ نعمتی منصور، سپیده؛ عباس‌زاده، مینا. (۱۳۹۴). مقایسه کیفیت آب‌های بطری شده ایران با اروپا: رویکرد هیدروشیمیایی با نگاهی به مطالعات موجود.

صالحی، احسان؛ جمالی‌زاده، مجید؛ محمود آبادی، سمیه.(۱۳۹۴). چالش‌های موجود در آب‌های بسته‌بندی ایران.

نادری، شیرین؛ اسلامی، اکبر؛ عطافر،زهرا. (۱۳۹۴). بررسی تطبیقی کیفیت میکروبی و فیزیکوشیمیاییآب‌های بطری‌شده با استانداردهای ملی و مشخصات برچسب_مطالعه موردی شهر قزوین.

جنیدی جعفری، احمد و دیگران.(۱۳۹۴) بررسی اثر نور خورشید و دمای محیط بر آزادسازی فلزات سنگین از ظروف PET به آب‌های بطری‌شده در ایران.

WHO. (ترجمه غلامرضا نبی بیدهندی و دیگران). تهران: انتشارات خانیران.

References

Mary H. Ward, Rena R. Jones, Jean D. Brender, Theo M. De Kok, Peter J. Weyer, Bernard T. Nolan, Cristina M. Villanueva, and Simone G. Van Breda. Drinking Water Nitrate and Human Health: An Updated Review. Int. J. Environ. Res. Public Health 2018, 15(7), 1557; https://doi.org/10.3390/ijerph15071557.

شواهد پهنه برشی در اندیس ۲ باباعلی – غرب استان همدان

مهرداد براتی*،زمین شناسی – دانشکده علوم پایه - دانشگاه بوعلی سینا همدان - ایران، barati@basu.ac.ir

لیلا کریمیان نوید، زمین شناسی – دانشکده علوم پایه - دانشگاه بوعلی سینا همدان - ایران

چکیده

کانسار آهن باباعلی در ۳۷ کیلومتری شمال غرب همدان و در زون ساختاری سنندج- سیرجان قرار دارد . واحدهای سنگی رخنمون یافته شامل مجموعه ای از سنگهای آذرین اسیدی - حدواسط ، سنگ های دگرگونی شیستی واسکارنها است. این واحدهای سنگی در منطقه تحت تاثیر فازهای متعدد و شدید دگرشکلی، نظم اولیه خود را از دست داده و ساختارها و فابریکهای متفاوتی را بوجود آورده اند. زون برشی از ویژگی های این منطقه است. گسل ها وشکستگی ها نقش مهم و اساسی در هدایت محلولهای گرمابی داشته اند. مهمترین دگرشکلی و ساختار اصلی منطقه تحت تاثیر پهنه برشی شکل پذیر و شکنا حاصل شده است، آثار این دگرشکلی بصورت میلونیتی شدن ، گسترش برگوارگی ، چین ها، گسل هاو.... در سنگها تظاهر نموده است.

کلیدواژه: پهنه برشی، باباعلی،دگرشکلی ، میلونیتی

Evidence of shear zone in the index 2 Baba Ali – west of Hamadan province

Mehrdad barati*, Geology Dep,Science faclty,Bu – Ali sina university,Hamadan - Iran, barati@basu.ac.ir

Leila karimian navid, Geology Dep,Science faclty,Bu – Ali sina university,Hamadan - Iran

Abstract

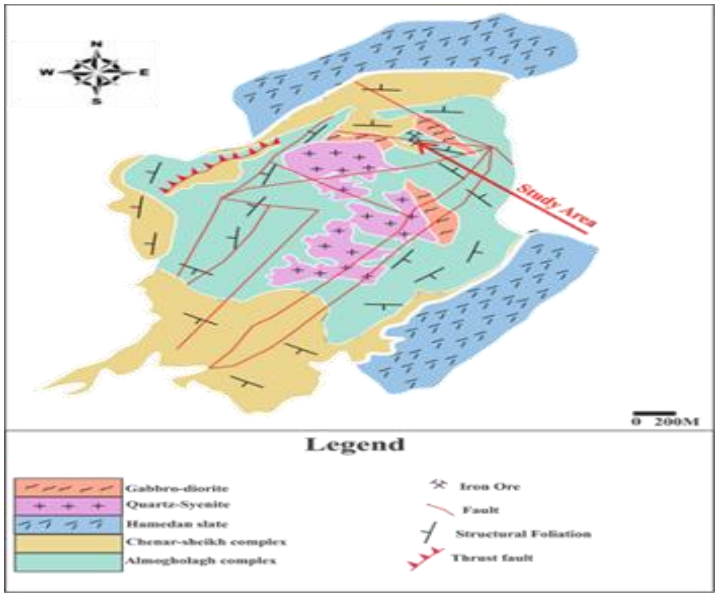
The Baba Ali iron orebody is located in 37 Km northwest of Hamadan Province in Sanandag- sirjan structural zone. Exposed rocks at study area include,acidic-intermediate igneous rocks, schistic metamorphism rocks and skarns. The rock units are characterized by several phases of intense deformation that lead to the generation of different fabrics and structures. Shear zone is characteristic of this area. Faults and fractures have important role in migration of hydrothermal fluids. Mylonitization,extension of foliation,folds, faults and etc by ductile and brittle deformation area.

Key Words: Shear zones,Baba Ali, Deformation , Mylonitization

مقدمه

کانسار باباعلی در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان و ۳۷ کیلومتری شمال غرب همدان در دامنه شمال شرقی باتولیت آلموقلاق قرار دارد. کوه آلموقلاق ارتفاعی معادل ۲۹۹۷متر از سطح دریا دارد و میزبان کانسار عدسی شکل باباعلی است(براتی ورسا، ۱۳۸۴)، این کانسار متشکل از دو عدسی شمالی و جنوبی (اندیس ۲) است . عدسی شمالی در حال حاضر به طریقه روباز استخراج می‌شود و عدسی جنوبی تاکنون استخراج نشده است. این دو در ۳۰۰ متری هم

واقع‌شده‌اند و اندیس۲ دارای عرض جغرافیایی $34^0\ 55\ /\ 00"$ شمالی و طول جغرافیایی $48^0\ 0\ 13\ /\ 00"$ شرقی می‌باشد.بطورکلی در این منطقه سه واحد سنگ شناسی شناسایی شده است که شامل واحد رسوبی- آ تشفشانی آلموقلاق در زیر، مجموعه چنارشیخ در بخش میانی و اسلیتهای همدان در بخش بالایی می باشد (شکل ۱). قدیمی ترین سنگهای منطقه نهشته های آلموقلاق است که در بخش های مرکزی رخنمون دارند. سن آنها پرموتریاس است (Eshraghi, 2002) و واحدهای جوانتر حلقه وار در اطراف آن قرار گرفته اند. مجموعه چنارشیخ دارای بیش‌ترین ضخامت و تنوع سنگ‌شناسی می‌باشدکه سن آنها تریاس نسبت داده شده است(Eshraghi, 2002). اسلیتهای همدان به عنوان جوانترین سنگهای منطقه با سن ژوراسیک (Stocklin,1977))بصورت تدریجی روی مجموعه چنارشیخ قرار می‌گیرد. این منطقه تحت تأثیر فرایندهای تکتونیکی متعدد قرارگرفته و تکوین زمین ساختی این منطقه ارتباط تنگاتنگی با تکوین پهنه سنندج – سیرجان دارد. ایزدی کیان(۱۳۸۳) و ایزدی کیان(۱۳۸۸)، براساس مطالعات ریز ساختاری بر روی سنگ‌های منطقه چهار فاز دگرشکلی شکل‌پذیر(Ductile) ویک فاز دگرشکلی شکنا(Brittle) تشخیص داده است. دگرشکلی مرحله چهارم در منطقه به صورت حوادث شکنا اعم از تشکیل گسل‌ها و درزه های کششی نمایان است و گسل‌ها مهمترین آن هستند. به طور کلی گسل‌های منطقه راستای اصلی شمال شرقی- جنوب غربی دارند. واز نظر سازوکار نرمال و رو راندگی میباشند.



شکل۱: نقشه زمین‌شناسی – ساختاری منطقه آلموقلاق (اقتباس از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ تویسرکان، اشراقی ۱۳۸۰ با تغییرات).

روش مطالعه

مطالعات ساختاری انجام شده در محدوده اندیس ۲ باباعلی نشان دهنده تاثیر فازهای متعدد و شدید دگرشکلی در منطقه است. این پدیده‌ها که برخی در نمونه دستی و برخی در مقیاس میکروسکوپی خود را نشان می‌دهند، در بخش‌های گوناگون منطقه قابل مشاهده‌اند. توالیهای سنگی رخنمون یافته در منطقه تحت تاثیر این فازها نظم و ترتیب اولیه خود را از دست داده و واحدهای سنگی با ساختارها و فابریکهای متفاوت را بوجود آورده اند. نوع وشدت دگرشکلی

ایجاد شده یکسان نبوده و انواع دگرشکلیهای شکل پذیر تا شکنا به همراه واحدهای کمتر دگرشکل شده تا واحدهای به شدت دگرشکل شده در منطقه قابل مشاهده است. مهمترین دگرشکلی که در این منطقه گسترش دارد تحت تاثیر پهنه برشی شکل پذیر حاصل شده است، آثار دگرشکلی منطقه شامل موارد زیر است.

میلونیتی شدن

طبق تعریف میلونیت عبارت است سنگ حاوی برگواره و غالباً خط واره که در یک محیط شکل‌پذیر قوی به وجودمی‌آید(Worku, 1996) . میلونیتهای منطقه در یک محیط شکل‌پذیر و برشی تغییر شکل خمیری پیداکرده‌اند و کانی‌های آن‌ها به ویژه کوارتز تبدیل به ماتریکس دانه ریز یا ساب گرین شده‌اند. ساختارهای ثبت‌شده در سنگ‌های منطقه نشان می‌دهد که نیروهای متعدد برشی، فشارشی وکششی در مراحل و زمانهای مختلف ودر شرایط شکل‌پذیر و شکنا بر روی سنگ‌های منطقه اثر داشته است. در شرایط شکل‌پذیر انواع چین‌ها مخصوصا انواع S شکل و برگوارگی(شکل ۲الف) ودر شرایط شکنا درزه وگسله ها تشکیل‌شده است.

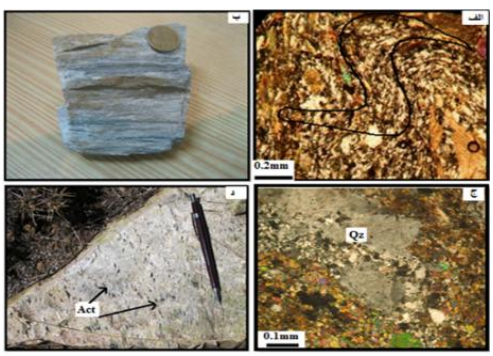
شدت دگرشکلی شکل‌پذیر در این منطقه به حدی است که کانی‌های تیره وروشن از همدیگر جداشده و حالت نواری در سنگ ایجادشده است (شکل ۲ب). در فرا دیواره اندیس ۲ باباعلی سنگ‌هابه شدت میلونیتی شده‌اند که در نمونه دستی و مقاطع میکروسکوپی هم به وضوح مشاهده می‌گردد.

تبلور مجدد دینامیکی

هنگامی که سنگ‌ها تحت تنش شدید قرار می‌گیرند، بسیاری از کانی‌های آن‌ها از جمله کوارتز به کانی‌های ریزتری تبدیل می‌شوند و در اصطلاح تبلور مجدد می‌یابند(ایزدی کیان، ۱۳۸۳). علت ریز شدن کانی‌ها تجمع واتنش در سطوح خاصی از شبکه بلوری است که سبب تشکیل دیواره‌های جدیدی در درون بلور شده و دانه‌های جدیدی شکل می‌گیرند(شکل ۲ج). توسعه ریزدانه‌ها، مشخصه واحدهای اولترامیلونیتی است.

جهت یافتگی ترجیحی

در اثر تنش وارده به سنگ کانی‌های ورقه ای مثل میکاها و یا کانی‌های منشوری مثل آمفیبولها در جهت عمود بر بیش‌ترین تنش رشد می‌کنند(شکل ۲د).



شکل ۲: ساختارها و دگرشکلی در منطقه الف) تصویر میکروسکوپی(مقطع نازک) برگوارگی میلونیتی ایجادشده به وسیله دگرشکلی شکل پذیر(XPL) ب) تصویر ماکروسکوپی ازجدا شدن کانی‌های تیره و روشن و ایجاد حالت نواری در اثر دگرشکلی شکل‌پذیر ج) تصویرمیکروسکوپی(مقطع نازک) تبلور مجدد دینامیکی در کوارتز(XPL) د) تصویر ماکروسکوپی از جهت یافتگی ترجیحی در بلورهای اکتینولیت(کوارتز=Qz، اکتینولیت= Act) Whitney and Evans,2010) .

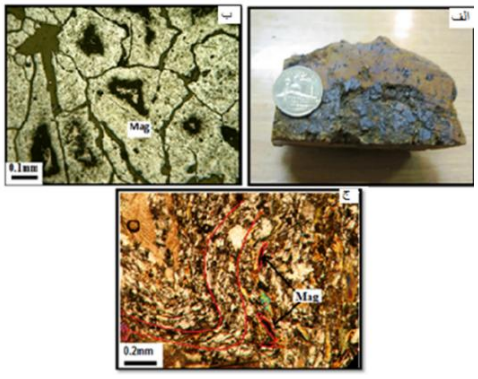
همانطور که گفته شد پهنه برشی به دو صورت شکل پذیر و شکنا در منطقه عمل کرده است. حوادث شکنا با تشکیل گسل‌ها(شکل ۳) و درزه های کششی در منطقه نمایان است.



شکل۳:صفحه گسلی در منطقه(سوی دید، NW).

آثار دگرشکلی در کانسنگ

وجود ساخت های برشی در ماده معدنی(شکل ۴الف)، و مشاهده آثار برش در کانه های آهن در زیر میکروسکوپ(شکل ۴ب) و همچنین شواهد مربوط به پهنه‌های برشی نشان دهنده تمرکز ماده معدنی در پهنه های برشی است. همانطور که در شکل ۴ج مشاهده می شود، مگنتیت قبل از میلونیتی شدن تشکیل شده و همراه با برگوارگی در سنگ میزبان چین خورده است.

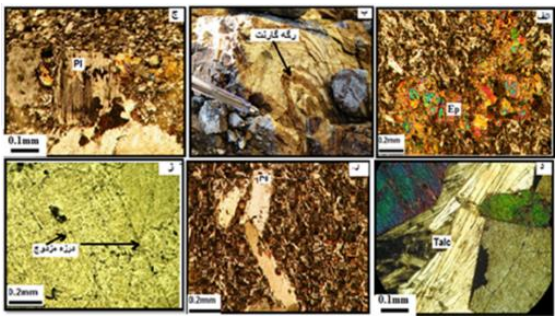


شکل ۴: الف) برشی شدن کانسنگ مگنتیت ب) تصویر میکروسکوپی(مقطع صیقلی) از بافت برشی در مگنتیت(ppl) ج) تصویر میکروسکوپی(مقطع نازک) چین خوردگی مگنتیت همراه با برگوارگی سنگ میزبان(XPL)(مگنتیت=mag) (Whitney and Evans,2010) .

سایر دگر ریختی ها

از سایردگرریختی ها در منطقه می‌توان به پدیده‌های زیر اشاره کرد:

چین‌خوردگی میلونیتی در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی (شکل ۵الف وب)، ماکل دگرشکلی در پلاژیوکلازها(شکل۵ج)،خم شدگی کانی‌های فیلوسیلیکاته (شکل۵د)، خم شدگی بلورهای پلاژیوکلاز که در اثر دگرریختی شکل‌پذیر شدید پلاژیوکلاز خمیدگی پیداکرده و گاهی این خمیدگی تا ۹۰ درجه پیش می رود (شکل۵ر)، درزه های مزدوج در کانسنگ که در اثر دگرشکلی شکنا به وجودآمده است (شکل۵ز).



شکل ۵: سایر دگرریختگی های منطقه الف) تصویر میکروسکوپی چین‌خوردگی در رگه اپیدوت(XPL) ب) تصویر ماکروسکوپی چین‌خوردگی در رگه گارنت ج) ماکل دگرشکلی در پلاژیوکلاز (XPL) د) خم شدگی کانی‌های فیلوسیلیکاته (تالک)(XPL) ر) در اثر تکتونیک دگرریختی شکل‌پذیر شدید، که پلاژیوکلاز به صورت زانویی خم شده است(XPL) ز) درزه های مزدوج در مگنتیت(XPL)،(اپیدوت=Ep،پلاژیوکلاز=Pl،تالک=Talc) Whitney and Evans,2010) .

بحث و نتیجه‌گیری

براساس مشاهدات صحرایی و مطالعه مقاطع میکروسکوپی، عملکرد تکتونیک در این منطقه به صورت یک پهنه برشی شکل‌پذیر و شکنا است. دگرشکلی شکل‌پذیربه صورت میلونیتی شدن و چین‌خوردگی، دگرشکلی شکنا به صورت گسل‌هایی در امتداد شرقی –غربی در منطقه مشاهده می‌شود. زون برشی در این منطقه به عنوان عامل تکتونیکی نقش بسزایی در تمرکز ماده معدنی داشته است، بطوریکه به عنوان کانالی جهت تمرکز ماده معدنی عمل کرده است. بعد از تشکیل ماده معدنی، زون گسله همچنان به حرکت خود ادامه داده و باعث خرد شدن کانسنگ آهن(برشی شدن کانسنگ در مقاطع میکروسکوپی و نمونه دستی) شده است.

منابع فارسی

- براتی، م.، رسا، ا.، ۱۳۸۴، تحلیل داده های زمین شناسی و زمین شیمیایی رخنمون باباعلی، نشریه ی علوم زمین، شماره ی ۵۷.

-ایزدی کیان، ل.، ۱۳۸۳، تحلیل ساختاری و پتروفابریک منطقه آلموقلاق (شمال باختر همدان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد (تکتونیک)، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۳۳ص.

-اشراقی، ص.، ۱۳۸۰، نقشه زمین‌شناسی تویسرکان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.

References

- Eshraghi, S. (2002) Geological map of Tuyserkan, Scale 1:100000.Geological Survey of Iran.

- Stockline,J., (1977) Stratigraphic lexicon of Iran. Geological survey of Iran, report 18.

- Whitney, D.L., and Evans,B.W.2010. Abbreviations for nams of roc–forming minerals. American Mineralogist., Vol. 95: 185 – 187

- Worku, H., 1996, Structural control and metamorphic setting of the shear zone- related Au vein mineralization of the Adola Belt (Southern Ethiopia) and its tectono-genetic development. J. African Earth Sci 23: 383-409

محاسبه واتنش برشی در چین مرتبط با پهنه برشی بوشاد

محمد امیر علیمی، استادیار گروه معدن دانشگاه صنعتی بیرجند، malimi@birjandut.ac.ir

چکیده

گستره مورد مطالعه در شمال رشته کوه باقران در خاور ایران واقع است. واتنش در این منطقه در راستای پهنه برشی بوشاد متمرکز شده است. با تحلیل ساختارهای کوچک مقیاس در این پهنه اطلاعات با ارزشی از ساز و کار دگریختی به دست می‌آید. در این تحقیق از چین‌خوردگی مرتبط با پهنه برشی بوشاد برای اندازه‌گیری مقادیر واتنش بهره برده‌ایم. حرکت چپگرد گسل‌های دیواره‌ای پهنه برشی بوشاد باعث تمایل چین‌خوردگی به سوی باختر و عدم تقارن آن شده است. این موضوع با شکل‌گیری نوارهای برشی و ایجاد رگه‌های کششی در پهلوهای چین همراه است. تغییرات انحنای رگه‌های کششی در طی دگریختی نسبت به زمان تشکیل، مبنای اندازه‌گیری می‌باشد که با استفاده از روش ترسیمی لیزل (۲۰۱۳) مقادیر واتنش در چین بوشاد بدست آمد. واتنش برشی اعداد بین ۰/۵۷-۰/۲۲ را نشان می‌دهند که میانگین آن ۰/۳ است. جهت محور بزرگ بیضی واتنش اصلی با دیواره برشی بعد از تغییر شکل کمتر از ۴۵ درجه بدست آمده است که نشان می‌دهد علاوه بر برش، مولفه فشارش نیز بر منطقه حاکم است و دگریختی از نوع ترافشارشی می‌باشد.

کلیدواژه: واتنش برشی، رگه کششی، پهنه برشی بوشاد، خاور ایران.

Calculation of shear strain in the Bushad Shear zone-related fold

Mohammad Amir Alimi, Assistant Professor, Department of Mining, Birjand University of Technology, malimi@birjandut.ac.ir

Abstract

The study area is located to the north of the Bagheran Range in eastern Iran. Strain is concentrated in this area along the Bushad shear zone. By analysis of small-scale structures in this area, valuable information is obtained from the deformation mechanism. In this study, we used the Bushad Shear zone-related fold to measure the values of strain. The leftlateral movement of the Bushad shear zone has resulted in a tendency for folding to the west and its asymmetry. This is associated with the formation of shear bands and the formation of tension gashes in the flanks of the folds. Changes in the curvature of the tension gashes during deformation relative to the time of formation are the basis of measurement used to the graphical method of Lisle (2013), the values of strain in Bushad folds were obtained. The shear strain shows numbers ranging from 0.22 to 0.57 with a mean of 0.3. The major axis of the elliptical main oriented to the walls of the zone shear is obtained after deformation less than 45 degrees. This shows that in addition to shear, the compressive component dominates the region and is a transpressional deformation.

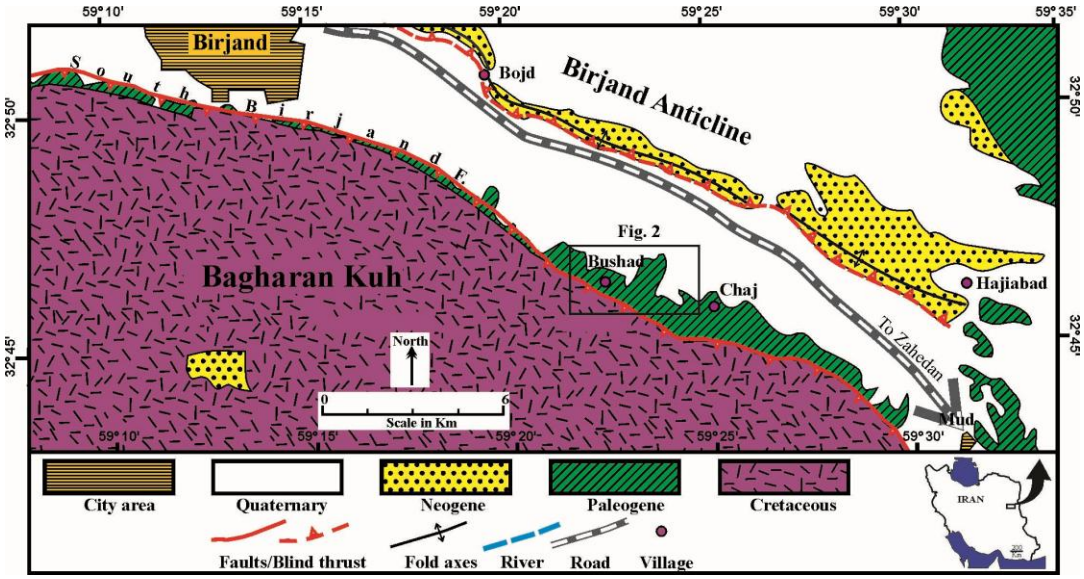
Key Words: Shear strain, Tension gash, Bushad Shear zone, East of Iran.

مقدمه

از جمله ساختارهای معمول در پهنه‌های برشی شکل‌پذیر چین‌ها هستند که اغلب به صورت نامتقارن تکامل می‌یابند. هندسه، تقارن و جهت تمایل چین متأثر از جهت برش دیواره‌های پهنه برشی است. منشاء چین‌ها در پهنه‌های برشی متفاوت است به طوریکه ممکن است چین وجود داشته باشد و در طی رخداد برشی توسعه یابد و تغییر کند و یا چین همزمان با برش ایجاد شود. در هر صورت برقراری ارتباط بین چین‌ها با جنبش‌های منطقه اغلب پیچیدگی‌هایی دارد چراکه هندسه چین به رئولوژی و جهت اولیه سطوح چین خورده نسبت به دیواره‌های برش نیز وابسته است. تعیین دگریختی پهنه‌های برشی با استفاده از ساختارها همواره مورد توجه محققین بوده است. از جمله استفاده از رگه‌های کششی به عنوان شاخص واتنش برای ارزیابی واتنش محلی در پهنه‌های برشی مفید است. هدف از این تحقیق تعیین واتنش برشی در چین برشی بوشاد با استفاده از باندهای برشی شکل گرفته در یال چین است که با شکافهای کششی همراه شده است.

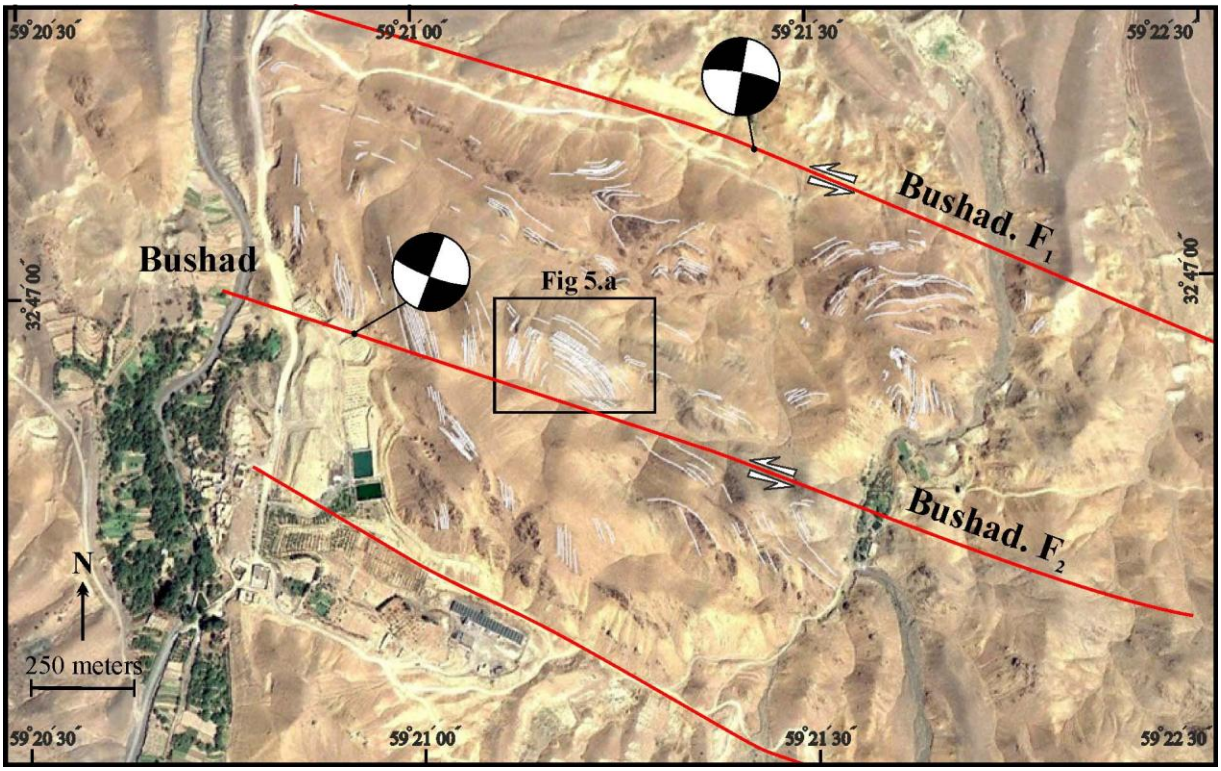
زمین‌شناسی و زمین‌ساخت منطقه

گستره مورد مطالعه در خاور ایران، در بخش شمالی رشته کوه باقران و در جنوب خاوری شهر بیرجند واقع است. رشته کوه باقران دارای روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری می‌باشد. ارتفاع بلندترین قله این رشته کوه حدود ۲۷۵۰ متر از سطح دریا است. گسترش عرضی رشته کوه باقران حدود۱۶ کیلومتر و گسترش طولی آن به حدود ۴۶ کیلومتر می‌رسد. مرز بین کوه و دشت در حاشیه شمالی و جنوبی این رشته کوه گسلی است. واحدهای سنگی منطقه مورد مطالعه شامل آمیزه افیولیتی، فلیش‌های کرتاسه بالایی و فلیش‌های پالئوسن است (شکل۱).



شکل۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در کوهستان باقران.

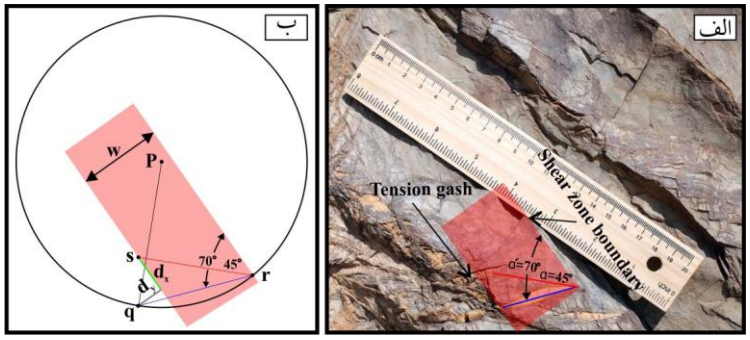
منطقه از نظر ساختاری شامل یک پهنه برشی است که در خاور روستای بوشاد با روند کلی شمال‌باختری-جنوب‌خاوری واقع است و فلیش‌های پالئوسن (ماسه‌سنگ و شیل) را متأثر کرده است. گسل‌های دیواره‌ای این پهنه برشیN280,80NE و N110,80SW با ساز و کار امتدادلغز چپگرد می‌باشد (شکل۲).



شکل۲- پهنه برشی بوشاد و ساز و کار گسل‌های دیواره‌ای آن.

روش مطالعه

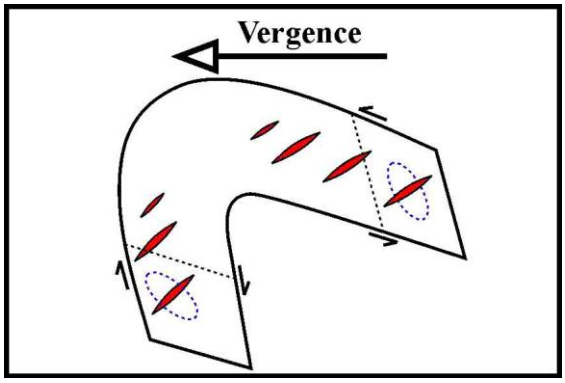
لیزل (۲۰۱۳)، برای تحلیل دگریختی در پهنه‌های برشی با استفاده از انحنای رگه‌های کششی روشی گرافیکی ارائه داده است. شکاف‌های کششی در خلال جابه جاشدگی برشی اولیه تشکیل می‌گردند که با دیواره منطقه برشی زاویه ۴۵ (α) می‌سازند. در توسعه پیشرونده، شکاف‌ها افزایش طول داده و زاویه تشکیل دهنده اولیه ۴۵ درجه با یک مقدار متکی بر مقدار واتنش برشی بعدی افزایش می‌یابد (α'). در این روش به صورت گرافیکی با بدست آمدن عرض پهنه برشی اولیه (w) و مولفه‌های جاجایی d_x (موازی پهنه برشی) و d_y (عمود بر پهنه برشی)، مقدار تنش برشی و تغییر حجم بدست می‌آید (شکل۳).



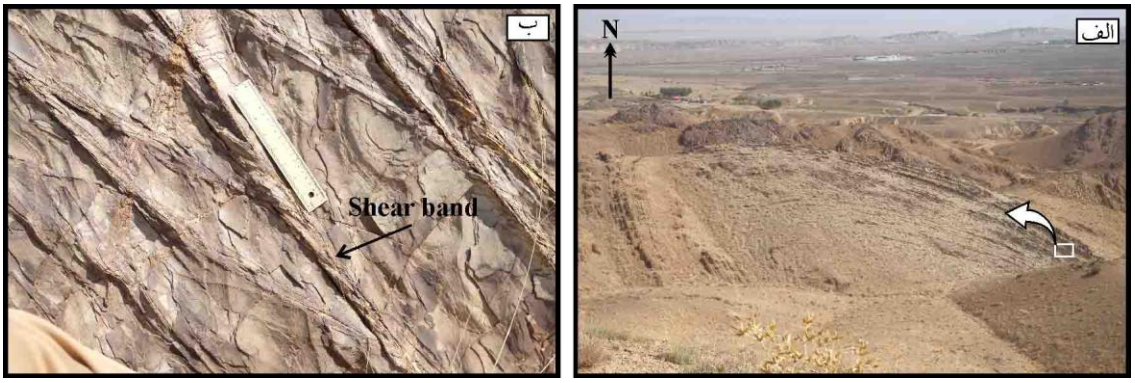
شکل۳- الف- شکاف‌های برشی در واحد ماسه‌سنگی در چین بوشاد؛ ب- روش گرافیکی لیزل (۲۰۱۳) در تعیین مقدار واتنش برشی.

بحث و نتیجه‌گیری

چین‌خوردگی در منطقه بوشاد باعث کج شدن واحدهای ماسه‌سنگی و شیلی پالئوسن شده است. چین بوشاد در اثر عملکرد چپگرد گسل‌های با روند شمال‌باختر-جنوب‌خاور به سوی باختر تمایل یافته است. وجود واحدهای ماسه‌سنگ و شیل با لایه‌بندی خوب در مجاورت منطقه برشی بوشاد و در نتیجه عملکرد زوج برشی منطقه، چین ظاهری نامتقارن دارد که با استفاده ازآن سوی برش در پهنه برشی به سمت باختر آشکار می‌شود. برش باعث تغییر شکل در پهلوهای چین و ایجاد شکاف‌هایی عمود بر بیضی واتنش شده است (شکل۴). این بازشدگی‌ها به صورت رگه‌های کششی در نوارهای برشی که نسبت به لایه‌بندی چین به صورت مایل هستند دیده می‌شوند (شکل۵). رگه‌های کششی اولیه با زاویه ۴۵ درجه نسبت به پهنه برشی و عمود بر جهت تنش σ_3 شکل می‌گیرند.



شکل۴- شکل‌گیری پهنه‌های برشی در پهلوهای چین و ایجاد شکاف‌های کششی در اثر برش منطقه.



شکل۵- الف- چین بوشاد که در اثر برش به سوی باختر تمایل یافته است؛ ب- نوارهای برشی در واحد ماسه‌سنگی که در یال چین شکل گرفته است.

واتنش برشی در چین‌خوردگی بوشاد با استفاده از رگه‌های کششی که در نوارهای برشی واقع در پهلوهای چین شکل گرفته‌اند بدست آمد. در ۱۵ ایستگاه رگه‌های کششی مقادیر واتنش برشی بین ۰/۵۷-۰/۲۲ را نشان می‌دهند. میانگین واتنش برشی ۰/۳ است.

جدول۱-مقادیر واتنش برشی بدست آمده از رگه‌های کششی.

شماره	α	α'	واتنش برشی (γ)	تغییر حجم (Δ)	θ'
۱	۴۵	۶۲	۰/۳۴	۲۴/۱	۳۱
۲	۴۵	۲۴	۰/۲۶	۲۹/۷۴	۲۴
۳	۴۵	۳۱	۰/۲۳	۲۵/۶۸	۲۴
۴	۴۵	۵۸	۰/۲۳	۲۰/۷۴	۲۷
۵	۴۵	۵۹	۰/۲۲	۱۸/۷۱	۲۸
۶	۴۵	۶۰	۰/۲۹	۲۳/۲۸	۲۰
۷	۴۵	۵۷	۰/۲۵	۱۹/۲۳	۲۹
۸	۴۵	۷۰	۰/۴۷	۳۳/۵۷	۳۳
۹	۴۵	۵۶	۰/۲۲	۱۷/۳۵	۲۹
۱۰	۴۵	۵۷	۰/۲۲	۱۷/۳۵	۲۹
۱۱	۴۵	۵۸	۰/۲۵	۲۰/۲۶	۲۹
۱۲	۴۵	۶۶	۰/۴۰	۳۳/۲۸	۳۰
۱۳	۴۵	۵۹	۰/۲۸	۲۱/۴۷	۳۰
۱۴	۴۵	۷۳	۰/۵۷	۴۰/۲۹	۳۴
۱۵	۴۵	۵۴	۰/۲۴	۱۸/۱۴	۳۰
میانگین			۰/۳۰	۲۵/۳۳	

تغییرات حجم، مولفه پهن شدگی یا ضخیم شدگی را به برش ساده اضافه می‌کند که بر روی بزرگی و جهت محورهای واتنش اصلی اثر می‌گذارد. با استفاده از رابطه:

$$tan2\theta' = \frac{2\gamma(1+\Delta)}{1+\gamma^2-(1+\Delta)^2}$$

θ': جهت محور بزرگ بیضی واتنش اصلی با دیواره برشی بعد از تغییر شکل.

بر اساس معادله فوق مقادیر θ' کمتر از ۴۵ درجه است که نشان می‌دهد علاوه بر برش مولفه فشارش نیز بر منطقه حاکم است. دگریختی در منطقه بوشاد در راستای گسل‌های شمال‌باختر-جنوب‌خاور تحت ساز و کار ترافشارش قرار دارد.

References

Lisle, R., 2013. " Shear zone deformation determined from sigmoidal tension gashes", Journal of Structural Geology, 50, p.35-43.

بررسی ساختاری واحدهای رسوبی نئوژن در بخش خاوری حوضه طارم

کسری داغینه *، دانشجوی کارشناسی ارشد تکتونیک، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)، kasra.daghineh07@gmail.com

زینب داودی، استادیارگروه زمین‌شناسی، دانشگاهبین‌المللی امام خمینی (ره)، قزوین

شهریار صادقی، استادیارگروه زمین‌شناسی، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره) ،قزوین،

مهتاب افلاکی، استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی زنجان،

چکیده

حوضه طارم در پهنه ساختاری البرز باختری با روند کلی شمال‌باختر- جنوب‌خاور واقع است. این حوضه در اثر فاز کششی بعد از برخورد ایران مرکزی با بلوک اوراسیا و تشکیل رشته کوه البرز شکل گرفته است. محققان سه علت برای کشش این منطقه و تشکیل حوضه طارم در دوران ترشیری مطرح کرده‌اند: ۱- فعالیت ماگمایی ناشی از یک رژیم زمین‌ساختی پشت‌کمانی ۲- وجود گنبدهای حرارتی در منطقه ۳- وجود کافت در زمان ترشیری. آنچه مسلم است وجود کشش درمنطقه در جهت شمال‌خاور- جنوب‌باختر بوده است. در این پژوهش با انجام بازدیدهای صحرایی و برداشت ساختاری در منطقه و تحلیل آنها مشخص شد که در بخش خاوری حوضه طارم، دره طارم و رسوبات قرمز رنگ نئوژن همزمان با کشش و ایجاد گسلش‌های نرمال با راستای شمال‌باختر- جنوب‌خاور شکل گرفته و پس از آن رژیم ترافشارشی در منطقه سبب ایجاد گسلش‌های نرمال با راستای خاوری- باختری در منطقه شده است. روند محوری چین‌خوردگی‌های منطقه در دو روند متفاوت نیز این دو رژیم کششی و ترافشارشی در منطقه را تایید می‌کند. وجود گسل سپیدرود با روند شمال‌خاوری (روندی متفاوت از روند عمومی ساختاری البرز) را می‌توان از علل رژیم زمین‌ساختی ترافشارشی در منطقه دانست.

کلیدواژه: البرز باختری، حوضه طارم، واحدهای نئوژن، بررسی ساختاری.

Structural study of Neogene sedimentary units in the eastern region of Tarom Basin

Kasra Dahineh*, Ms Student of tectonic, Imam Khomeini International University, kasra.daghineh07@gmail.com

Zeinab Davoodi, Assistant prof., Imam Khomeini International University

Shahryar Sadeghi, Assistant prof., Imam Khomeini International University

Mahtab Aflaki, Assistant prof., Institute for Advanced Studies in Basic Sciences

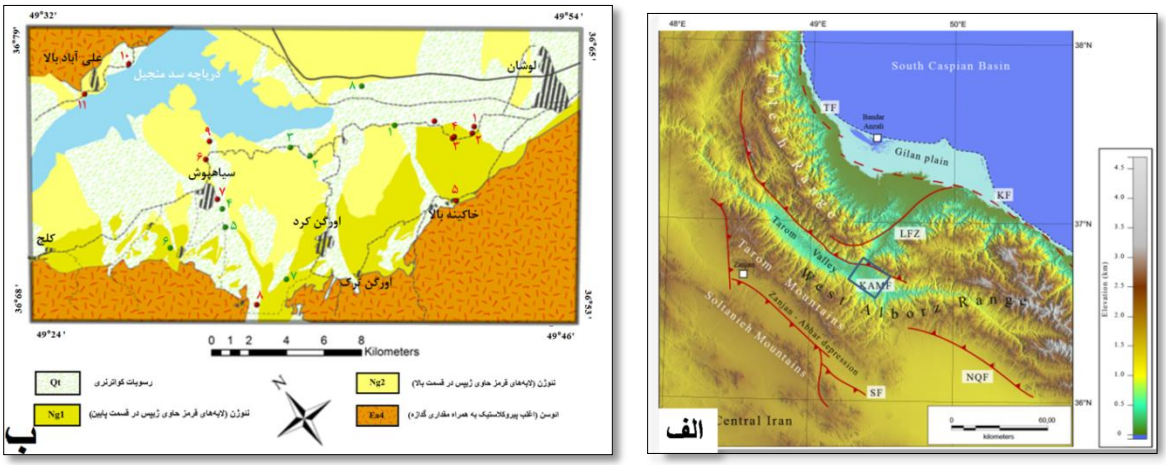
Abstract

The Tarom Basin is located in the western Alborz NW-SE trending structural zone. The basin is the result of extensional phase after the collision between Central Iran and Eurasia and formation of the Alborz Mountain.Researchers have proposed three causes forthis extension and formation of the Tarom Basin during the Tertiary:Magmatic activity affected by a back-arc tectonic regime, thermal domes and Existence of rift in Tertiary. What is certain is the NE-SWtrending extension in the region. Structural analysis in this area revealed that the Tarom valley and Neogene red sediments are formed due to extension because of NW-SE trending normal faults. In the following, the E-W trending normal faults are formed in the transpressional tectonic regime. The two different of the fold axis trends also confirm these two extensional and transpressional regimes in the region. The Sepidrud fault with NE trend can be considered as the cause of the transpressional tectonic regime in this region.

Keywords: western Alborz, Tarom basin, Neogene units, Structural study

مقدمه

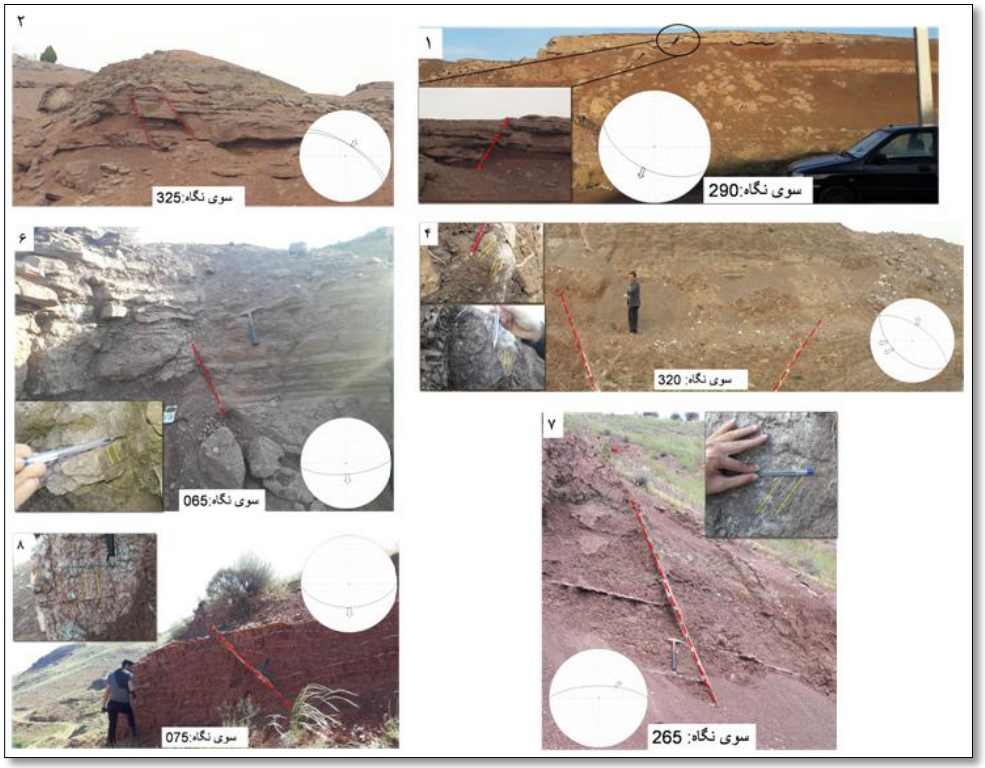
کمربند کوهزایی البرز یک کوهزایی فعال در قسمت شمالی کمربند آلپ- هیمالیا در آسیای غربی است (Stocklin, 1974). این رشته کوه در نتیجه برخورد خردقاره ایران مرکزی از جنوب و اوراسیا (صفحه توران) از شمال از پایان کرتاسه تا میوسن شکل گرفته است و مرز فلات ایران و حوضه جنوبی کاسپین را تشکیل می‌دهد (Zanchi et al., 2006; Guest et al., 2007). در قسمت باختری البرز روند ساختارها شمال‌باختر- جنوب‌خاور و در قسمت خاوری، روند شمال خاور- جنوب‌باختر دارند که این دو روند در البرز مرکزی به هم می‌رسند (آقانباتی ۱۳۸۳). رشته کوه البرز عمدتاً از سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی اواخر پرکامبرین تا ائوسن تشکیل شده است (Stocklin, 1974). منطقه مورد مطالعه در پهنه ساختاری البرز باختری در بخش خاوری حوضه طارم (اطراف دریاچه سد منجیل) قرار دارد (شکل۱- الف). حوضه طارم به طول ۸۰ کیلومتر وعرض ۳۰ کیلومتر میزبان رسوبات نئوژن به ضخامت ۲ کیلومتر است (Stocklin & Eftekhar-Nezhad 1969).



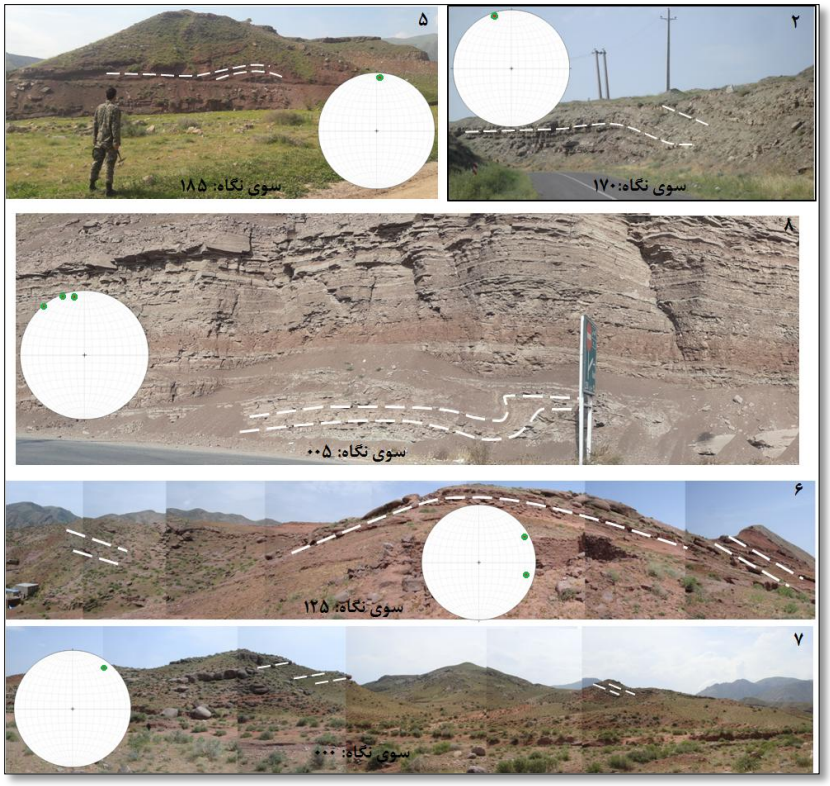
شکل ۱- الف- نقشه توپوگرافی البرز باختری، محل مورد مطالعه با کادر مشکی مشخص شده است. گسل‌های اصلی و مهم منطقه با خطوط قرمز قابل مشاهده هستند: SF:گسل سلطانیه NQF: گسل شمال قزوین LFZ:زون گسلی لاهیجان KF: گسل خزر TF: گسل تالش. ب- نقشه زمین‌شناسی منطقه و محل برداشت ساختارها، علائم قرمز محل برداشت گسلش‌ها و علائم سبز محل برداشت چین‌خوردگی‌ها را نشان می‌دهد.

روش مطالعه

بعد از بررسی و مطالعه تصاویر ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه، طی چندین بازدید صحرایی از منطقه مورد مطالعه، ساختارهای منطقه که شامل گسلش و چین‌خورگی‌است، اندازه‌گیری شد. محل برداشت ساختارها بر روی تصویر ماهواره‌ای مشخص شده است (شکل۱- ب). پس از برداشت دادها و بررسی آنها با استفاده از نرم‌افزار استریونت، ساختارها دسته بندی شده و مورد تحلیل قرار گرفت. ساختارهای برداشت شده بر روی واحدهای نئوژن در منطقه مورد مطالعه را می‌توان به دو بخش گسل‌ها و چین‌خوردگی‌ها تقسیم نمود. گسل‌ها در ۱۰ محل از منطقه برداشت در مجموع ۱۵ گسل اندازه‌گیری شده است که تمامی آنها سازوکار گسلش نرمال را نشان می‌دهند، از این مجموعه تعداد ۸ گسل دارای روند شمال‌باختر- جنوب‌خاور و ۷ گسل، دارای روند خاوری- باختری هستند. خش‌لغزهای موجود بر روی سطح گسل، جابه‌جایی لایه‌ها رشد بلورها در جهت حرکت بلوک‌های گسله از جمله شواهد جنبشی گسل‌های برداشت شده در منطقه است. نمونه‌ای از هردو دسته گسلش در شکل ۲ آمده است. چین‌خوردگی در منطقه مورد مطالعه در ۸ محل برداشت شده. چین‌خوردگی‌ها در مقیاس‌های کوچک و متوسط در واحدهای رسوبات نئوژن قابل برداشت است. اندازه‌گیری‌های انجام شده از چین‌ها نشان داد که در منطقه مورد مطالعه دو دسته چین‌خوردگی با روند محوری متفاوت نسبت به هم وجود دارد. دسته اول دارای روند محوری خاور شمال‌خاور (چین‌های برداشت شده ۶، ۷ در شکل ۳) و دسته دوم (چین‌های برداشت شده ۲، ۵، و ۸ در شکل ۳) دارای روند محوری شمال شمال‌باختر می‌باشند.



شکل۲- نمونه ای از گسل‌های برداشت شده منطقه مورد مطالعه همراه با استریونت سطح گسل و نوع گسل. گسل‌های محل برداشت شماره‌های ۱، ۲ و ۴ نمونه‌ای از گسل‌های نرمال با روند شمال‌باختری- جنوب‌خاوری و گسل‌های شماره ۵، ۷ و ۸ نمونه‌ای از گسل‌های نرمال با روند خاوری- باختری را نشان می‌دهند. محل برداشت این گسل‌ها بر روی (شکل ۱- ب) نشان داده شده است

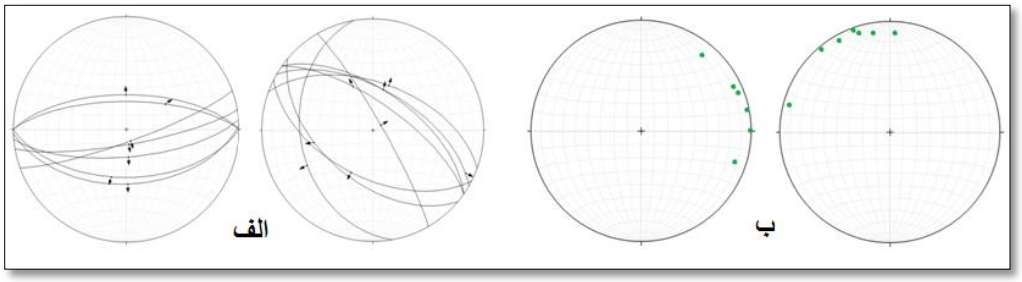


شکل۳ – نمونه‌ای از چین‌خوردگی‌های برداشت شده در منطقه مورد مطالعه همراه با استریونت محور چین‌خوردگی. چین‌های شماره ۲، ۵، و ۸ نمونه‌ای از چین‌ها با روند محوری شمال‌شمال‌باختر و چین‌های شماره ۶ و ۷ نمونه‌ای از چین‌ها با روند محوری خاور شمال‌خاور است. محل برداشت این چین‌خوردگی‌ها در (شکل ۱- ب) آمده است.

بحث و نتیجه‌گیری

البرز یک کمربند چین خورده رانده فعال است که از لحاظ ساختاری با ایران مرکزی مرتبط است(Allen et al., 2003; Jackson et al., 2002). این کمربند چین‌خورده از زمان تریاس‌پسین رخدادهای زمین‌ساختی متعددی را پشت سر گذاشته است که شامل رخدادهای سیمیرین (Zanchi et al., 2009; Gaetani et al., 2009)، لارامید (شهیدی و همکاران، ۱۳۹۰)، پیرنین و پاسادینین (Guest et al., 2007) می‌باشد. به علت همزمانی پدیده‌های دگرشکلی فشارشی و راستالغز، رشته کوه البرز را یک پهنه ترافشارشی در نظر می‌گیرند (Allen et al.,2003). بررسی برداری لغزش زمین‌لرزه‌ها در البرز نشان‌دهنده گسترش و توزیع لغزش مورب به صورت مولفه‌های معکوس و امتدادلغز بر روی گسل‌های تقریباً موازی با روند رشته کوه است به طوری که در بعضی از گسل‌ها حرکت عمود بر امتداد (معکوس) و در برخی به موازات امتداد (امتدادلغز) روی داده است (Jackson et al. 2002,). در بخش باختری البرز زمین لرزه‌ها و گسل‌های اصلی موجود با رژیم تنش فشارشی و راستالغز را می‌توان دید (Tatar and Hatzfeld, 2008). به رغم سازوکارچیره فشارشی در البرز باختری، به علت مشاهده گسل‌های نرمال در جهت مختلف شواهدی از فاز کششی در حوضه طارم وجود دارد. بر اساس مطالعات جدید ساختاری شکل‌گیری دره (حوضه) طارم نیز ناشی از یک محیط کششی پس از تصادف در البرز غربی است (اردکان و همکاران ۱۳۹۵). تاکنون ۳ مدل برای معرفی تحولات زمین‌ساختی و ماگمایی ترشیری در البرز باختری ارائه شده است. بر پایه مدل اول رژیم زمین‌ساختی در سوی شمال خاور- جنوب باختر، ناشی از برخورد ۲ بلوک ایران و عربی و آغاز آن در تریاس میانی- پسین است و کوهزایی ائوسیمرین را به وجود آورده است.

در این مدل فعالیت ماگمایی ترشیری البرز باختری ناشی از یک رژیم زمین‌ساختی کششی پشت کمانی بوده است (Berberian, 1981; Allen et al., 2003). مدل دوم اشاره به وجود گنبدهای حرراتی در زیر بلوک ایران در زمان ترشیری در البرز باختری دارد (Lescuyer & Riou, 1976) مدل سوم بر خلاف مدل اول که فعالیت ماگمایی و زمین‌ساخت را ناشی از برخورد می‌دانند، بیانگر وجود کافت در البرز باختری در زمان ترشیری است (Amidi, 1975) ولی پیروان این مدل تا کنون شواهد چندان محکمی برای آن ارائه نکرده‌اند. (اردکان و همکاران ۱۳۹۵) معتقدند از زمان ائوسن تا پیش از نهشته شدن رسوبات قرمز رنگ نئوژن منطقه تحت تنش فشارشی بوده و طبق شواهد ساختارهای واحدهای ائوسن و الیگوسن راستای فشارش شمال‌خاور- جنوب‌باختر بوده است. سپس پس از الیگوسن تا پیش از نئوژن یک فاز کششی درمنطقه حاکم و موجب باز شدن حوضه نئوژن(حوضه طارم) و نهشته شدن واحدهای قرمز رنگ نئوژن در منطقه شده است. فاز پایانی تنش در منطقه یک فاز ترافشارشی با راستای شمال‌خاور است که سبب گسلش و چین خوردگی در واحد های نئوژن شده است (اردکان و همکاران ۱۳۹۵). بررسی‌های انجام شده در این پژوهش نیز وجود فاز کششی که موجب باز شدن حوضه طارم شده است را تایید می‌کند که در زمان نهشته شدن واحدهای نئوژن نیز ادامه داشته و واحدها را تحت تاثیر قرار داده است. بر خلاف پژوهش (اردکان و همکاران ۱۳۹۵) که هیچ آثار کششی در واحدهای نئوژن حوضه طارم بدست نیاوردند. وجود گسل‌های نرمال با دو روند متفاوت خاوری- باختری و شمال‌باختر- جنوب‌خاور در منطقه خاوری حوضه طارم (شکل ۴- الف) شاهدی از تاثیر فاز کششی در واحدهای نئوژن منطقه می‌باشد. گسلش‌های نرمال با روند شمال‌باختر- جنوب‌خاور را می‌توان از جمله شواهد فاز کششی پس از الیگوسن در منطقه دانست که موجب باز شدن حوضه نئوژن طارم و نهشته شدن همزمان واحدهای قرمز رنگ نئوژن شده است. وجود گسلش‌های نرمال با روند خاوری- باختری را نیز می‌توان شواهدی از فاز ترافشارشی منطقه با راستای شمال‌خاوری به عنوان آخرین فاز تنش حاکم بر منطقه دانست. چین‌خوردگی لایه‌های نئوژن در منطقه با دو روند محوری، شمال شمال‌باختر و خاور شمال‌خاور(شکل ۴- ب) به ترتیب می‌تواند ناشی از تاثیر این دو فاز کششی و فشارشی در منطقه در دو جهت متفاوت باشد. وجود گسل راستالغز سپیدرود با روند شمال خاوری (روندی متفاوت از روند عمومی ساختاری البرز) را می‌توان از علل رژیم زمین‌ساختی ترافشارشی در منطقه دانست.



شکل ۴- الف- روند کلی گسل‌های نرمال برداشت شده در منطقه که نشان دهنده دو روند متفاوت است ب- جهت کلی محور چین‌خوردگی‌های برداشت شده در منطقه که دو جهت کلی را نشان می‌دهد.

منابع فارسی

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

اردکان، م.، شعبانیان، ا.، منصف، ا.، ۱۳۹۵- نقش جنبش‌های سنوزوئیک (الیگوسن- کواترنری) در شکل‌گیری دره طارم، سی و پنجمین گردهمایی علوم زمین.

شهیدی، ع.، باریر، ا.، برونت، م.، سعیدی، ع.، ۱۳۹۰- فرگشت ساختاری البرز در میان زیستی و نوزیستی، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و یکم، شماره ۸۱، صص ۲۰۱ تا ۲۱۰.

References

Allen, M. B., Vincent, S. J., Alsop, G. I., Ismail-Zadeh, A. And Flecker, R., 2003- Late Cenozoic dformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision Zone.

Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., Qorashi, M., 2003- Accommodation of Late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran", Journal of Structural Geology 25: 659-675.

Amidi, S. M., 1975- Contribution a L'etude Stratigraphique, Petrographique et Petrochimique des Roches Magmattique de la Region NatanzNain-Surk)Iran Central), These, Grenoble, France.

Berberian, M., 1981- Active Faulting and tectonics of Iran. In: Delany, F. M., (Ed.), Zagros, Hindu Kush and Himalaya Geodynamic Series, American Geophysical Union, Washington, 33-69.

Gaetani, M., Angiolini, L., Ueno, K., Nicora, A., Stephenson, M. H., Sciunnach, D., Rettori, R., Price, G. D., Sabouri, J., 2009- Pennsylvanian– Early Triassic stratigraphy in the Alborz Mountains (Iran). Geological Society, London, Special Publications, v.312, p. 79- 128

Guest, B., Horton, B. K., Axen, G. J., Hassanzadeh, J. and McIntosh, W. C., 2007- Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: Implications for the onset of collisional deformation in northern Iran. Tectonics, 26, p. TC6011

Guest, B., Uest,A., Axen, G., 2007- late Tectonic geomorphology, OX41 JF,UK

Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. and Berberian, M., 2002- Active tectonics of the south Caspian basin. Geophysical Journal International, 148(2), p. 214-245.

Lescuyer, J. L., Riou, R., 1976- Geologie de la re'gion de Mianeh (Azerbaijan), contribution al'etude du volcanisme tertiaire de l'Iran.

Motaghi, K., Ghods, A., Sobouti, F., Shabanian, E., Mahmoudabadi, M., Priestley, K,.2018- Lithospheric seismic structure of the West Alborz – Talesh ranges,Iran

Stocklin, J., 1974- Possible ancient continental margins in Iran, in The Geology if continental Margins pp.

Stocklin, J., Eftekhar-Nezhad, J, 1969- Explanatory text of the Zanjan Quadrangle Map,Geological Surveyof Iran(No. D4), Report.

Tatar, M., Hatzfeld, d., 2008- Microsiesmic evidence of slip partitioning for the Rudbar- Tarom erthquake (M 7.7) of 1990June 20 in NW Iran, Geophys. J. Int 1- 17 pp.

Zanchi, A., Berra, Fm., Mteei, M., Ghassemi, M.R., Sabouri, J., 2006- Invesion tectonics in Central Alborz, Iran, J. Struc. Geol., 1-15pp.

Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A., Sabouri, J., 2009- p. 31- The Eo-Cimmerian (Late?Triassic) orogeny in North Iran. The Geological Society of London, 312, 55.

جایگاه عوارض سطحی مرتبط با فرونشست در ارزیابی خطر لرزه‌ای

(مطالعه موردی دشت سرایان- خاور ایران)

محمد امیر علیمی، استادیار گروه معدن دانشگاه صنعتی بیرجند، malimi@birjandut.ac.ir

چکیده

خاور ایران جزء مناطق فعال زمین‌ساختی محسوب می‌گردد که مخاطراتی را در دهه‌های گذشته بدنبال داشته است. از جمله مخاطرات زمین‌شناختی در این گستره می‌توان به زمین‌لرزه و فرونشست سطح زمین اشاره کرد. برداشت بی‌رویه آب‌های زیرزمینی و خشکسالی‌های اخیر باعث ایجاد فرونشست در دشت سرایان شده است. دشت سرایان در پایانه گسل‌های فعال دشت بیاض و فردوس قرار دارد که از نظر ارتباط بین گسلش و فرونشست نیز حائز اهمیت است. شکاف‌ها و گسلش‌های نرمال از جمله عوارض سطحی ناشی از فرونشست در دشت سرایان می‌باشند که در حوالی روستای دوحصاران و سرند تجمع بیشتری دارند. روند غالب این گسیختگی‌ها N345 است که با روند ساختارهای منطقه و نیز گسل راندگی فردوس همخوان است. اگرچه این عوارض بدون لرزه‌اند اما ممکن است در راستای گسل‌های مدفون در دشت ایجاد شده باشند. با توجه به ناپایداری سفره‌های آب زیرزمینی، فعالیت لرزه‌ای ناشی از گسل‌های فعال مجاور می‌تواند خطرات ناشی از فرونشست را تشدید کند و در صورت وجود گسل‌های زیرسطحی، دشت سرایان به یک منطقه فوق بحرانی تبدیل خواهد شد. از این‌رو استفاده از مطالعات ژئوفیزیکی و اندازه‌گیری‌های ژئودتیک به منظور شناسایی گسل‌های احتمالی مدفون و نیز پایش گسترش فرونشست در دشت سرایان ضروری به نظر می‌رسد.

کلیدواژه: فرونشست، گسلش، خطر لرزه‌ای، خاور ایران.

The position of surficial features related to subsidence in seismic hazard assessment

(Cause study of Sarayan plain-east of Iran)

Mohammad Amir Alimi, Assistant Professor, Department of Mining, Birjand University of Technology, malimi@birjandut.ac.ir

Abstract

The east of Iran is one of the active tectonic zones that have been subject to hazards for decades. Geological hazards in this range include earthquakes and subsidence. Excessive groundwater extracting and recent droughts have caused subsidence in the Sarayan plain. The Sarayan plain lies at the terminus of the active faults of the Dasht-e-Bayaz and Ferdows, which is also important in terms of the relationship between faulting and subsidence. Fissures and normal faults are some of the superficial effects of subsidence in the Sarayan plain which are more concentrated around the village of Dohesaran and Sorond. The dominant trend of these failures is N345, which is in line with the trend of regional structures as well as the Ferdows thrust fault. Although these futures are seismic, they may be due to buried

faults in the plain. Due to the instability of groundwater aquifers, seismic activities caused by adjacent active faults can intensity the risks of subsidence and in the case of subsurface faults, the plain will become a supercritical area. Therefore, it is necessary to use geophysical studies and geodetic measurements to identify potential buried faults and to monitor subsidence expansion in Sarayan plain.

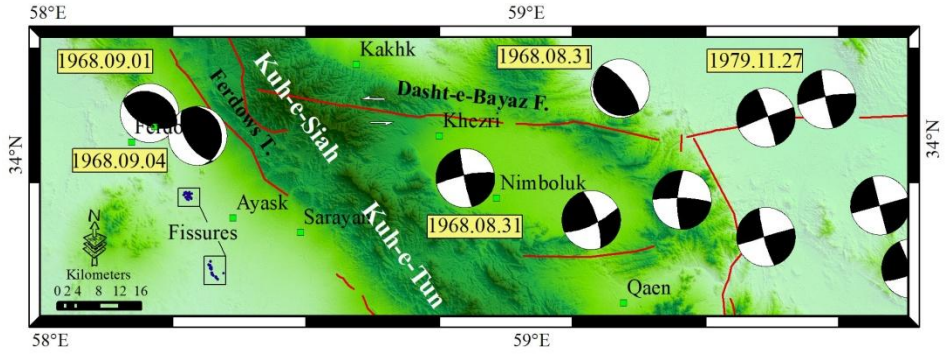
Key Words: Subsidence, Faulting, Seismic hazard, East of Iran.

مقدمه

از جمله عوارض مخرب که فعالیت‌های بشری نقش مهمی در ایجاد آن دارد، فرونشست سطحی زمین است. اولین مشاهدات متمرکز بر روی فرونشست‌ها به اوایل قرن بیستم برمی‌گردد که توسط دو زمین‌شناس (Prott and Johnson, 1926) گزارش شده است. آنها دریافتند که فرونشست در حوضه نفتی گریک گوس تگزاس نتیجه استخراج گسترده نفت، آب، گاز و ماسه از زیر مناطق متأثر می‌باشد. فرونشست‌ها از جمله عوارض زمین‌شناختی هستند که با ایجاد شکاف‌های سطحی، گسل‌ها و فروچاله‌ها مخاطراتی را به دنبال دارند. فرونشست زمین در نیم قرن اخیر در بسیاری از کشورهای دنیا از جمله امریکا، ژاپن، ایتالیا، چین، مکزیک، تایلند، ایران دیده شده و متأسفانه در کشور ما رو به افزایش است. در مناطقی از ایران مثل دشت‌های رفسنجان، مهیار اصفهان، کبودرآهنگ همدان، یزد، سیرجان، گرگان مواردی از فروچاله‌ها مشاهده و گزارش شده است. منطقه مورد مطالعه در دشت سرایان (خاور ایران)، در پایانه گسل‌های دشت بیاض و فردوس واقع است. فعالیت این گسل‌ها علاوه بر ایجاد زمین‌لرزه‌های مخرب به صورت همدرد می‌باشد چرا که در رویداد لرزه‌ای دشت بیاض (۱۹۶۸)، گسل فردوس نیز برانگیخته شده است. در این مقاله سعی شده است تا با بررسی دگرریختی‌های سطحی مرتبط با فرونشست به این سوال پاسخ داده شود که آیا پدیده فرونشست می‌تواند از نظر خطرلرزه‌ای در منطقه نقشی داشته باشد؟

لرزه‌زمین‌ساخت منطقه

دشت سرایان بر روی یک دشت آبرفتی در جنوب رشته کوه سیاه و کوه تون قرار دارد. این رشته کوه‌ها متشکل از رسوبات به شدت چین‌خورده ژوراسیک همراه با مقادیر کمی آهک‌های قدیمی‌تر، ولکانیک‌ها (گدازه‌های داسیتی و پیروکلاستیک‌ها) و گرانیت‌های ترشیری می‌باشند. حاشیه غربی این رشته کوه‌ها محدود به راندگی فردوس است که مسبب زمین‌لرزه‌های ۱۹۶۸ بوده است. گسل دشت بیاض با جنبش راستالغز چپ‌بر و راستای خاوری- باختری، در خاور راندگی فردوس واقع است که باعث گسیختگی بیش از ۱۴۰ کیلومتر در طی دو زمین‌لرزه ۱۹۶۸ و ۱۹۷۹ (جدول ۱) شده است (Walker et al., 2004). به فاصله زمانی ۲۱ ساعت از زمین‌لرزه دشت بیاض، حرکت توأم با زمین‌لرزه گسل فردوس این عقیده را قوت می‌بخشد که ارتباط ساختاری بین این گسل‌ها می‌تواند وجود داشته باشد و این ارتباط بر خطرات لرزه‌ای ناشی از فعالیت این گسل‌ها می‌افزاید (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه گسل‌های لرزه‌زا و ساز و کار کانونی زمین‌لرزه‌ها در پیرامون دشت سرایان.

جدول ۱- زمین‌لرزه‌های ثبت شده دستگاهی در پیرامون دشت سرایان.

مرکز کانونی سطحی از: Engdahl et al., 1998 (1).

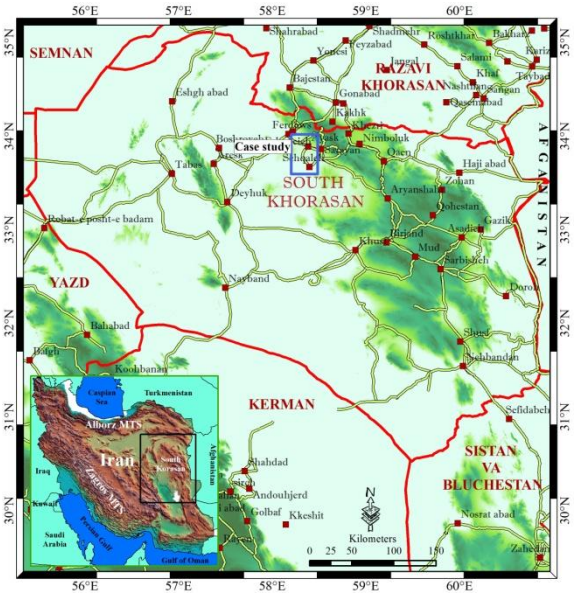
منابع حل صفحه گسلی از: (1) Baker,1993; (2) Walker et al., 2003, 2004.

تاریخ	زمان	عرض شمالی	طول خاوری	عمق	مرجع رومرکز	بزرگی M_w	امتداد	شیب	ریک	مرجع CMT	گسل
۱۹۶۸/۰۸/۳۱	۱۰:۴۷	۳۴/۰۴	۵۸/۹۵	۹	۱	۷/۱	۲۵۴	۸۴	۵	۲	دشت بیاض
۱۹۶۸/۰۸/۳۱	۱۰:۴۷	۳۴/۰۵	۵۹/۲۵	۱۰	۱	۶/۴	۳۲۰	۷۰	۹۰	۲	دشت بیاض
۱۹۶۸/۰۹/۰۱	۰۷:۲۷	۳۴/۰۳	۵۸/۲۱	۸	۱	۶/۲	۱۱۵	۵۴	۸۵	۲	فردوس
۱۹۶۸/۰۹/۰۴	۲۳:۲۴	۳۴/۰۳	۵۸/۳۲	۸	۱	۵/۵	۱۴۸	۵۶	۸۱	۲	فردوس
۱۹۷۹/۱۱/۲۷	۱۷:۱۰	۳۴/۰۵	۵۹/۷۵	۷	۱	۷/۱	۲۶۱	۸۲	۸	۲	دشت بیاض

پدیده فرونشست در دشت سرایان

فرونشست، نشست تدریجی زمین است که در اثر حذف یا متراکم شدن لایه‌های زیر سطحی تحت فرآیندهای طبیعی یا فعالیت‌های بشری بوجود می‌آید. استخراج مایعات نظیر نفت و آب، انحلال رسوبات زیرسطحی همچون نمک، اکسیداسیون خاک‌های غنی ارگانیک نظیر پیت، ته نشینی خاک‌های وابسته به تکان‌های لرزه‌ای و یا تراکم وابسته به افزایش بارگذاری از عوامل ایجاد فرونشست‌ها هستند که بعضی مواقع با فروریزش همراهند.

شهر سرایان در ۴۰ کیلومتری جنوب خاوری فردوس واقع است (شکل۲). دشت سرایان در مجاورت این شهر، دشتی هموار در حاشیه کویر بوده که با داشتن ۱۱۹ حلقه چاه، از مناطق مهم کشاورزی و تأمین‌کننده آب شهرستان‌های سرایان و فردوس است. اولین بار فرونشست در دشت سرایان در سال ۱۳۸۷ مشاهده شده و در اواخر سال ۱۳۹۴ در محدوده سه‌قلعه و دوحصاران این شهرستان رخداد فرونشست تشدید شده است.



شکل ۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

استخراج بی‌رویه آبهای زیرزمینی سه نوع دگریختی را به همراه دارد که عبارتند از: حوضه‌های فرونشست، شکاف‌های سطحی و گسلش (Holzer, 1984). علاوه بر خطرات ناشی از فرونشست در دشت سرایان، لرزه‌خیزی این منطقه نیز به علت همجواری با گسل‌های فعال دشت بیاض و فردوس حائز اهمیت است. اگرچه ثابت شده است که پدیده فرونشست علتی غیر زمین‌ساختی دارد اما در مناطق با لرزه‌خیزی بالا نظیر دشت سرایان، شناخت عوارض ظاهر شده در پوسته زمین و تمایز بین ساختارهای مرتبط با فرآیندهای زمین‌ساختی و غیر زمین‌ساختی اهمیت دارد چراکه وجود صفحات گسلی از قبل موجود ممکن است شکل‌گیری فرونشست را تسهیل کند. در این خصوص نیاز به اطلاعاتی خواهیم داشت که عبارتند از: الف- فرآیندهای زمین‌ساختی، زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی که منجر به شکل‌گیری گسل شده است. ب- ویژگی‌های فیزیکی گسل. ج- جایگاه زمین‌ساختی و زمین‌شناسی منطقه‌ای که گسل در آنجا یافت شده است. می‌توان گفت تمامی گسل‌های لرزه‌زا منشاء زمین‌ساختی دارند اما عکس آن صادق نیست چراکه به عنوان نمونه گسلش‌های ثانویه در فرادیواره گسل‌های معکوس پنهان منشاء زمین‌ساختی داشته اما لرزه‌زا نیستند.

عوارض ناشی از فرونشست زمین در دشت سرایان

الف- حوضه فرونشست دشت سرایان:

مطالعات نشان می‌دهد که فرونشست به طور عمومی در مرکز حوضه‌های آب زیرزمینی بیشترین مقدار است جایی‌که رسوبات آبدار ضخامت بیشتری دارند. حداکثر نشست ۱۰ متر در محل‌هایی نظیر کالیفرنیا، ژاپن و مکزیک گزارش شده است (Johnsone, 1995). در روند تکاملی فرونشست کاسه‌ای شکل می‌گیرد که در زمین‌های نزدیک به حاشیه‌های حوضه بیشترین اثر را دارد. کاهش ارتفاع آب‌های زیرزمینی باعث افزایش در تنش محصور کننده شده و فشرده‌سازی لایه‌های خاک را سبب می‌شود و برای همیشه حجم آن‌را کاهش می‌دهد. استفاده بی‌رویه و سوء مدیریت منابع آب

زیرزمینی باعث ایجاد فرونشست در حوضه آبخیز دشت سرایان شده است که میزان این فرونشست در بخش‌های مختلف حوضه به درستی مشخص نیست. برای محاسبه مقادیر فرونشست نیاز به پایش دائمی تغییرات ارتفاعی و افقی سطح زمین (با استفاده از تکنیک‌های In SAR، GPS دائمی و ترازیابی دقیق) خواهیم داشت که تاکنون در منطقه انجام نشده است.

ب- شکاف‌های سطحی بدون لرزه:

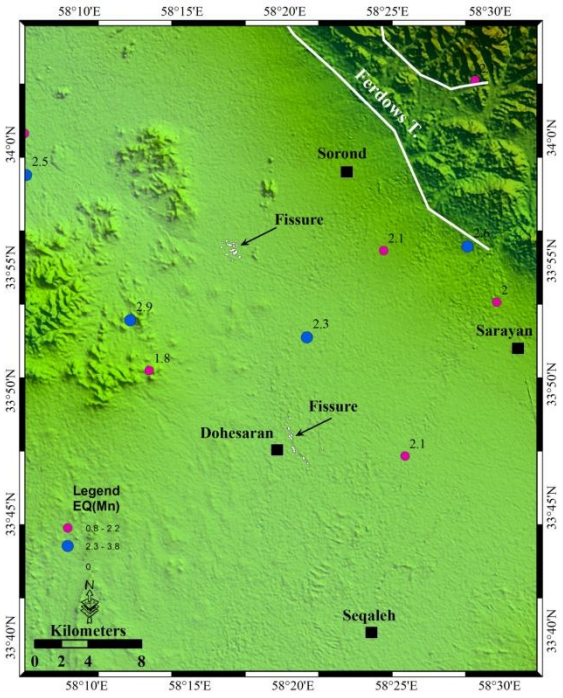
شکاف‌های ایجاد شده در حوضه‌های فرونشست تحت تأثیر تنش‌های کوچک ناشی از تفاوت در تراکم و انقباضات افقی رسوبات قرار دارد و در نقاطی که واتنش کششی بیشتر است تمرکز می‌یابد. در مناطق حاشیه‌ای حوضه که لایه‌هایی با ضخامت متفاوت در کنار هم قرار می‌گیرند، در امتداد گسل‌های مدفون شده، سنگ‌های بستر بالا آمده و یا کانال‌های رودخانه‌ای مدفون شده نمرکز این شکاف‌ها بیشتر است.

نشست زمین در دشت سرایان سبب بروز شکاف‌های بهم پیوسته با طول‌های متفاوت شده است. شکاف‌ها با فاصله نزدیک به هم در رسوبات کواترنری و در امتداد توپوگرافی مشخصی قرار دارند. در بررسی دیواره شکاف‌ها لایه‌هایی از سیلت و رس مشاهده می‌شود. عمق گالی‌ها از ۱ تا ۴ متر و عرض آنها به ۳ متر می‌رسد (شکل ۳- الف). همچنین شکاف‌های پرمانند در اکثر نقاط دشت گسترش یافته‌اند (شکل۳- ب).



شکل ۳- الف- شکاف‌های ناشی از نشست زمین در تاغستان‌های حوالی روستای دوحصاران؛ ب- گسترش سطحی شکاف‌های پرمانند.

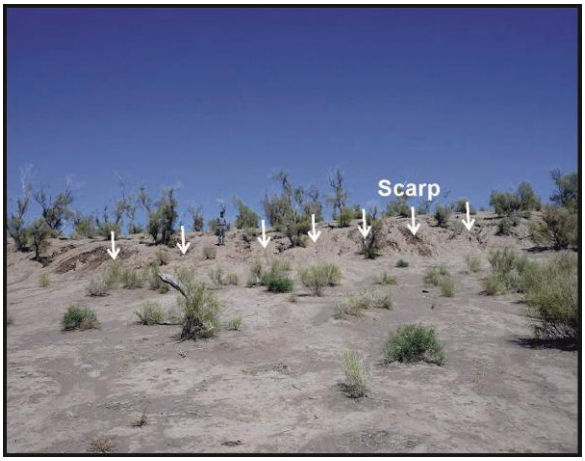
شکاف‌ها در خاور روستای دوحصاران و جنوب باختری سرند تجمع بیشتری دارند (شکل ۴). نمودار گل‌سرخی شکاف‌های برداشت شده از نواحی فوق، روند N345 و N270 را بیشترین جهات شکست بیان می‌کند.



شکل ۴- موقعیت شکاف‌ها و گسلش‌های سطحی بدون لرزه در منطقه فرونشست در دشت سرایان.

ج- گسلش‌های بدون لرزه:

استخراج بی‌رویه آب‌های زیرزمینی می‌تواند ایجاد گسل‌های نرمال با زاویه شیب زیاد کند (شکل ۵). افرازهای گسلی ایجاد شده، شباهت به افراز گسل‌های نرمال دارد که با طول کوچک (حدود ۱ کیلومتر) و ارتفاع ۰/۵ متر نمود می‌یابند (Holzer,1984). ایجاد و رشد این گسل‌ها، به زمان استخراج آبهای زیرزمینی وابسته است که در دوره‌های خشکسالی و فصول کم آبی تشدید می‌شود. نکته قابل توجه در خصوص این گسل‌ها فعالیت و پتانسیل لرزه‌زایی آنهاست که بر خلاف گسل‌های با منشاء زمین‌ساختی حرکات ناگهانی که باعث ایجاد زمین‌لرزه شوند، از این گسل‌ها گزارش نشده است. اگرچه کانون سطحی تعدادی خردلرزه در دشت سرایان قرار می‌گیرد (شکل ۴) اما به نظر نمی‌رسد این زمین‌لرزه‌ها ناشی از فعالیت این‌گونه گسل‌ها باشند.



شکل ۵- افراز گسلش نرمال در تاغستان‌های حوالی روستای دوحصاران.

نتیجه‌گیری

برداشت بی‌رویه آب‌های زیرزمینی و نیز خشکسالی سال‌های اخیر باعث ایجاد نشست زمین در دشت سرایان شده است. از جمله عوارض سطحی ناشی از فرونشست شکاف‌های سطحی هستند که در حوالی روستاهای دوحصاران و سرند نمود دارند. روند غالب این گسیختگی‌ها N345 می‌باشد که با روند ساختارهای منطقه و نیز گسل راندگی فردوس همخوان است. اگرچه این شکاف‌ها بدون لرزه‌اند اما ممکن است در راستای گسل‌های از قبل موجود ایجاد شده باشندکه اثبات این موضوع به علت پوشش رسوبات آبرفتی و بادی در دشت سرایان نیاز به مطالعات ژئوفیزیکی دارد. این موضوع از این جهت حائز اهمیت است که با شناسایی گسل‌های زیر سطحی و مدفون در دشت، وضعیت لرزه‌خیزی منطقه نیز تغییر خواهد کرد. پایه‌ریزی برنامه‌ای دقیق برای استفاده از ابزارهای نوین (اندازه‌گیری‌های ژئودتیک، GPS و تصاویر ماهواره‌ای InSAR)، ضروری به نظر می‌رسد تا مناطق خطر در دشت بحرانی سرایان مشخص گردد و گسترش شکاف‌ها در گذر زمان پیش‌بینی شود.

References

Baker, C., 1993, Active seismicity and tectonics of Iran [PhD thesis]: University of Cambridge.
Engdahl, E.R., van der Hilst, R. & Buland, R., 1998, Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination: Bull. Seismol. Soc. Am, v. 88, p. 722–743.
Holzer, T.L., 1984, Ground failure induced by ground-water withdrawal from unconsolidated sediment, Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, VI, 67-105.
Johnson, A.I., 1995, An overview of international land subsidence due to fluid withdrawal, Proceedings of Diversity in Engineering Geology and Groundwater Resources 95, Sacramento, California, 59.
Pratt, W.E. and Johnson D.W., 1926, Local subsidence of the Goose Creek oil field, Journal of Geology, 34, 577–590.
Walker, R., Jackson, J. & Baker, C., 2003, Surface expression of thrust faulting in eastern Iran: source parameters and surface deformation of the 1978 Tabas and 1968 Ferdows earthquake sequences: Geophys. J. Int, v. 152, p. 749–765.
Walker, R., Jackson, J. & Baker, C., 2004`, Active faulting and seismicity of the Dasht-e Bayaz region, eastern Iran. Geophys. J. Int, v. 157, p. 265–285.

معرفی پدیده‌های زمین‌شناسی در مسیر جاده قشلاجوق علیا-قاراناس (جنوب غرب ماهنشان)، شمال غرب ایران

محمد ابراهیمی*[۱]، رسول اسمعیلی[۲،۳]، مهران شیروانی[۱]، فاطمه آقامرادی[۱]، مسعود شهسواری[۱]

۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۲ آزمایشگاه تحول لیتوسفر، انسیتوی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین، پکن، چین

۳ دانشگاه آکادمی علوم چین، پکن، چین

چکیده

منطقه مورد مطالعه در جنوب غرب ماهنشان در استان زنجان واقع می‌باشد. منطقه ماهنشان از نظر پدیده‌های زمین‌شناسی و ژئوتریسم اهمیت بسیار دارد. در مسیر جاده قشلاجوق علیا-قاراناس پدیده‌های زمین‌شناسی متعددی از جمله اسلامپ، پدیده‌های مرتبط با فرسایش افتراقی، فرسایش لانه زنبوری و درزه‌های قایم مشاهده می‌شوند. اسلامپ‌ها در مجموعه رسوبات تخریبی و تبخیری میوسن (سازند قرمز بالایی) و بویژه در بخش‌هایی که دامنه‌ها دارای شیب زیاد بوده و لایه‌های سست شیلی و مارنی در بین لایه‌های مقاوم ماسه‌سنگی و کنگلومرایی قرار دارند، اتفاق افتاده است. اشکال قلعه‌مانند، درزه‌های قایم و فرسایش لانه‌زنبوری غالباً در ماسه‌سنگ‌ها و ندرتاً در کنگلومراها بوقوع پیوسته‌اند. اشکال قلعه‌مانند به دلیل وجود درزه‌های قایم و فرسایش افتراقی ایجاد شده‌اند. فرسایش لانه‌زنبوری نوعی فرسایش افتراقی حاصل از عملکرد باد می‌باشد. ذراتی که به صورت معلق در باد جابجا می‌شوند ضمن برخورد با دیواره‌های سنگی موجب ایجاد حفرات و سوراخ‌هایی در بخش‌های سست آنها می‌گردند.

کلیدواژه: پدیده‌های زمین‌شناسی، اسلامپ، فرسایش افتراقی، فرسایش لانه زنبوری، ماهنشان، استان زنجان.

Introducing geologic phenomena alongside the Gheshlajugh Olya- Gharanas (SW Mahneshan), northwest of Iran

Mohammad Ebrahimi*[1], Rasoul Esmaeili[2, 3], Mehran Shirvani[1], Fatemeh Aghamoradi[1], Masoud Shahsavari[1]

[1] Department of geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan

[2] State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

[3] University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

Abstract

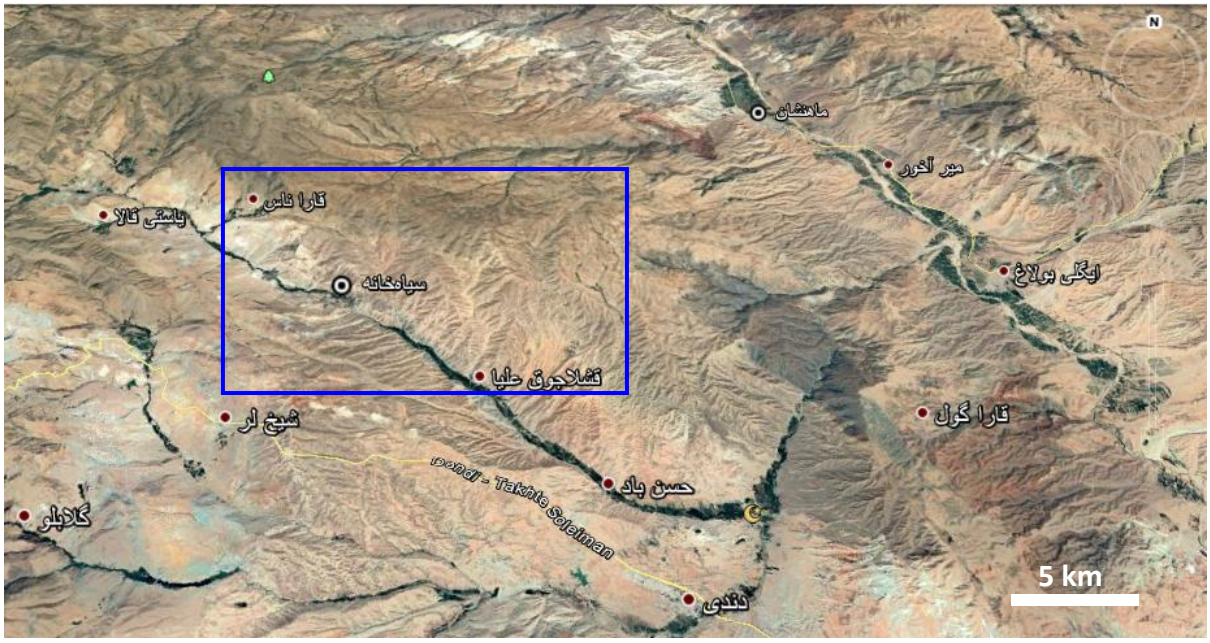
The study area is located in southwest of Mahneshan in Zanjan province. From Geologic phenomena and geoturism point of view, the Mahneshan area is very important. Alongside the Gheshlajugh Olya-Gharanas road various geologic phenomena including slump, differential weathering phenomena, honeycomb weathering and vertical joints are observed. Slumps have been taken place in the Miocene detrital and evaporate sediments of Upper Red Formation especially where the topographic slope is high and there exist an alternation of rigid (for example

sandstone and conglomerate) and loose sediments (for example shale and marl). Castle landform, vertical joints and honeycomb weathering are usually observed in sandstones and rarely in conglomerate. Vertical joints and differential weathering are the agents necessary to form castle landform and vertical joints. Honeycomb weathering is caused by differential weathering. As the wind blows the suspended particles hit the rock's surface and some holes will appear where the rock is less lithified.

Key Words: Geologic phenomena, slump, differential weathering, honeycomb weathering, Mahneshan, Zanjan province

مقدمه

منطقه مورد مطالعه در جنوب غرب ماهنشان (استان زنجان) و در شمال غرب ایران واقع می‌باشد (شکل ۱). منطقه ماهنشان از جنبه پدیده‌های جذاب زمین‌شناسی و بحث ژئوتوریسم بسیار غنی می‌باشد. در همین راستا می‌توان به گسل‌های نرمال واقع در برش اتوبان زنجان-تبریز در حدفاصل بین زنجان و میانه، مردان نمکی که اجساد آنها در معدن نمک چهرآباد یافت شده، دودکش‌های جن در مسیر جاده زنجان-ماهنشان (ملک‌زاده و همکاران، ۱۳۹۵) و دیگر اشکال مورفولوژیک حاصل از هوازدگی افتراقی منجمله قلعه بهستان (جاویدفخر، ۱۳۹۵) و تپه‌های رنگین در مسیر اتوبان زنجان-تبریز و مناطق دیگر شهرستان ماهنشان اشاره نمود. در تحقیق حاضر بخش دیگری از جلوه‌های ژئوتوریسم در منطقه ماهنشان و سازوکار ایجاد آنها توصیف می‌گردد.



شکل ۱- تصویر گوگل‌ارث از بخش جنوب غربی استان زنجان که منطقه مورد مطالعه با مستطیل آبی رنگ بر روی آن نمایش داده شده است.

روش مطالعه

جهت انجام این تحقیق بازدید صحرایی از منطقه برنامه‌ریزی گردید. در جریان انجام بازدید صحرایی پدیده‌های جذاب زمین‌شناسی از جنبه ژئوتوریسم شناسایی و مکانیسم ایجاد آنها مورد ارزیابی قرار گرفت. از پدیده‌های مورد نظر عکس‌برداری گردید و نهایتاً مقاله تدوین شد.

زمین‌شناسی منطقه

بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهنشان (لطفی، ۱۳۸۰) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ تکاب (علوی و همکاران، ۱۳۵۵) واحدهای رسوبی و سنگی دارای رخنمون در منطقه مورد مطالعه شامل رسوبات تخریبی و تبخیری قاره‌ای میوسن (آقانباتی، ۱۳۸۴) شامل کنگلومرا، ماسه‌سنگ، مارن، شیل، گل‌سنگ، ژیپس و انیدریت (سازند قرمز بالایی) که بطور ناپیوسته توسط نهشته‌های کنگلومرایی پلیوکواترنر و یا تراس‌های آبرفتی و نهشته‌های آبرفتی عهد حاضر پوشیده شده‌اند.

پدیده‌های زمین‌شناسی قابل مشاهده در منطقه و مکانیسم تشکیل آنها

پدیده‌های زمین‌شناسی قابل مشاهده در منطقه مورد مطالعه شامل درزه‌های قایم (شکل‌های ۲ و ۳)، اشکال قلعه‌مانند (شکل ۴)، فرسایش لانه‌زنبوری (شکل ۵) و رانش زمین (شکل ۶) هستند. در اثر عملکرد نیروهای کششی، درزه‌های قایم در راستای عمود بر کشش ایجاد خواهند شد. در دیواره دره‌های با شیب زیاد و یا پرتگاه‌مانند در راستای شکستگی‌های قایم فرسایش تسهیل و تسریع یافته و منجر به ایجاد اشکال قلعه‌مانند شده است. فرسایش لانه‌زنبوری از پدیده‌های متداول در منطقه مورد مطالعه است. فرسایش لانه‌زنبوری نوعی فرسایش افتراقی بوده که توسط باد ایجاد می‌گردد (Wicander and Monroe, 1995). ذرات سیلت یا ماسه‌ای که به صورت معلق در باد حمل می‌شوند، ضمن برخورد با سطح رخنمون‌های سنگی (به ویژه ماسه‌سنگ‌ها) بخش‌های سست آنها را کنده و منظره‌ای حفره حفره ایجاد می‌نماید که به آن فرسایش لانه زنبوری گویند. حفره در بخش‌های که سست باشند، بوجود می‌آیند. قسمت‌های هوازده و یا کمتر سیمانی شده سنگ معمولاً سست‌تر بوده و برای حفر شدن مستعدتر هستند. یکی دیگر از چشم‌اندازهایی که بطور متداول در منطقه مشاهده می‌گردد، رانش زمین است. وجود دامنه‌های با شیب زیاد در منطقه و تناوب لایه‌های سست با رفتار پلاستیک و نفوذ ناپذیر (لایه‌های شیلی و مارنی) و لایه‌های مقاوم نفوذپذیر (لایه‌های ماسه‌سنگی و کنگلومرایی) شرایط را برای رانش زمین مهیا ساخته است. رانش در منطقه غالباً به صورت اسلامپ افتاده است. معمولاً در بالاترین قسمت منطقه رانش یک پرتگاه وجود دارد، که به آن پرتگاه راسی گفته می‌شود. در اسلامپ‌ها معمولاً توده‌های جابجا شده در روی یک سطح انحنادار و قاشقی‌شکل با سرعت زیاد جابجا می‌شوند، ولی اغلب مجموعه جابجا شده بهم ریخته نمی‌شوند. البته در بخش جلویی اسلامپ بطور معمول پشته‌هایی ایجاد می‌گردد و با مختصر بهم ریختگی در مجموعه جابجا شده همراه است. در منطقه مورد مطالعه به دلیل شیب زیاد دامنه معمولاً بهم ریختگی در مجموعه جابجا شده بطور متداول مشاهده می‌گردد. در این منطقه فرایند رانش به هر دو صورت اسلامپ ساده (شکل ۶ ب) و اسلامپ مکرر

(شکل ۶ ج) دیده می‌شود. اسلامپ مکرر نوعی اسلامپ است که در داخل اسلامپ اصلی ک بزرگ‌تر است اسلامپ‌های کوچک‌تر وجود دارند. وجود پشته‌های کوچک در قسمت میانی روی دامنه‌ای که متحمل اسلامپ شده و حالت پله‌مانند ایجاد شده این مدعا را تایید می‌نماید.



شکل ۲- تصویر درزه‌های قایم در ماسه‌سنگ‌های سازند قرمز بالایی (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۳- تصویر درزه‌های قایم و اشکال شبیه به آدمک و برخی حیوانات در ماسه‌سنگ‌های سازند قرمز بالایی (دید به سمت شمال شرق).



شکل ۴- قلعه قشلاجوق (دید به سمت شمال).



شکل ۵- نمایی از فرسایش لانه‌زنبوری در ماسه‌سنگ‌های سازند قرمز بالایی (دید به سمت شمال غرب).



شکل ۶- تصاویر رانش زمین در منطقه مورد مطالعه. الف و ب- بخش ناپایدار شده کاملاً به طرف پایین دامنه جابجا شده است (دید به سمت جنوب). ج- رانش زمین به صورت اسلامپ. بخش وسط تصویر بوضوح یک اسلامپ مکرر است (دید به سمت جنوب شرق).

نتیجه‌گیری

منطقه مورد مطالعه به دلایل زیر از جنبه ژئوتوریسم و به عنوان یک ژئوسایت می‌تواند مورد توجه قرار گیرد:

- راه دسترسی آسفالته و مناسب.
- نزدیکی و کم بودن فاصله از سایر مناطق دارای پدیده‌های زمین‌شناسی جذاب در منطقه ماهنشان.
- نزدیکی و کم بودن فاصله از منطقه باستانی و توریستی تخت سلیمان.
- تنوع پدیده‌های زمین‌شناسی نظیر رانش زمین (اسلامپ)، فرسایش لانه زنبوری اشکال قلعه‌مانند ناشی از هوازدگی افتراقی، درزه‌های قایم و ناپیوستگی.

قدردانی

هزینه‌های بازدید صحرایی این تحقیق توسط مولف اول مقاله تامین شده است. از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه زنجان به دلیل حمایت مالی جهت ارایه این مقاله در بیست و دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران قدردانی می‌گردد.

منابع

۱- ملک‌زاده ه.، ابراهیمی م. حاج‌ابوالفتح ع. و هنرمند م.، ۱۳۹۵، پدیده‌های زمین‌شناسی در منطقه اندآباد، شمال‌غرب زنجان. اولین همایش ملی منابع طبیعی و توسه پایدار زاگرس مرکزی، صفحات ۷-۱.

۲- جاویدفخر ب.، ۱۳۹۵، بررسی شواهد ساختاری و ریخت‌زمین‌ساخت در منطقه ماهنشان. چهارمین همایش ملی زمین‌ساخت و زمین‌شناسی ساختاری ایران، صفحات ۹-۱.

۳- آقانباتی ع.، ۱۳۸۵، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.

۴- لطفی، م.، ۱۳۸۰، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه ماه‌نشان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۵- علوی م.، عمیدی م.، طاطاووسیان ش.، حقی‌پور ا.، بلورچی م.ح.، آقانباتی ع.، پلیسه گ. و حاجیان ج.، ۱۳۵۵، نقشه زمین-شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ورقه تکاب. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

6- Wicander, R. and Monroe, J.S., 1995, Essentials of geology. West Publishing Company, 428 p.

مطالعه رسوبات کرتاسه فوقانی و تعیین حوادث زیستی بر مبنای نانوفسیلهای آهکی در برش جنوب قیر (جنوب شرق شیراز)

سعیده سنماری*[1]، دانشیار، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، قزوین،ایران
s.senemari@ENG.ikiu.ac.ir/senemari2004@yahoo.com

چکیده

این مطالعه نهشته‌های کرتاسه فوقانی در برش قیر به منظور مطالعه چینه‌نگاری زیستی از نظر نانوفسیل‌های آهکی انتخاب شد. در این برش رسوبات مورد مطالعه با ضخامت حدود ۱۵۰ متر از مارن همراه با میان لایه های آهک آرژیلی تشکیل شده است. در نتیجه این مطالعه زیست‌زون‌های زیر تعیین گردید:

Aspidolithus parcus Zone (UC14^{TP}), Calculites ovalis Zone (CC19), Ceratolithoides aculeus Zone (UC15b^{TP})- UC15e^{TP})- Tranolithus phacelosus Zone –Quadrum sissinghii Zone (UC15c^{TP})- Quadrum trifidum Zone (UC15d^{TP} (UC15e^{TP}-UC16-UC17)- Reinhardtites levis Zone (UC18)- Arkhangelskiella cymbiformis Zone (UC19- UC20a,b^{TP})

بر اساس گونه‌های شناسایی شده، بازه زمانی رسوبات در برش مورد مطالعه از کامپانین تا شروع ماستریشتین پسین پیشنهاد می-گردد. در این مطالعه مرز کرتاسه به ترشیری بدلیل شواهد رسوبی (افق اکسیده و قرمز) و نیز عدم ثبت زون CC26 ، ناپیوسته پیشنهاد می‌شود.

کلیدواژه: بیواستراتیگرافی، حوادث زیستی، شیراز، نانوفسیل‌های آهکی.

Study of Upper Cretaceous sediments and determination of bio events based on calcareous nanofossils in southern Ghir section (southeast of Shiraz)

Saeedeh Senemari

Associate Professor, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran .Senemari2004@yahoo.com
S.senemari@ENG.ikiu.ac.ir /

Abstract

In this study, Upper Cretaceous deposits in the Ghir section were selected for biostratigraphic study based on calcareous nanofossils. In this section, studied deposit with about 150 m thickness consists of marl and interlayers argilliouses limestone. As a result of this study the following biozones were determined:Aspidolithus parcus Zone (UC14^{TP}), Calculites ovalis Zone (CC19), Ceratolithoides aculeus Zone (UC15b^{TP}) - Quadrum sissinghii Zone (UC15c^{TP})- Quadrum trifidum Zone (UC15d^{TP}–UC15e^{TP})- Tranolithus phacelosus Zone (UC15e^{TP}-UC16-UC17)- Reinhardtites levis Zone (UC18)- Arkhangelskiella cymbiformis Zone (UC19- UC20a,b^{TP}) were detected. According to the identified species, the age of sediments is Campanian to early late Maastrichtian. In this study, the K/Pg boundary is discontinuous due to sedimentary evidence (red layers) and also lack of CC26 zone

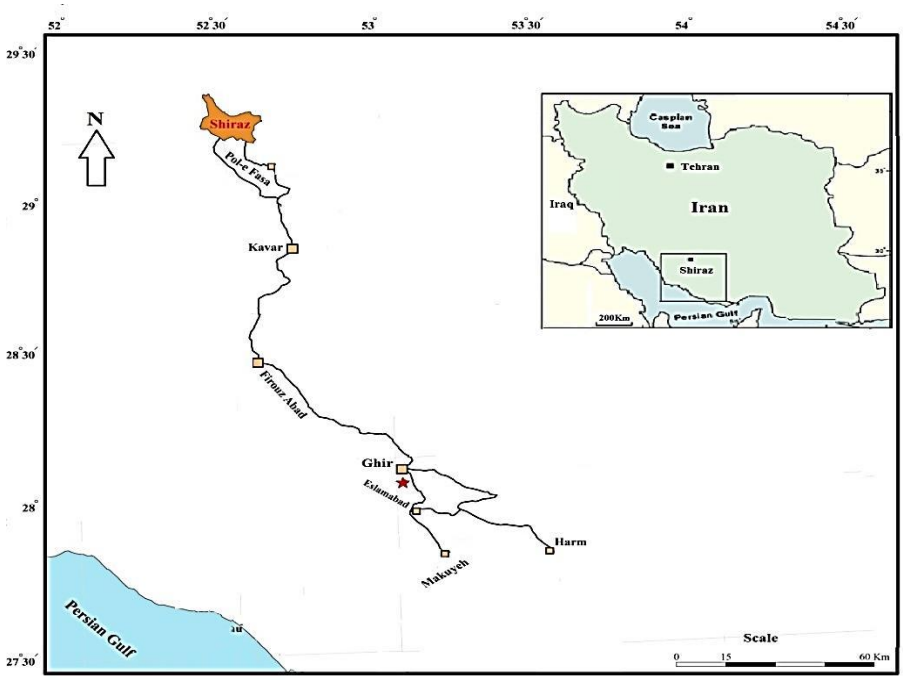
Key Words: Biostratigraphy, Bio events, Shiraz, Calcareous nannofossils

مقدمه

حوضه رسوبی زاگرس از جمله مهمترین پهنه های رسوبی ایران طی دوران های دوم و سوم زمین شناسی است که توالی‌های رسوبی مهم و با ارزشی در آن ته نشست شده است (Motiei, 2003). زون زاگرس به دلیل داشتن پتانسیل بالای ذخایر طبیعی از قبیل نفت و گاز از دیر باز مورد توجه بسیاری از زمین شناسان داخلی و خارجی بوده است. یکی از مهمترین نهشته ها در دوران دوم، رسوبات متعلق به کرتاسه است. این رسوبات گسترش زیادی در جنوب غرب ایران و پهنه زاگرس دارد (آقانباتی، ۱۳۸۵). رسوبات مذکور به علت استعداد سنگ منشأ مواد هیدروکربوری، دارای اهمیت فراوانی از لحاظ زمین شناسی است. از اینرو به منظور تعیین سن و مطالعات چینه نگاری زیستی، زون بندی بر مبنای نانو فسیل های اهکی انجام گرفت. الگوی تکاملی نانوپلانکتونها و گسترش وسیع جغرافیایی آنها در اقیانوسهای امروزی در تحقیقات مختلفی همچون بیواستراتیگرافی رسوبات دریایی و انجام تطابق دیرینه اهمیت دارد. از نظر زمین شناسی برش مورد مطالعه در زون فارس واقع شده است (شکل۱). در این برش، لیتولوژی عمده از مارن با ضخامت حدود ۱۵۰ متر است. رسوبات مورد نظر به صورت ناپیوسته در زیر نهشته‌های پالئوژن قرار دارند. هدف این تحقیق مطالعه رسوبات کرتاسه فوقانی با در نظر گرفتن تعیین بایوزونها، مشخص نمودن سن و نیز تعیین مرز آن با رسوبات پالئوژن است.

روش مطالعه

از برش مورد مطالعه، تعداد ۷۰ نمونه با روش اسمیر اسلاید آماده سازی شد (Bown & Young, 1998). سپس اسلایدها توسط میکروسکوپ پلاریزان با بزرگنمایی ۱۰۰۰ تحت مطالعه قرار گرفتند. در این تحقیق جهت انجام مطالعات بیواستراتیگرافی از زون بندی Sissingh (1977) و Burnett (1998) استفاده شد. علامت اختصاری CC بیانگر کوکولیت-های کرتاسه و علامت اختصاری UC بیانگر کرتاسه بالایی است. اولین ظهور و آخرین حضور گونه‌های شاخص به ترتیب با علامت‌های اختصاری FO و LO بیان شده است (شکل ۲).



شکل ۱: موقعیت شیراز در نقشه ایران و راههای دسترسی به برش مورد مطالعه (برش قیر).

بحث

CC18 Zone / UC14

این زون بر اساس تعریف ارائه شده توسط سیسینگ (۱۹۷۷) از ظهور گونه *Aspidolithus parcus* تا آخرین حضور (LO) گونه *Marthasterites furcatus* ادامه دارد. در برش مورد مطالعه، هر دو حادثه زیستی اولین ظهور گونه *Aspidolithus parcus* و آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* ثبت شد. این زون با زون UC14 از زون بندی بارنت (۱۹۹۸) مطابقت دارد. سن این زون، کامپانین پیشین و ضخامت آن ۱۷/۸ متر است.

CC19 Zone (CC19)

این زون از آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* تا ظهور گونه *Ceratolithoides aculeus* ادامه دارد. در برش مورد مطالعه، حوادث زیستی اولین حضور گونه *Ceratolithoides aculeus* و آخرین حضور گونه *Marthasterites furcatus* ثبت شد. سن زون مورد مطالعه، اواخر کامپانین پیشین و ضخامت آن ۱۹/۷ متر است.

CC20 Zone / UC15b^{TP}

در برش مورد مطالعه این زون زیستی از ظهور گونه *C. aculeus* تا ظهور گونه *Quadrum sissinghii* تعیین می‌شود. ظهور گونه های *C. aculeus* و *Quadrum sissinghii* در برش مورد مطالعه ثبت شد. زون CC20 با زیرزون UC15b^{TP} از زون بندی بارنت (۱۹۹۸) مطابقت دارد. سن این زون ، اواخر کامپانین پیشین و ضخامت آن حدود ۱۶/۲ متر است.

CC21 Zone / UC15c^{TP}

این زون در برش مورد مطالعه از اولین ظهور گونه *Quadrum sissinghii* تا اولین ظهور گونه *Quadrum trifidum* مطالعه می‌شود. سن این زون اواخر کامپانین پیشین تا ابتدای کامپانین پسین و ضخامت آن ۱۹/۱ متر است. این زون با زیرزون $UC15c^{TP}$ از زون بندی بارنت (۱۹۹۸) مطابقت دارد و شاخص های زیستی در هر دو زون بندی مورد نظر یکسان است.

CC22 Zone / $UC15d^{TP}$- $UC15e^{TP}$

این زون از ظهور گونه *Quadrum trifidum* تا آخرین حضور گونه *Reinhardtites anthophorus* ادامه دارد (Perch–Nielsen 1985). شناسایی این زون در برش مورد مطالعه بر اساس حادثه زیستی ظهور گونه (FO) *Quadrum trifidum* تا آخرین حضور گونه شاخص *Reinhardtites anthophorus* انجام شد. سن این زون اواخر کامپانین پسین است. زون CC22 با زیرزون $UC15d^{TP}$ و بخش تحتانی زیرزون $UC15e^{TP}$ از زون بندی بارنت (۱۹۹۸) مطابقت دارد. بنا-بر گزارش بارنت (۱۹۹۸) این مرز ($UC15e^{TP}$–$UC15d^{TP}$) بعد از آخرین حضور گونه *L. grillii* و همزمان با اولین حضور گونه *Eiffellithus parallelus* تعیین می شود. ضخامت این زون ۳۲ متر است.

CC23 Zone / $UC15e^{TP}$-UC17

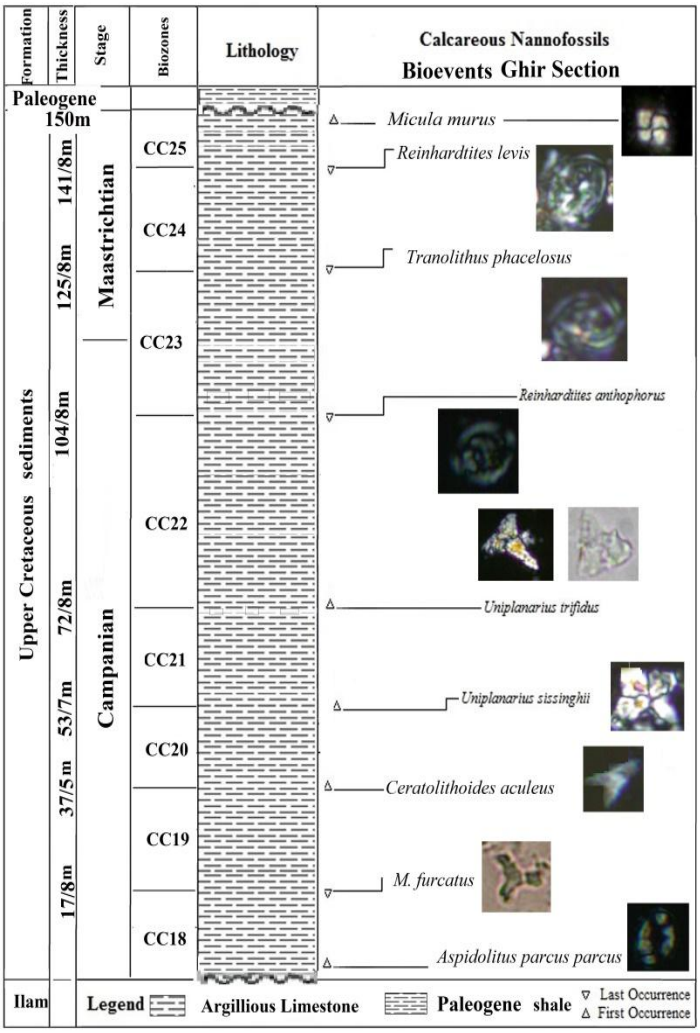
این زون از آخرین حضور گونه *Reinhardtites anthophorus* تا آخرین حضور گونه *Tranolithus orionatus* ادامه دارد. طبق نظر سیسینگ (۱۹۷۷) آخرین حضور گونه *A. parcus constrictus* سبب تقسیم این زون می‌شود. این زون با بخش فوقانی زیر زون $UC15e^{TP}$ و نیز زون‌های UC16-UC17 از زون بندی بارنت (۱۹۹۸) مطابقت دارد. زون UC16 بر اساس آخرین حضور گونه *E. eximius* تا آخرین حضورگونه *A. parcus constrictus* و زون UC17 بر اساس آخرین حضور گونه *A. parcus constrictus* تا آخرین حضور گونه *Tranolithus orionatus* مشخص شد. سن زون اواخر کامپانین پسین– ماستریشتین پیشین و ضخامت آن حدود ۲۱ متر است.

CC24 Zone / UC18

این زون از آخرین حضور گونه *Tranolithus phacelosus* تا آخرین حضور گونه *Reinhardtites levis* تعیین می‌شود (Perch–Nielsen ***1985***). زون مورد نظر با زون UC18 از زون بندی بارنت (۱۹۹۸) مطابقت دارد. شاخص‌های زیستی در هر دو طرح زون بندی سیسینگ (۱۹۷۷) و بارنت (۱۹۹۸) یکسان است. سن این زون ماستریشتین پیشین و ضخامت آن ۱۶ متر است.

CC25 Zone / UC19–$UC20b^{TP}$

این زون زیستی بر اساس آخرین حضور گونه *Reinhardtites levis* تا اولین ظهور گونه *Nephrolithus frequens* تعریف می‌شود (Perch–Nielsen 1985). در برش مورد مطالعه، گونه *N. frequens* شناسایی نشد. لذا تعیین این زون با استفاده از آخرین حضور گونه *Reinhardtites levis* تا اولین حضور گونه *Micula murus* انجام شد. زون CC25 با زون UC19 و $UC20a^{TP}$- $UC20b^{TP}$ از زون بندی بارنت (۱۹۹۸) مطابقت دارد. سن زون ابتدای ماستریشتین پسین و ضخامت آن حدود ۸/۲ متر است.



شکل ۲: لیتواستراتیگرافی و بیواستراتیگرافی نهشته های کرتاسه فوقانی در برش جنوب قیر، جنوب شرق شیراز.

نتیجه‌گیری

بررسی نانوفسیل‌های آهکی در رسوبات کرتاسه در برش مورد مطالعه منجر به شناسایی زیست‌زون‌های Aspidolithus parcus Zone (UC14^{TP}), Calculites ovalis Zone (CC19), Ceratolithoides aculeus Zone (UC15b^{TP})- Quadrum sissinghii Zone UC15e^{TP})- Tranolithus phacelosus Zone (UC15e^{TP}-UC16-UC17)- Reinhardtites –(UC15c^{TP})- Quadrum trifidum Zone (UC15d^{TP} levis Zone (UC18)- Arkhangelskiella cymbiformis Zone (UC19- UC20a,b^{TP}) شد. بر اساس ارزش چینه شناسی زیستی زون-های معرفی شده، سن رسوبات مذکور از کامپانین تا ابتدای ماستریشتین پسین پیشنهاد می‌شود. همچنین در این مطالعه زیست‌زون CC26 در بخش فوقانی برش مورد مطالعه ثبت نشد. علاوه براین شواهدرسوبی دیگر، بیانگر وجود افق قرمز در مرز بین نهشته های کرتاسه/ پالئوژن است. از این رو با بررسی این افق یا لایه قرمز رنگ و عدم ثبت زون زیستی CC26 ، مرز رسوبات مورد نظر در برش جنوب قیر موید ناپیوستگی است.

منابع فارسی

آقانباتی،ع.، ۱۳۸۵. "زمین شناسی ایران". انتشارات سازمان زمین شناسی واکتشافات معدنی کشور،۵۸۶ص.

References

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.

Bown, P. R., & Young, J.R., 1998. Techniques; *In*: Bown, P.R., (eds.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. Chapman and Hall, London, pp.16- 28.

Perch-Nielsen, K., 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. *In*: Bolli, H.M., et al. (eds.) Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, pp. 329-426.

Sissingh, W., 1977. Biostratigraphy of cretaceous calcareous nannoplankton. Geologie En Minjbouw, 56, p. 37-65.

Motiei, H., 2003. Stratigraphy of Zagros, Treatise on the geology of Iran. Tehran, Iran, Geology Survey Press, 583 p.

زیست‌چینه‌نگاری سازند آسماری در کوه چهل‌چشمه (جنوب شرق شیراز)

سید محمود حسینی‌نژاد [*۱]، حمیده نوروزپور [۲]

۱- عضو هیات علمی دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، صندوق پستی ۱۳۶۷۱۶۴۱۱
E-mail: hosseininejad@du.ac.ir

۲- استادیار دانشگاه پیام نور، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، تهران، ایران، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵ ایران
E-mail: Hamidehnoroozpour@yahoo.com
hamideh.noroozpour@pnu.ac.ir

چکیده

در این تحقیق به منظور مطالعه زیست‌چینه‌نگاری و محیط رسوبی سازند آسماری یک رخنمون در برش کوه چهل‌چشمه (جنوب شرق شیراز) به ضخامت ۱۵۰ متر به همراه ۷۰ مقطع نازک مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت. برش چهل‌چشمه کوه چهل‌چشمه از نظر سنگ چینه‌شناسی شامل، آهک متوسط تا ضخیم لایه خاکستری کرم‌رنگ تا نخودی است. بر اساس زیست‌چینه‌نگاری ۲۰ جنس و ۲۴ گونه از روزن‌داران بنتیک شناسایی گردید. در برش چهل‌چشمه دو بیوزون معرفی گردید.

1- *Nummulites intermedius- Nummulites fichteli- Nmmulites vascus* Assemblage Zone
برای این بیوزن سن الیگوسن (روپلین-چاتین) پیشنهاد گردید.

2- *Peneroplis evolutus -Austroterillina howchini* Assemblage –Zone
برای این بیوزون سن میوسن زیرین (آکی‌تانین) پیشنهاد گردید.

کلیدواژه: ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی، سازند آسماری، شیراز

Biostratigraphy of the Asmari Formation in Chehelcheshmeh section (SE Shiraz)

Seyyed Mahmood Hoseininezhad[1], Hamideh Noroozpour[2]
Hamidehnoroozpour@yahoo.com
hamideh.noroozpour@pnu.ac.ir
2- PhD of Biostratigraphy and Paleontology, Department of Geology, Faculty of Geo Sciences, Damghan University, E-mail: hosseininejad@du.ac.ir
1 Assistant Professor, Payame Noor University (PNU), Faculty of Science, Department of Geology, Tehran, Iran, P.O.BOX 19395-3697

Abstract
In this research 150m thick Asmari Formation in Chehelcheshmeh section (Southeast Shiraz) with the 70 thin sections were studied. The Asmari Formation lithostratigraphically consists of medium to thick bedded gray to buff limestone. Based on biostratigraphic study of the studied interval, 20 genus and 24 species of benthic foraminifra were identified. In this section two biozone have been introduced.

1- *Nummulites intermedius- Nummulites fichteli- Nmmulites vascus* Assemblage Zone
For this biozone the age Oligocene (Rupelian-Chatian) is suggested.
2- *Peneroplis evolutus -Austroterillina howchini* Assemblage –Zone
This biozone indicates early Miocene (Acithanian).

Keywords: Microfacies, Depositional Environment, Asmari formation, Ramp

مقدمه

سازند آسماری با سن الیگوسن -میوسن، مهم‌ترین سنگ مخزن نفت در حوضه زاگرس است .در محل برش نمونه در تنگ گل‌ترش در دامنه جنوب غربی کوه آسماری، این سازند ۳۱۴ متر ضخامت دارد و از نظر سنگ‌شناسی شامل سنگ‌آهک‌های مقاوم به رنگ کرم تا قهوه‌ای می‌باشد (مطیعی ۱۳۷۲) .سازند آسماری در اکثر مناطق زاگرس شامل سنگ‌های کربناته می‌باشد اما در برخی مناطق در بردارنده ماسه‌سنگ و سنگ‌های تبخیری نیز می‌باشد .رسوبات تبخیری کلهر در منطقه لرستان و رسوبات ماسه‌سنگی اهواز در منطقه خوزستان دو بخش سازند آسماری را تشکیل می‌دهند . زیست‌چینه‌نگاری سازند

آسماری برای اولین بار توسط واینند (۱۹۶۵) تدوین گردید. آدامز و بورژوا (۱۹۶۷) و کلانتری (۱۳۷۱) نیز ضمن بررسی پژوهش‌های قبلی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی سازند آسماری را توصیف کردند .در سال‌های اخیر نیز اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷)،وزیری مقدم ۱۳۸۹() و لارسن و همکاران (۲۰۰۹) مطالعات وسیعی در زمینه زیست‌چینه‌نگاری و محیط رسوبی سازند آسماری در مناطق مختلف زاگرس انجام داده‌اند. هدف اصلی این مقاله بررسی چینه‌نگاری زیستی سازند آسماری در کوه چهل‌چشمه در جنوب شرق شیراز می‌باشد.

موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه

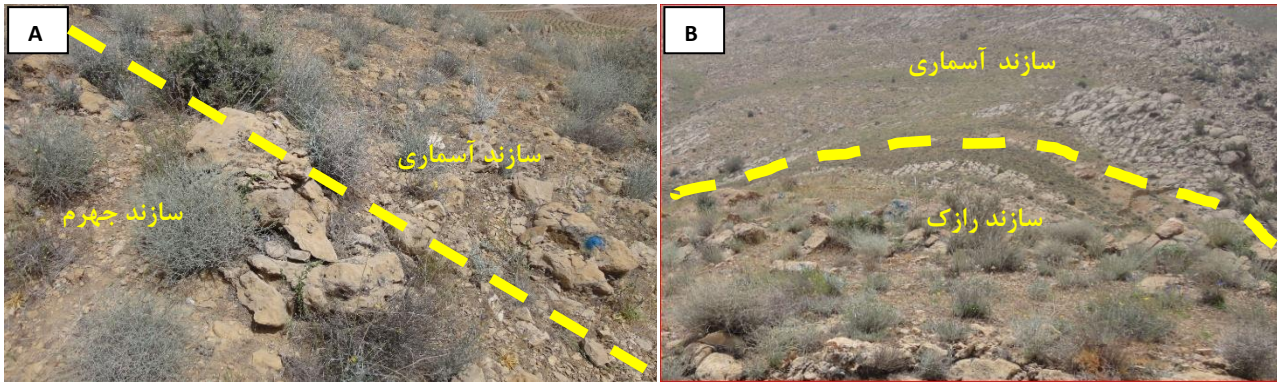
منطقه مورد مطالعه در حوضه زاگرس چین‌خورده و در ناحیه فارس واقع شده است. برش برداشت شده در فارس و نزدیک به شهرستان سروستان در جنوب شرق شیراز قرار دارد. شکل ۱ تصویر ماهواره‌ای منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.



شکل ۵. تصویر ماهواره‌ای برش کوه چهل‌چشمه در جنوب شرقی شیراز (علامت ستاره)

چینه‌نگاری

سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه ۱۵۰ متر ضخامت داشته و از تناوب سنگ‌آهک‌های توده‌ای متوسط تا ضخیم لایه کرم تا نخودی رنگ تشکیل شده است. در منطقه مورد مطالعه سازند آسماری روی سازند جهرم قرار گرفته است و مرز بالایی سازند آسماری با سازند رازک ناپیوسته است (شکل ۲). با توجه به وجود فاز کوه‌زایی پیرنئن و نبود رسوبات ائوسن بالایی، مرز زیرین سازند آهکی آسماری پایینی (روپلین- چاتین) به صوت ناپیوستگی هم‌شیب بر روی قسمت فوقانی سازند آهکی دولومیتی جهرم (ائوسن میانی) نهشته شده است و همچنین مرز بالایی سازند آسماری به صورت ناپیوستگی هم‌شیب در زیر رسوبات آواری تخریبی قرمز رنگ سازند رازک قرار گرفته است (درویش‌زاده، ۱۳۸۳).



شکل ۶. A- نمای صحرایی از سازند آسماری و مرز زیرین آن با سازند جهرم در برش مورد مطالعه. B – مرز بالایی سازند آسماری با سازند رازک.

زیست‌چینه‌نگاری

ضخامت سازند آسماری در برش چهل‌چشمه ۱۵۰ متر می‌باشد (شکل ۳). بر اساس مطالعات میکروسکوپی انجام‌شده از ۷۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه‌شده از نمونه‌برداری سطح‌الارضی در برش مورد مطالعه ۲۰ جنس و ۲۴ گونه شناسایی‌شده که در ۳ مجموعه فسیلی قرارگرفته‌اند. لازم به ذکر است که به همراه این روزن‌داران قطعات اسکلتی و غیراسکلتی دیگر مانند اکینوئید، کرینوئید، بریوزوئر، گاستروپود، جلبک‌های سبز و قرمز، پلوئید، انکوئید، پلسی‌پود، مرجان، اینتراکلست، براکیوپود، استراکود نیز دیده می‌شود.

در مجموع در برش چینه‌شناسی چهل‌چشمه دو بیوزون تجمعی (Assemblage-Zone) مربوط به رسوبات الیگوسن تا میوسن پیشین (آکی‌تانین) شناسایی و تعیین شده است (خسرو تهرانی، ۱۳۸۴) (James and Wynd,1965; Adames and Bourgeois,1967; Loblich and Tappan,1988; Rahaghi, 1983; Vaziri-Moghaddam, 2002)

() () () (). بر اساس پراکندگی فرم‌های فسیلی سازند آسماری از ۱۶۰ متر نهشته‌های این واحد سنگی، ۷۰ مقطع نازک متعلق به برش چهل‌چشمه مطالعه شده است. در نمونه‌های مورد مطالعه، ۱۸ جنس متعلق به ۲۱ گونه از فرامینیفرهای بنتونیک مورد بررسی و شناسایی گردید. با توجه به گسترش چینه‌شناسی فرم‌های فسیلی مانند:

Quiqueloculina sp.*Chilostomella* sp. *Schlombergerina* sp. *Denderitina rangi, Peneroplis thomai,Peneroplis evolutus, Archaias* sp. *Meandropsina iranica, Operculina complanata, Heterostegina* sp. *Praerhapydionina delicata, Rotalia viennotti, Ammunia beccari, Planorbulina* sp.*Spiroloculina* sp. *Victoriella, Sphaerogypsina golobulus,* Astrigerina rotula, *Amphistegina* sp. *Elphidium* sp.14,*Elphidium* sp.1, *Bigerina sp. Textularia sp. Spirolina cylinderacea, Haplophragmium* sp. *Valvulina* sp.1, *Valculina* sp.2, *Reussela spiulosa, Peseodolituonella* sp, *Nummulies fichteli, Nummulites vascus, Triloculina tricarinata, Triloculina trigonula, Pyrgo* sp, *Uvigerina* sp, *Miogypsinoides* sp, *Discorbis* sp, *Austrotrillina howchini, Austrotrillina asmariensis, Nephrolepidina* sp.

با استفاده از الگوی بیوزوناسیون ارائه شده توسط آدامز و بورژوا (Adam & Bourgois, 1967) و لارسن و همکاران (Laursen et al. 2009) و (Wynd, 1965)، دو بیوزون اجتماعی در رسوبات مورد مطالعه، شناسایی شده است که عبارت‌اند از (شکل ۳):

بیوزون شماره ۱:

Nummulites intermedius- Nummulites fichteli- Nmmulites vascus Assemblage Zone

این بیوزون به طور کلی دارای سن الیگوسن می‌باشد؛ و بخش زیرین برش چینه‌شناسی مورد مطالعه را شامل می‌شود. ضخامت آن در مقطع ۴۵ متر می‌باشد. محتویات فونستیکی آن شامل:

Rotalia viennoti، Spiroclypeus ranjanae، Ditrupa sp. *Pearhapydionina delicate*.

این زون تجمعی بنا به تعریف توماس (۱۹۴۸) معادل آسماری پایینی در نظر گرفته می‌شود؛ و همچنین این مجموعه مطابق با بیوزون شماره ۱ آدامز و بورژوا (1967), *Eolepidina – Nephrolepidina – Nummulite*s باسن الیگوسن زیرین و بیوزون شماره ۲ لارسن و همکاران *Nummulite vacus – Nummulites fichteli* باسن روپلین- چاتین می‌باشد. بر اساس مطالعات اهرنبرگ و همکاران نیز به دلیل وجود *Nummulites*سن این مجموعه روپلین می‌باشد.

بیوزون شماره ۲:

Assemblage –Zone *Peneroplis evolutus -Austroterillina howchini*

این زون تجمعی که اولین بار توسط وایند (۱۹۶۵) معرفی گردیده و معادل با بیوزون *Miogypsinoides- Archaias valvulinid* Assemblage Zone (Adams and Bourgeois, 1967)

و همچنین معادل با بیوزون *Miogypsina- Elphidium sp.14- Peneroplis farsensis* Assemblage Zone (Laursen et al. 2009)می‌باشد و همچنین بر اساس تقسیم‌بندی توماس (۱۹۴۸)، مترادف و هم‌ارز با آسماری میانی بوده و معادل سن آکی‌تانین به حساب آورده می‌شود و دارای محتویات فسیلی زیر است:

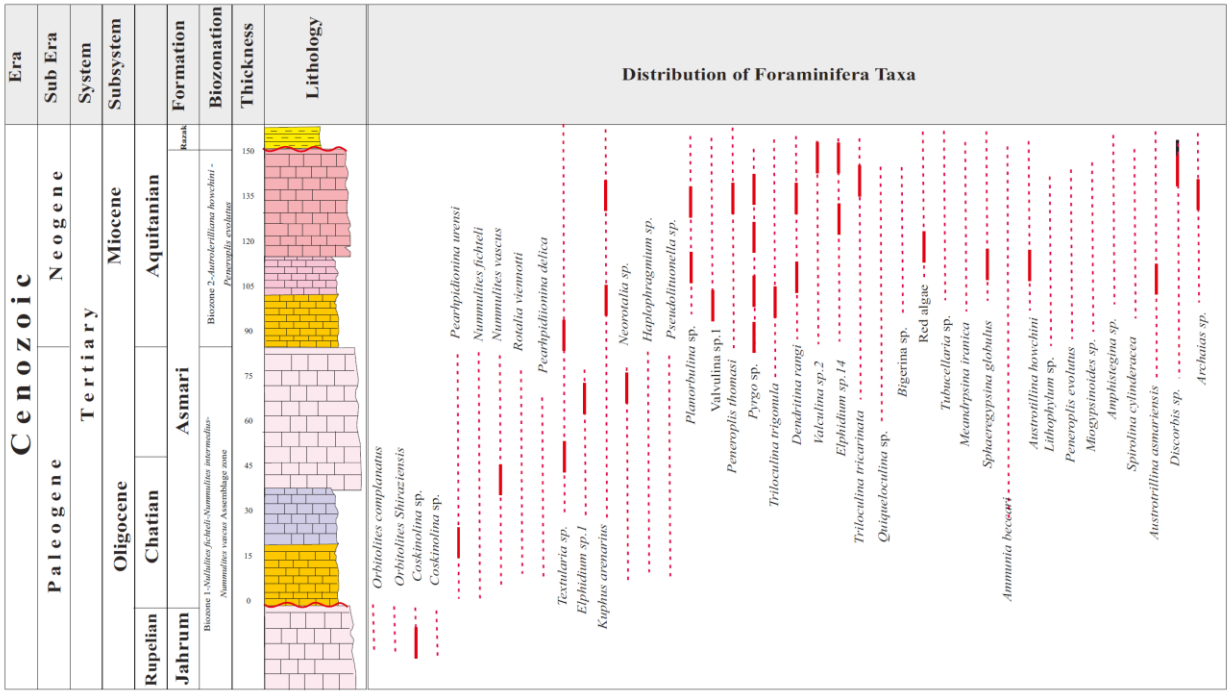
Peneroplis thomasi, Archaias sp. Pyrgo sp. Archaias krikukensis, Valvulina sp. Spirolina cylindracea, Triloculina trigonula.

ضخامت این بیوزون در مقطع ۳۰ متر است و بخش میانی برش چینه‌شناسی بالایی مقطع چینه‌شناسی را در بر می‌گیرد. همچنین بیوزون قرارگرفته در زیر بیوزون شماره ۱ سازند آسماری مربوط به سازند جهرم، سن ائوسن میانی را نشان می‌دهد که عبارت است از:

Dictyoconus-Coskinolina-Orbitolites complanatus Assemblage-Zone

مطابق با بیوزون شماره ۵۰ Wynd (1965) می‌باشد. محتویات فونستیکی آن شامل:

Somalina stefaninii, Dictyoconus agyptiansis, Nummulites sp. *Rhapydionina urensis, Coskinolina liburnica.*



شکل ۷- نمودار زیست چینه‌ای (بیوزون ها) مقطع چینه‌شناسی چهل‌چشمه

نتیجه‌گیری

از بررسی‌هایی صحرایی و مطالعه مقاطع نازک آسماری در برش‌های سطحی نتایج زیر حاصل شده است:

۱- برش چینه‌شناسی سازند آسماری در برش چهل‌چشمه از ۱۵۰ متر آهک توده‌ای، متوسط تا ضخیم لایه کرم تا نخودی رنگ تشکیل شده است.

۲- با توجه به وجود فاز کوه‌زایی پیرنئن و نبود رسوبات ائوسن بالایی، مرز زیرین سازند آهکی آسماری پایینی (روپلین-چاتین) به صوت ناپیوستگی هم‌شیب بر روی قسمت فوقانی سازند آهکی دولومیتی جهرم (ائوسن میانی) نهشته شده است و همچنین مرز فوقانی سازند آسماری به صورت ناپیوستگی هم‌شیب در زیر رسوبات آواری تخریبی قرمز رنگ سازند رازک قرار گرفته است.

۳- مطالعات و بررسی‌های زیست‌چینه‌نگاری انجام‌شده در برش چهل‌چشمه، منجر به شناسایی ۲۰ جنس و ۲۴ گونه گردید.

۴- با توجه به گسترش چینه‌شناسی و نیز اجتماع فرامینیفرهای بنتونیک بیوزنهای:

Nummulites intermedius- Nummulites fichteli- Nmmulites vascus Assemblage Zone
Austroterillina howchini Assemblage –Zone

در نهشته‌های مورد مطالعه شناسایی شده است. بیوزون های مذکور به الیگوسن–میوسن زیرین (آکی‌تانین) نسبت داده شده است. با توجه به مطالعات بیواستراتیگرافی انجام‌شده در برش چهل‌چشمه، دو بخش آسماری پایینی- میانی وجود دارد.

مراجع

خسرو تهرانی، خ (۱۳۸۴). زمین‌شناسی ایران، انتشارات دانشگاه تهران.

درویش‌زاده، ع (۱۳۸۳). زمین‌شناسی ایران. چاپ دوم. تهران: انتشارات امیرکبیر.

کلانتری، ا (۱۳۷۱)، سنگ چینه‌نگاری و رخساره‌های میکروسکوپی زاگرس: انتشارت شرکت ملی نفت ایران و تولید، آزمایشگاه‌های زمین‌شناسی، نشریه شماره ۱۲، ۴۲۱ صفحه.

مزیدی مرادی، ح (۱۳۹۲)، زیست‌چینه‌نگاری و محیط رسوبی نهشته‌های سازند آسماری در برش خرامه (جنوب شرق شیراز)، هفتمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران.

مطیعی، ه (۱۳۷۲). زمین‌شناسی ایران چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین کشور.

وزیری مقدم، م (۱۳۸۹)."چینه‌نگاری زیستی و محیط رسوبی سازند آسماری در چاه شماره ۳۰ آغاجاری، خوزستان". مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان.

Adams, T.D., and Bourgeois, F. (1967)."Asmari biostratigraphy".Geological and Exploration Division, I.O.O.C. Reporte No. 1074, Tehran.

Ehrenberg, S.N., Pichard, N.A.H., Lursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svana,T.A., Acrawi,A.A.M.,Macharthur, J.M., and Thrilwall, M.F., (2007). "Struntium isotope stratigraphy of The Asmri Formation (Oligocen- Miocen), SW Iran".Jurnal of Petrolium Geology, 30(2), pp. 107-128.

Jams, G.A. and Wynd, J.C. (1965)."Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consorioum Agreement Area".Bull of the Amer. Asso. Of Petrol. Geol. 49, No, 12. Pp, 2182-2245.

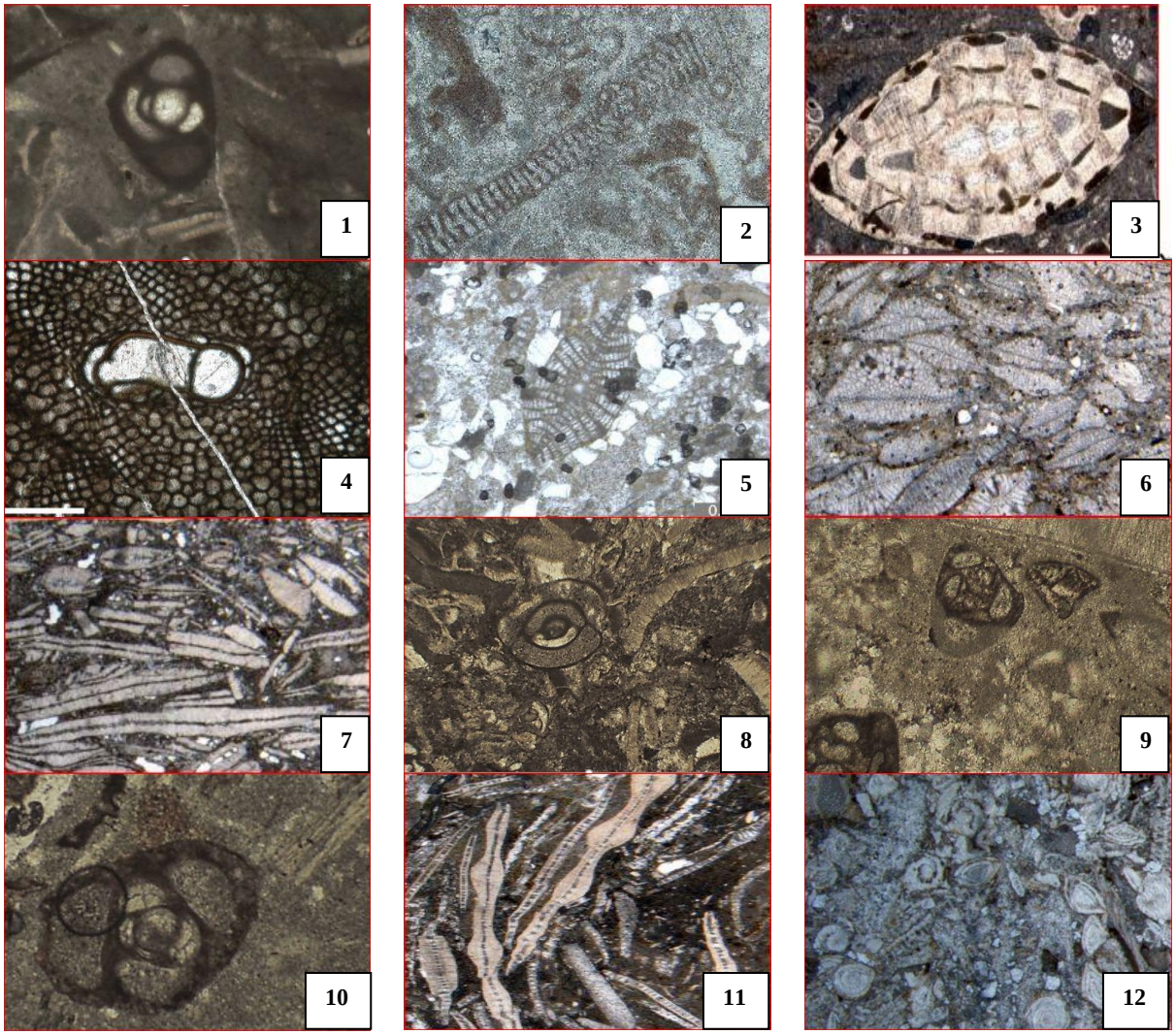
Laursen, G.V., Monib, S. Allan, T.L.Pickard, N.A. Hosseiney, H., Vincent, B., HAmon, Y., Buchem, F.S.P. Mollemi, A., and Druillion, G. (2009)."The Asmari Formation revisited: Change Stratigraphic allocation and new biozonation"., First international petroleum conference and exhibition, Shiras, Iran, pp. 1-5.

Loeblich, A. R. and Tappan, J. H. (1988). Foraminifaral genera and their Classification. Von Nostrand Reinhold Co., 2 vols., pls. 847. New York, pp. 869

Thomas, A.N. (1948)."The Asmari Limeston of southewest Iran". 18 Intel. Geol.Conger. Rep,. London, part 6. P. 35-44, discussion, pp. 68-73.

Vaziri-moghadam, H., A. Serafian, and P. Taraneh, (2002). " Biofacies and sequens stratigraphy of the Eocen succession, at Hamzeh- Ali area, north central Zagros Iran".Carbonat and Evaporation, v.17, n. 1, p.60-67.

Plate 1



1- *Pyrgo*
2- *Peneroplis evolotus*
3- *Nummulites fichteli*
4- *Nephrolepidina*
5- *Nephrolepidina*
6- *Lepidocyclina* sp.
7- *Lepidocyclina* sp.
8- *Biloculina*
9- *Austrotrillina* sp.
10- *Austrotrillina asmaricus*
11- *Actinocyclina* sp.
12- *Nummulites* sp.

چینه نگاری زیستی رسوبات سازند قم در برش کانی سیبی، شمال غرب ارومیه

شبنم رضائی قوشچی[1*]، علی اصغر ثیاب قدسی[2]، گلناز حاجی زاده کوران آباد

۱ -دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه ارومیه، گروه زمین شناسی، ارومیه.

۲- دانشیار، دانشگاه ارومیه، گروه زمین شناسی، ارومیه. a.siabeghodsy@urmia.ac.ir

۳- دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه ارومیه، گروه زمین شناسی، ارومیه.

چکیده

در این پژوهش نهشته های سازند قم در برش کانی سیبی، شمال غرب ارومیه (سرو) از جهت چینه نگاری زیستی مورد مطالعه قرار گرفته است. سازند قم در این برش با ۱۵۰ متر ضخامت، عمدتا متشکل از شیل، سنگ‌آهک ماسه ای و سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه به همراه میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ می باشدکه با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند قرمز زیرین قرار گرفته است. مطالعه میکروفسیل ها در این برش منجر به شناسایی ۳۰ گونه متعلق به فرامینیفرا، ۲جنس جلبک و ۲جنس بریوزوآ شد. سازند قم در این برش شامل یک ساب زون و یک زون زیستی تجمعی می باشد. سازند قم در برش چینه شناسی مورد مطالعه به اکی تانین - بوردیگالین نسبت داده می شود.

کلیدواژه: چینه نگاری زیستی، سازند قم، ارومیه، کانی سیبی، سرو

Biostratigraphy of Qom Formation sediments in the KaniSibi Section, northwest of Urmia

Shabnam Rezayi[1]*, Ali Asghar Siabeghodsy[2], Golnaz Hajizadeh Koran Abad

1- Urmia university Stratigraphy and paleontology Msc student

2- Department of Geology, University of Urmia, Urmia, Iran

3- Urmia university Stratigraphy and paleontology Msc student

Abstract

In this study, the Qom Formation deposits in the Kanisibi section , Northwest of Orumiyeh(Serow) have been studied for biostratigraphy. The Qom Formation in this section is 150 m thick, consisting mainly of shale, sandy limestone, and medium to thick layer limestones with intergranular sandstone layers that are located on the Lower Red Formation with erosional discontinuity. The study of microfossils in this section resulted in the identification of 30 species belonging to Framinifera, 2 genera of algae and 2 genera of Bryozoa. The Qom Formation in this section contains a subzone and a cumulative biozone. The Qom Formation in the stratigraphic breccia studied is attributed to the aquinine-bordigalin.

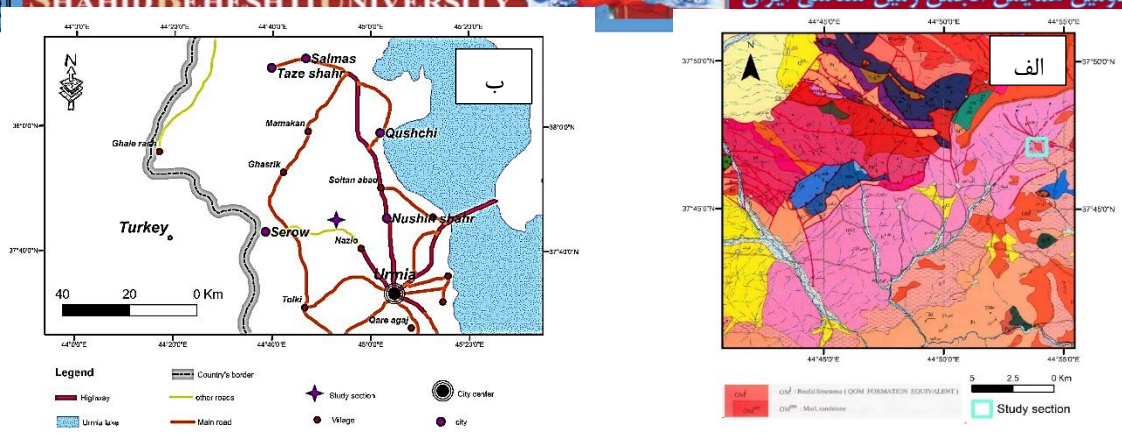
Key Words: Biostratigraphy, Qom Formation, Orumieh, Kani Sibi, Serow

مقدمه

واحدهای بیواستراتیگرافی یا چینه شناسی زیستی، یکی از تقسیم بندی های اساسی چینه شناسی است که بر مبنای محتویات فسیل لایه بناشده است. در واقع بیواستراتیگرافی شاخه ای از چینه شناسی است که مربوط به سازمان دادن و تنظیم لایه ها به واحدهایی بر مبنای فسیل های موجود در آنها است.واحدهای چینه شناسی زیستی نشانگر خوبی برای محیط رسوبی و شاخصی برای سن نسبی است و کاربرد آن تعیین سن نسبی ، پی بردن به وضعیت قرار گیری لایه ها و تشخیص نوع محیط رسوبی است. سازند قم، نهشته های کربناتی الیگوسن-میوسن ایران مرکزی است که در همه جا سن یکسانی ندارد و دارای تغییرات سنی در خور توجهی می باشد، این تغییرات سن حاکی از زمان پیشروی و پسروی دریا و یا چرخه های فرسایشی می باشد (آقانباتی، ۱۳۸۳). جایگاه چینه شناسی، رخساره ی سنگی و ویژگی های زیستی این سنگ آهک ها، به ویژه ذخایر هیدروکربنی آنها، شباهت بسیار نزدیک با واحد سنگ چینه ای سازند آسماری در زاگرس دارد که بیشترین ذخایر نفتی جنوب باختری ایران را دارد .این شباهت ها به حدی است که می توان تصور کرد که دریای الیگوسن-میوسن باختر ایران مرکزی به واقع ادامه ی شمال خاوری دریای آسماری است که به گونه ای تا ایران مرکزی ادامه داشته است(آقانباتی، ۱۳۸۳). از آنجا که بیوزوناسیون رسمی برای سازند قم ارائه نشده است و با توجه به شباهت های سازند قم با آسماری از بیوزوناسیون های معرفی شده برای سازند آسماری، در این رابطه استفاده شده است .وایند، آدامز و بورژآ، کائوزاک و پویگنات و لارسن و همکاران (Wynd, 1965), (Adams & Bourgeois, 1967),(Laursen et al., 2009) ، بیوزوناسیون های رسمی جهت سازند آسماری ارائه نمودند، بدین طریق تعیین سن سازند آسماری انجام پذیرفت.

زمین شناسی عمومی و راه های دسترسی به برش مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه، که در غربی ترین بخش از زون زمین ساختی البرز - آذربایجان و در ادامه زون تکتونیکی سنندج - سیرجان واقع شده است، در ناحیه ای قرار گرفته است که خود اختصاصات ساختمانی واحد زمین‌ساختی البرز - آذربایجان را نشان می دهد. بطور کلی تکوین زمین شناسی منطقه متأثر از رخداد های گوناگونی است که در واحدهای مختلف زمین شناسی از جمله افیولیت ملانژهای خوی- اشنویه، زون سنندج - سیرجان و زون البرز - آذربایجان روی داده است. محدوده‌ی مورد نظر با مختصات طول جغرافیایی 44°52'18"E شرقی و عرض جغرافیایی 37°44'22"N شمالی در نقشه‌ی چهار گوش زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سرو و نقشه‌ی ۱:۲۵۰۰۰۰ ارومیه قرار دارد. منطقه‌ی مورد نظر شمال غرب ارومیه، ۲۰ کیلومتری شهر ارومیه واقع شده است. راه‌های دسترسی به منطقه‌ی مورد نظر شامل جاده‌ی آسفالته‌ی ارومیه- سرو می باشد (شکل۱).



شکل۱) الف: نقشه زمین شناسی برش مورد مطالعه، ب :نقشه راه‌های دسترسی برش مورد مطالعه

بحث

ضخامت سازند قم در برش کانی سیبی ۱۵۰ متر می بشد که با ناپیوستگی همشیب بر روی سازند قرمز زیرین قرار گرفته است و مرز بالایی آن با رسوبات کواترنری وبا ناپیوستگی فرسایشی همشیب همراه است. جهت انجام مطالعات دقیق دیرینه شناسی، بررسی و معرفی بیوزونها در این برش، نمونه برداری دقیق و سیستماتیک انجام گرفت. نمونه ها تقریبا هر یک‌ونیم متر وبا توجه به تغییرات رخساره‌ها در رخنمون مشاهده شده برداشت شده است. از نمونه های برداشت شده از این برش ۳۰ گونه متعلق به فرامینیفرا، ۲جنس جلبک و ۲جنس بریوزوآ شناسایی گردید. با توجه به میکروفسیل های موجود و بر اساس بایوزوناسیون آدامز و بورژوا (Adams & Bourgeios, 1967) سازند قم در این برش شامل یک ساب زون و یک زون زیستی تجمعی می باشد (شکل ۳).

ساب زون تجمعی شماره ۱:

این ساب زون با حضور گونه ی شاخص Miogypsina مشخص می شود. اولین حضور Elphidium sp.14 مشخص کننده ی مرز زیرین این سازند است. این ساب زون با ساب زون تجمعی شماره 2a آدامز و بورژوا به نام - Elphidium sp.14 Miogypsina Assemblage subzone مطابقت دارد که معرف سن اکی تانین پسین از میوسن پیشین و هم ارز آسماری میانی می باشد. از میکروفسیل های دیگر همراه این ساب زون تجمعی می توان به نمونه های ذیل اشاره کرد:

Bolivina sp., Cibicides sp., Ditrupa sp., Elphidium sp.1, Kuphus sp., Miogypsinoides sp., Operculina complanata, Pseudolituonella reicheli, Pyrgo sp., Reussella sp., Rotalia sp., Sphaerogypsina globulus, Spiroloculina sp., Textularia sp.,

زون تجمعی شماره ۱:

این زون تجمعی با ظهور گونه های شاخص Borelis melo curdica و Meandropsina iranica مشخص شده و با زون تجمعی شماره ۱ آدامز و بورژوا به نام Borelis melo group – Meandropsina iranica Assemblage zone مطابقت دارد. زون تجمعی مذکور معرف سن بوردیگالین از میوسن پیشین بوده و هم ارز آسماری بالایی می باشد. از میکروفسیل های دیگر همراه این زون تجمعی می توان به نمونه های ذیل اشاره کرد:

Dendritina rangi, Meandropsina anahensis, Quinqueloculina sp., Valvulina sp., Schlumbergerina sp., Spirolina cylindracea

با توجه به بایوزوناسیون آدامز و بورژوا و حضور روزن بران شاخص سازند قم در برش کانی سیبی به اکی تانین – بوردیگالین نسبت داده می شود.

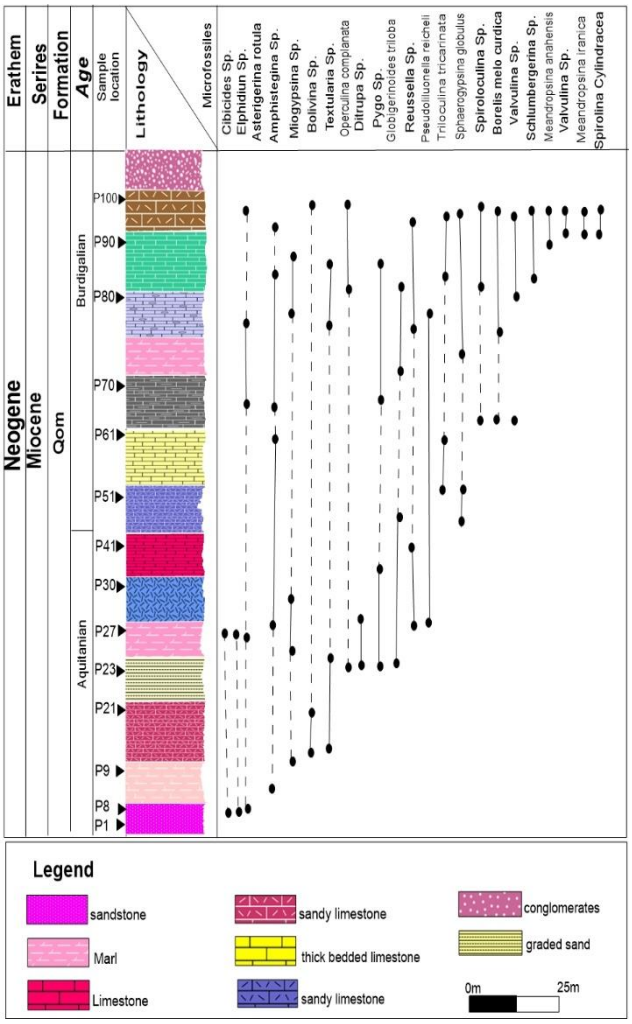
نتیجه‌گیری:

بررسی نهشته های سازند قم در برش کانی سیبی منجر به نتایج زیر گردید:

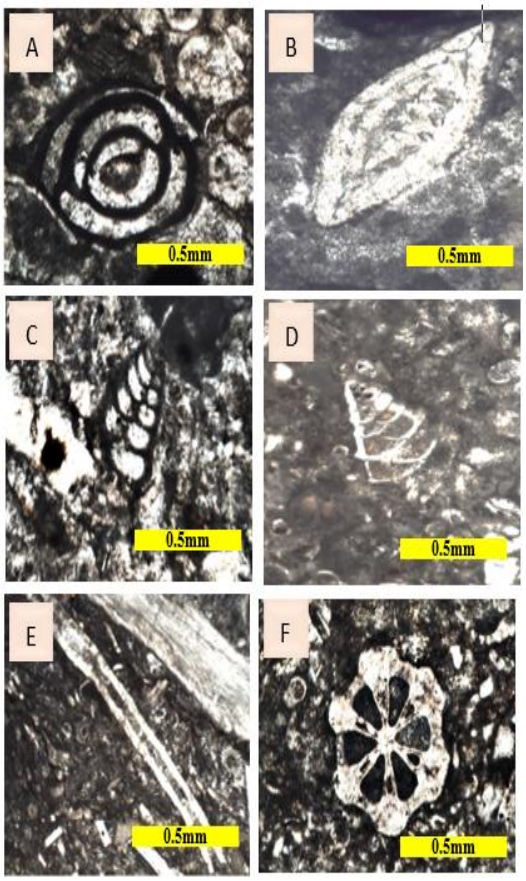
سازند قم در برش مورد مطالعه ۱۵۰متر ضخامت دارد. این سازند با ناپیوستگی فرسایشی هم شیب بر روی سازند قرمز زیرین قرار گرفته است. لیتولوژی سازند قم در این برش شامل شیل، سنگ آهک ماسه ای و سنگ آهک های متوسط تا ضخیم لایه به همراه میان لایه هایی از ماسه سنگ می باشد.

در میان میکروفسیل های موجود در اسلایدهای مطالعه شده ۳۰ گونه متعلق به فرامینیفرا، ۲جنس جلبک و ۲جنس بریوزوآ شناسایی گردید.

با توجه به بایوزوناسیون آدامز و بورژوا و حضور روزن بران شاخص مانند *Borelis melo curdica*، *Meandropsina iranica*، *Elphidium sp.14* و *Miogypsina sp.* برش چینه شناسیمورد مطالعه با ساب زون تجمعی شماره 2a به نام *Elphidium sp.14 - Miogypsina Assemblage subzone* و زون تجمعی شماره ۱ به نام *Meandropsina iranica Borelis melo group – Assemblage zone* مطابقت دارد. بر همین اساس سازند قم در برش چینه شناسی مورد مطالعه به اکی تانین – بوردیگالین نسبت داده می شود.



شکل۳: ستون زیست چینه نگاری و توزیع
عمودی روزنداران سازند قم در برش کانی‌سیبی



2) A: Pyrgo sp.,

B: Amphistegina sp, C: Textularia sp., D: Bolivina, E: Operculina complanata Defrance, F: Tubucellaria sp

منابع فارسی

- ✓ افتخار نژاد، ح.، ۱۳۵۹، تفکیک بخش‌های مختلف ایران ازنظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، ص ۱۹-۲۸.
- ✓ آقا نباتی،ع.، ۱۳۸۳ ،"زمین‌شناسی ایران "، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ۵۸۶ ص.
- ✓ بهفروزی، ا.، ۱۳۸۹، زیست چینه نگاری زیستی، میکروفاسیس و محیط رسوبی سازند قم در ناحیه چنار (شمال غرب کاشان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان ۱۱۲ ص.
- ✓ علوی نائینی، م.، ۱۳۸۸، چکیده‌ای از چینه‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۰۷ ص.

References

- ✓ Adams, T.D., and F. Bourgeois, 1967, Asmari Biostratigrapgy, Geological and exploration Div; IOOC Report, no. 1074.
- ✓ Alavi, M., 2004. Regional Stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. Am. J. Sci. 304, 1– 20.
- ✓ Allen, M. B., Khelrkhah, M., Emami, M. H. & Jones, S. J., 2011. Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone. Geophysical Journal International 184, 555–74.
- ✓ Allen.Mark.B., Armstrong.Howard A., 2008. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 265, 52-58.
- ✓ Amirshahkarami, M., 2013, Revision in the paleontology and distribution of the larger benthic foraminifera in the Oligocene– Miocene deposits of the Zagros Basin, southwest Iran: Historical Biology, v. 25, no.3, p.339–361.
- ✓ Amirshahkarami, M., and M. Karavan, 2015, Microfacies models and sequence stratigraphic architecture of the OligoceneMiocene Qom Formation, south of Qom City, Iran: Geoscience Frontiers, v. 6, p. 593-604
- ✓ James, G. A. & Wynd, J. G., 1965. Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 49, 2182–2245.
- ✓ Laursen, G.V, Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.H., Moallemi, A., and Driullion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation, First international petroleum conference & exhibition, Shiraz, Iran.

چینه نگاری شیمیایی نهشته‌های سازند قم در برش کانی سیبی، شمال غرب شهرستان ارومیه

گلناز حاجی زاده کوران آباد[۱*]، علی اصغر ثیاب قدسی[۲]، شبنم رضائی قوشچی[۳]

۱ -دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه ارومیه، گروه زمین شناسی، ارومیه

۲- دانشیار، دانشگاه ارومیه، گروه زمین شناسی، ارومیه. a.siabeghodsy@urmia.ac.ir

۳- دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه ارومیه، گروه زمین شناسی، ارومیه

چکیده

در این پژوهش نهشته های سازند قم در برش کانی سیبی بر اساس چینه نگاری شیمیایی مورد مطالعه قرار گرفته است. سازند قم در این برش با ۱۵۰ متر ضخامت، عمدتا متشکل از شیل، سنگ‌آهک ماسه ای و سنگ‌آهک‌های متوسط تا ضخیم لایه به همراه میان لایه‌هایی از ماسه‌سنگ می باشدکه با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند قرمز زیرین قرار گرفته است. تغییرات نسبی عناصر فرعی در امتداد ستون چینه‌شناسی ناشی از اختلاف رخساره‌ای و همچنین تأثیر فرآیندهای دیاژنتیکی می‌باشد. مطالعات ژئوشیمی بر روی داده های ژئوشیمی صورت گرفته شده از برش مورد مطالعه منجر به شناسایی یک محیط کم عمق با کانی شناسی آراگونیتی شد.

کلیدواژه:چینه نگاری شیمیایی، سازند قم، کانی سیبی، ارومیه، سرو

Chemical stratigraphy of the Qom Formation deposits in the Kani Sibi, northwest of Urmia

Golnaz Hajizadeh Kuraran Abadi[1]*, ali asghar siabeghodsy[2] ,shabnam rezayi[3]

1- Urmia university Stratigraphy and paleontology Msc student

2- Department of Geology, University of Urmia, Urmia, Iran

3- Urmia university Stratigraphy and paleontology Msc student

Abstract

In this study, deposits of Qom Formation in Kanisibi section were studied based on chemical stratigraphy. The Qom Formation in this section is 150 m thick, consisting mainly of shale, sandy limestone, and medium to thick layer limestones, along with layers of sandstone that are erosional discontinuously on the Lower Red Formation. The relative changes of the sub-elements along the stratigraphic column are due to facies differences and also the influence of diagenetic processes. Geochemical studies on geochemical data obtained from the studied section resulted in the identification of a shallow environment with aragonite mineralogy.

Key Words: Chemical stratigraphy, Qom Formation, Kani Sibi, Orumiyeh, Serow

مقدمه

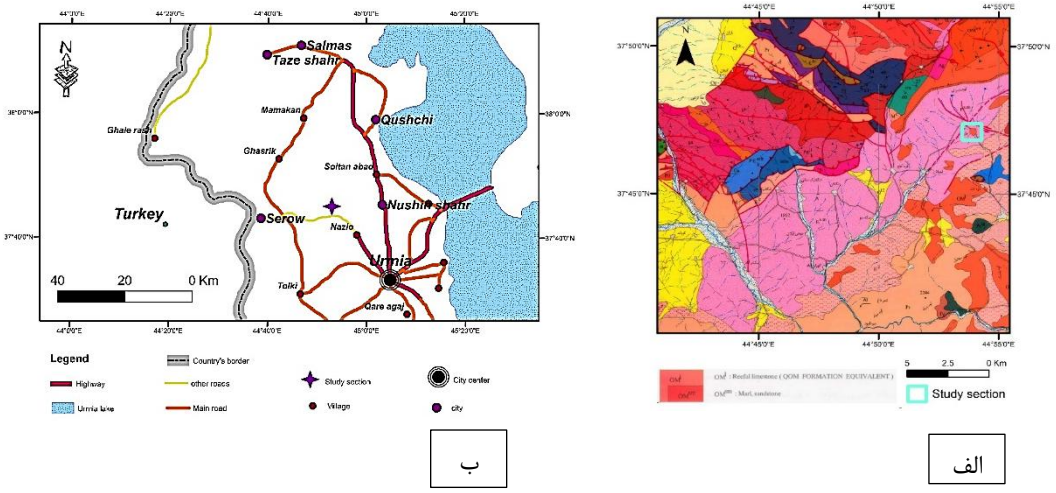
ژئوشیمی رسوبی محدوده ای از دامنه گسترده علم ژئوشیمی است که به بررسی فرآیندهای شیمیایی موثر در تشکیل و تغییر رسوبات و در نهایت تبدیل آنها به سنگ رسوبی و یا در چرخه بر عکس آن تغییر سنگ به رسوبات می پردازد .چینه نگاری شیمیایی شاخه‌ای از علم چینه نگاری است که تغییرات شیمیایی واحدهای رسوبی در یک توالی را مورد بررسی قرار میدهد .با شناسایی و مشخص کردن ویژگی‌های ژئوشیمیایی می توان توالی های رسوبی را به زیر واحدهای چینه‌ای تقسیم و از آنها در تطابق واحدهای رسوبی در محدوده جغرافیایی وسیع استفاده کرد (Rodrigues, 2005). چینه‌نگاری شیمیایی گاه میتواند با قدرت تفکیک بسیار بالا و حتی بیش از چینه‌نگاری زیستی در زون بندی چینه ها و تطابق مورد استفاده قرار گیرد .ترکیب ژئوشیمیایی رسوبات کربناته نشانه تغییرات شیمیایی اتفاق افتاده در آب دریاست و این تغییرات در بخش‌های اسکلتی جانداران ثبت می شود(Faridman, 1969). امروزه از الگوی تغییرات غلظت عناصر فرعی در رسوبات کربناته آبهای سرد و گرم عهدحاضر، به عنوان معیاری برای تشخیص معادل های دیرینه‌شان استفاده میشود(آدابی، ۱۳۸۳).

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه، بخشی از ورقه زمین شناسی۱/۱۰۰۰۰۰ ارومیه می باشد که در شمال غرب ارومیه با مختصات طول جغرافیایی 44°52'18"E شرقی و عرض جغرافیایی 37°44'22"N شمالی درمنطقه سرو(شمال ارومیه) قرار گرفته است. بخش سرو از توابع ارومیه بوده و در محدوده ۲۰ کیلومتری شمال غرب شهرستان ارومیه واقع شده است. دسترسی به منطقه مورد مطالعه از طریق جاده ترانزیتی اورمیه تا سرو و برش مورد مطالعه از جاده خاکی امکان پذیر است. موقعیت جغرافیایی در (شکل۱-ب) نشان داده شده است.

زمین شناسی برش مورد مطالعه

سنگهای آهکی دارای فسیل های مرجان، دوکفه ای، استراکود، بریوزوا و جلبک این واحد را تشکیل میدهند . در سنگ شناسی این واحد میان لایه هایی از ماسه سنگ ، سنگ آهک ماسه ای و آهک مارنی بطور محلی قابل مشاهده است. این سنگها در سطح شکست دارای رنگهای خاکستری و کرمی هستند که بگونه ضخیم لایه تا توده ای با چین خوردگی ملایم ارتفاعات اصلی منطقه را پدیده آورده اند. فرسایش ناشی از این سنگها مناطق ناهموار صخره ای و واریزه های بلوکی را موجب شده است(شکل۱- الف).



شکل۱) الف: نقشه زمین شناسی برش مورد مطالعه، ب :نقشه راه‌های دسترسی برش مورد مطالعه

روش مطالعه

به منظور تعیین موقعیت رسوبگذاری، نوع دیاژنز و کانی شناسی اولیه کربنات های مناطق مورد مطالعه تعداد چهارده نمونه انتخاب و به روش XRF تجزیه شیمیایی شد که نتایج آنالیزهای انجام شده به شرح جدول۱ می باشدکه شامل اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب و نادر می باشد. بر اساس آنالیز داده های مربوط به نمونه های برداشت شده از منطقه مورد مطالعه و با استفاده از عناصر موجود در این آنالیز ها و نمودار های رسم شده میتوان به بررسی محیط دیرینه منطقه و نحوه تشکیل کربنات ها و آب و هوای منطقه در گذشته پی برد.

بحث

تجزیه شیمیایی ۱۴ نمونه از سازند قم در برش کانی سیبی و بررسی ویژگی این عناصر و تغییرات آن در طول برش چینه-شناسی مورد مطالعه به شرح ذی است:

۱. اکسید سدیم (Na_2O)

سدیم عنصر کمیابی است که در میزان شوری و دیاژنز رسوبات کربناته، موثر است. میزان زیاد سدیم و یا به طور متوسط معرف محیط های بسته با مواد تبخیری و میزان کم سدیم، رخساره های آهکی ناحیه سکوهای قاره ای و ریفهای مرجانی است (آدابی، ۱۳۸۳). دولومیت های ثانویه از نظر سدیم فقیر هستند، مشاهده می شود که میزان Na_2O از گروه میکرو فاسیس دریای باز که عمیق تر است به طرف گروه میکروفاسیس لاگون که کم عمق تر است افزایش و میزان شوری بیشتر شده به همین دلیل در رخساره لاگون در صد شوری بیشتر است.

۲. اکسید استرانسیوم (SrO)

پراکندگی استرانسیوم در کربناتهای قدیمی، کاملا به فرایند دیاژنز، دولومیتی شدن، میزان رس موجود در کربناتها و نیز میزان درجه شوری محیط رسوبی بستگی دارد و در طی تبدیل آراگونیت به کلسیت کم منیزیم، Srحذف می شود (Rao and Adabi, 1992). کربناتها و سولفاتهای رخساره های آهکی توالی تبخیری دارای مقدار Sr بیشتری نسبت به کربناتهای عمیق تر هستند (Rao and Amini,1995) . گروه رخساره لاگون به طرف گروه رخساره سدی در صد اکسید استرانسیم کاهش یافته و بنابراین میزان شوری نیز کمتر شده که با روند تغییرات اکسید سدیم همگرایی دارد.

۳. اکسید منیزیم (MgO) و اکسید کلسیم :(CaO)

اکسید کلسیم یکی از عناصر نشان دهنده عمق رسوبات می باشد. به لحاظ میکروفاسیس، جایگاه رخساره Benthic foraninifera algal bioclast packstone‖از گروه میکروفاسیس لاگون نسبت به رخساره بایو کلاستیک کورالیناسه پکستون رودستون از گروه میکروفاسیس لاگون دور تر از ساحل اما کم عمق تر می باشد که این مورد با کاهش در صد CaO مطابقت دارد. روند توزیع اکسید کلسیم عکس اکسید منیزیم مشاهده می شود. با افزایش شوری، در صد اکسید منیزیم افزایش یافته که با رخساره های دولومیتی گروه میکرو فاسیس لاگون مطابقت دارد. لازم به ذکر است که کم و زیاد شدن این دو عنصر می تواند به دلیل دیاژنز و فرآیندهای بعد از رسوبگذاری نیز باشد

۴. اکسید آهن (Fe_2O_3)، اکسید آلومینیوم (Al_2O_3) و اکسید سیلیسیم (SiO_2)

میزان اکسید آهن به طور کلی نشانگر کاهش عمق و منطقه اکسیدان می باشد. با توجه به نمودار در رخساره هایی که عمق کاهش یافته و سطح آب پایین تر آمده در صد اکسید آهن نیز افزایش یافته است . اکسید آلومینیوم و اکسید سیلیسیم هر دو نشانه عمق کم هستند. در اینجا منحنی های هر سه اکسید با هم همگرایی دارند.

نتیجه گیری

با ارزیابی داده های صحرایی، پتروگرافی، کانی شناسی و ژئوشیمی، کربنات های سازند قم نتایج زیر حاصل می گردد:

۱- اولین کربنات های گاستروپودا دار در محیط های کولابی با شرایط کم اکسیژن، اکسیدی و کم اکسیدی در فعالیت های تکتونیکی حاشیه غیر فعال قاره ته نشین شده اند.

۲- رخساره های کربناته سازند قم برش چینه شناسی مورد مطالعه در محیط‌های کم عمق ته نشین شده است.

۳- اغلب کربنات های موجود در دریای قم دارای منشا بیوتیک می باشد.

۴- رخساره های کربناته شناسایی شده، رخساره جزرومدی، رخساره لاگون، رخساره سد و کانال می باشند.

۵- به طور کلی فراوانی پوسته پورسلانوز در رخساره های کم عمق نسبت به رخساره های عمیق‌تر و دورتر از ساحل، بیشتر است در حالیکه در مورد پوسته هیالین به طور عکس است ،

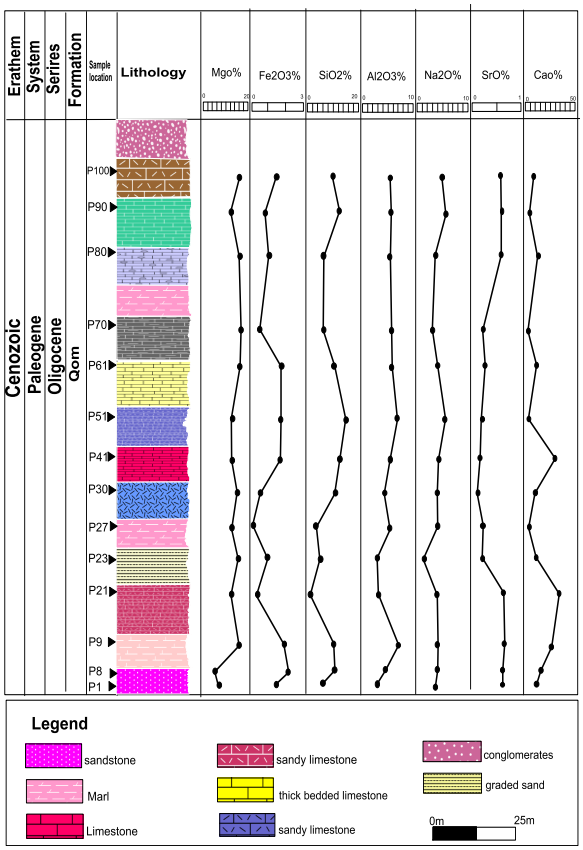
۶- همراهی روزن بران با پوسته های هیالین و پورسلانوز باهم، نشان دهنده کاهش شوری که به علت ارتباط با دریای باز در یک لاگون نیمه محصور اتفاق میفتد.

۷- فراوانی زیاد فرامینیفرهای با پوسته آگلوتین و کاهش پوسته هیالین و بورسلانوز، احتمالا به دلیل گل آلودی آب و یا وجود مواد تخریبی در آب و یا عملکرد فرآیندهایی همچون دیاژنز و انحلال است که باعث محو شدن برخی گونه ها می شود. کاهش درصد اکسید سدیم و همچنین کاهش اکسیدهای آهن، منیزیم، آلومینیوم و سیلیسیم و از طرفی دیگر افزایش اکسید کلسیم نشاندهنده میزان شوری پایین و افزایش نسبی عمق در این نوع رخساره می باشد.

۸- اکسیدهای عناصر Si و Na معرف روند افزایش و کاهش شوری هستند که با دور شدن از منطقه جزرومدی به طرف سد، میزان شوری کاهش می یابد.

جدول۱: مقدار عناصر فرعی و اصلی در نمونه‌های مورد بررسی در برش کانی سیبی

sample	Mgo%	Fe2O3%	SiO2%	Al2O3%	Na2O%	SrO%	Cao%
p1	11.765	1.879	4.897	1.234	0.213	0.098	32.987
p8	12.976	2.098	14.765	4.657	1.654	0.032	25.987
p9	0.554	2.543	4.098	9.874	1.123	0.056	37.234
P21	4.674	0.453	1.098	0.334	0.432	0.634	45.954
P23	2.737	0.756	6.987	1.543	7.498	0.202	24.962
p27	3.476	0.344	5.453	2.453	0.564	0.04	19.543
p30	3.987	0.765	11.943	3.765	0.876	0.145	28.732
p41	4.987	0.234	12.876	3.897	0.932	0.032	39.876
p51	7.963	0.456	16.098	0.983	1.543	0.045	22.843
p61	0.465	2.654	0.987	0.654	0.765	0.115	20.672
p70	0.718	0.543	1.956	0.923	0.566	0.328	19.453
p80	1.697	0.388	1.543	0.455	0.823	0.654	29.651
p90	8.947	0.564	6.984	3.765	1.876	0.543	23.986
p100	3.927	0.775	10.876	2.353	1.043	0.654	24.732



شکل۲)تغییرات غلظت اکسید عناصر اصلی و فرعی در برش مورد مطالعه

منابع فارسی

آدابی، م.ح.، ۱۳۸۳ . ژئوشیمی رسوبی .نشر آرین زمین، ۴۴۳ ص

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۹ . زمین شناسی ایران .سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی کشور، ۵۸۶ ص

References

Amini Z.Z., Rao, C,P. 1988: Depth and latitudinal characteristic of sedimentological and geochemical variables in temperate shelf carbonates, eastern Tasmania, Australia. *Carbonates and Evaporates*. 13: 145-156.

Adabi, M. H. and E.Asadi Mehmandosti, 2008, Microfacies and Geochemistry of Ilam Formation in Tange Rashid area, Izesh, SW Iran: Journal of Asian of earth sciences, v. 33, p. 267-277.

Adabi, M. H. and C. P. Rao, 1991, Petrographic and Geochemical evidence for original aragonitic mineralogy of Upper Jurassic carbonate (Mozduran Formation), Sarakhs area, Iran: Sedimentary Geology, v, 72, p. 253-267.

Rao, C.P. and Adabi, M.H., 1992, Carbonate minerals, major elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with depth in cool, temperate carbonates, Western Tasmania, Australia: Mar. Geology, v. 103, p. 249-272.

- Rao, C.P. and Amini, Z.Z., 1995, Faunal relationship to grain-size, mineralogy and geochemistry in recent temperate shelf carbonates, Eastern Tasmania, Australia, implications for the occurrence of extensive ancient non-tropical carbonates: Palaeo, v. 107, p. 49-63.

Rodrigues, R., 2005. Applied Stratigraphy. Topics in Geobiology, 23: 165-178

Faridman, M.G., 1969. Trace elements as possible environmental indicator in carbonate sediments. Society of Economic paleontologistsb & mineralogist, 14: 193-198.

پالئواکولوژی بخش بالایی سازند پابده و بخش زیرین سازند آسماری در چاه A میدان نفتی مارون

نویسنده مسئول*: محمد گودرزی، دانش آموخته کارشناسی ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی ،
Mohammadgoodarzi45@yahoo.com*

حسن امیری بختیار، دکتری زمین شناسی شرکت ملی نفت مناطق نفت خیز جنوب

محمدرضا نورایی نژاد، کارشناس ارشد شرکت ملی نفت، مناطق نفت خیز جنوب

چکیده

این پژوهش با هدف بررسی شرایط پالئواکولوژیکی بخش بالایی سازند پابده و بخش پایینی سازند آسماری در چاه A میدان نفتی مارون انجام شده است. بدین منظور تعداد ۱۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی از ۲۷۲.۵ متر از چاه A میدان نفتی مارون جهت پی بردن به شرایط پالئواکولوژی حاکم در زمان رسوبگذاری مطالعه شد. در این پژوهش پارامترهای شوری، نور و مواد غذایی بررسی شدند. پس از بررسی پارامترهای مورد مطالعه مشخص شد شوری در محدوده نرمال تا کمی بالاتر از نرمال، وضعیت نور در محدوده آفوتیک زون تا مزوفوتیک و مواد غذایی در محدوده الیگوتروفیک تا یوتروفیک می‌باشند.

کلید واژه: میدان نفتی مارون، سازند پابده، سازند آسماری، ریز رخساره‌ها، پالئواکولوژی.

Paleoecology of Pabdeh Formation upper part and the Asmari Formation lower part in well A of Marun oil field

Mohammad goodarzi*: M. Sc. Stratigraphy and Paleontology, **Mohammadgoodarzi45@yahoo.com**

Hasan Amiri - Bakhtiar: Associate professor, National Iranian South Oil Company (NISOC), Ahwaz, Iran.

Mohammadreza Noraii Nejad: M4. National Iranian South Oil Company (NISOC), Iran, Ahvaz, Iran.

Abstract

This study aimed to investigate the paleoecological conditions of the upper part of the Pabdeh Formation and the lower part of the Asmari Formation in well A of Marun oil field. For this purpose, 150 microscopic thin sections of 272.5 m from Marun Oilfield A were studied to find out the paleoecological conditions at the time of deposition. In this study, salinity, light and nutrient parameters were investigated. After studying the studied parameters, it was found that salinity was in the normal to slightly higher than normal range, light status in the Aphotic to Mesophotic zone and nutrient in the Oligotrophic to Eutrophic range.

Key Words: Marun Oil Field, Pabdeh Formation, Asmari Formation, Microfacies , Paleoecology.

مقدمه

سازند پابده در گستره وسیعی از حوضه زاگرس، از پالئوسن تا الیگوسن و حتی میوسن آغازی(منطقه لرستان) نهشته شده (هداوند خانی، ۱۳۹۶) و به عنوان یک سنگ منشا و گاه به عنوان سنگ مخزن اهمیت ویژه‌ای در مطالعات نفتی و مواد هیدروکربوری دارد. سازند آسماری جوان‌ترین سنگ مخزن زاگرس است و به دلیل اهمیت اقتصادی آن (تولید مواد هیدروکربوری) مطالعات گسترده و جامعی بر روی آن انجام شده است. رسوبات پلاتفرم کربناته‌ای که سازند آسماری را تشکیل می‌دهند، شامل تعدادی از بزرگترین ذخایر نفتی در دنیا می‌باشند(Alavi, 2004). سازند آسماری در برش‌های کامل خود دارای دو عضو، یکی عضو ماسه سنگی اهواز در جنوب‌غرب خوزستان و دیگری عضو تبخیری کلهر در لرستان بوده (آقانباتی، ۱۳۸۵) و به لحاظ زیست‌چینه‌ای این سازند به سه واحد آسماری پایینی به سن الیگوسن، آسماری میانی به سن میوسن پیشین(آکی‌تانین) و آسماری بالایی به سن میوسن پیشین(بوردیگالین) تقسیم بندی شده و این تقسیم بندی در همه جا دیده نمی‌شود. در بیشتر نقاط مرز زیرین سازند آسماری، سازند پابده می‌باشد ولی در لرستان مرکزی این سازند با سازند کربناتی شهبازان و در فارس داخلی با سازند جهرم بصورت ناپیوستگی پیوسته نما (Paraconformity) همبر است(آقانباتی، ۱۳۸۵). در اکثر نقاط سازند آسماری با سازند تبخیری(انیدریتی) گچساران پوشیده شده ولی در فارس داخلی بوسیله سازند رازک پوشیده می‌شود.

موقعیت جغرافیایی:

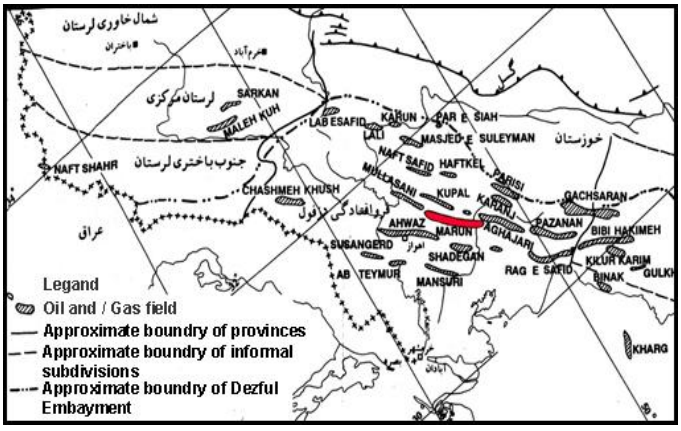
فروافتادگی دزفول جزئی از کمربند چین خورده - رانده زاگرس است که در جنوب شرقی دزفول و شمال شرقی اهواز قرار دارد(مطیعی ۱۳۷۲). میدان نفتی مارون در چهل کیلومتری شمال شرق شهرستان اهواز، در جنوب فروافتادگی دزفول شمالی، و در میان این ساختمان در امتداد تاقدیس‌های آغاجاری و رامین قرار گرفته است. شکل ساختمانی مارون بر گرفته از میدان استرسی کلی زاگرس است(سراج، ۱۳۸۴). این میدان در افق آسماری دارای طول ۶۷/۵ کیلومتر و بطور متوسط ۵/۵ کیلومتر عرض می‌باشد، در بیشترین حالت ۷ کیلومتر و در کمترین حالت ۳/۵ کیلومتر عرض دارد. این میدان از شمال توسط میدان رامین، از جنوب توسط میدان رامشیر، از شرق توسط میدان کوپال و از غرب و شمال غرب توسط میدان‌های اهواز و شادگان محدود شده است (شکل ۱).

روش تحقیق

به منظور انجام این پژوهش تعداد ۱۵۰ مقطع نازک(عمدتا مغزه‌های حفاری) از نظر شناسایی آلوکم‌ها، شناسایی رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی جهت بررسی شرایط پالئواکولوژیکی حاکم در زمان رسوبگذاری بطور دقیق مورد بررسی قرار گرفت. در این تحقیق جهت نام گذاری و طبقه بندی سنگ‌ها از (Dunham, 1962) و (Embry- Klovan, (1971 همچنین برای شناسایی ریز رخساره‌ها و تفسیر انها از (Flugel,(2010: Buxton & Pedley, (1989): Geel, 2000 Wilson, (1975) استفاده شد. تحلیل پالئواکولوژی و شرایط زندگی فرامینیفرها در چاه مورد مطالعه با استفاده از پژوهش‌های انجام گرفت:

Hottinger ،(1983)- Hallock, (1985-2000)- Hallock & Glenn, (1986)- Geel, (2000)- Renema & Troelstra, (2001) ،Brandano et al, (2007)- Basis et al ،(2004- 2007-2010)- Renema, (2006)- Mutti & Hallock, (2003)- Pomar et al, (2004)- Romero et al,(2002)- Brandano & Corda..(۲۰۰۲).

پس از مطالعه ۱۵۰ مقطع نازک تعداد ۶ ریز رخساره‌ها متعلق به محیط‌های حوضه، رمپ خارجی، رمپ میانی(بخش‌های دیستال و پروکسیمال) و رمپ درونی (ریف کومه‌ای و لاگون باز) شناسایی گردید(جدول ۱ و شکل‌های ۳ و ۲) .



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی میادین نفتی جنوب غرب ایران که در آن میدان نفتی مارون با چند ضلعی قرمز رنگ مشخص گردیده است (اقتباس از نورایی نژاد و امیری بختیار، ۱۳۹۷).

جدول ۱ : ریز رخساره های چاه مورد مطالعه.

شماره	اسامی ریز رخساره ها	بیوکلست‌ها	محیط تشکیل
A	مادستون	فرامینیفرهای پلانکتون	حوضه
B	مادستون - وکستون	فرامینیفرهای پلانکتون	رمپ خارجی
C	وکستون حاوی نومولتیده و لپیدوسیکلینیده	فرامینیفرهای هیالین بزرگ *Operulina,Heterostegina,lepidocyclina*	رمپ میانی، بخش دیستال
D	پکستون حاوی فرامینیفرهای عدسی شکل هیالین	فرامینیفرهای هیالین عدسی شکل *Heterostegina, Rotalia viennoti, Amphistegina lepidocyclina*	رمپ میانی، بخش پروکسمال
E	کورال باندستون	مرجان‌های چارچوب ساز	رمپ درونی، ریف کومه‌ای
F	وکستون – پکستون بایوکلستی حاوی فرامینیفرهای هیالین و پورسلانوز	اکینوئید، فرامینیفرهای پورسلانوز و هیالین	رمپ درونی، لاگون نیمه محصور

پالئواکولوژی

روزن‌داران کف زی بزرگ در دوران سنوزوئیک سهم بالایی در تولید کربنات در پلاتفرم‌های گرمسیری داشته‌اند (Hallock, 1981). توزیع این روزن‌دارای در سکوهای کربناتی به عواملی مختلفی مانند نور، مواد غذایی، شوری، دما، ماهیت کف بستر و ... بستگی دارد (Romero et al., 2002). به همین دلیل روزن‌داران از نشانه‌های عالی برای بازسازی محیط محسوب می‌شوند. بر اساس شناسایی ریز رخساره‌ها و محیط رسوبی آنها شرایط پالئواکولوژی در چاه مورد مطالعه مورد تفسیر قرار گرفته است.

شوری **Salinity**

۱- **ریز رخساره‌های با شوری نرمال 40 – 34 Psu :** در این میزان شوری فرامینیفرهای پلانکتون و فرامینیفرهای بنتیک بزرگ با پوسته کشیده و لاملار مانند لپیدوسیکلینا، هتروستژینا، اپرکولینا، اسپیوکلیپئوس و آمفیستژینا زیست می‌کنند. سایر موجوداتی که می‌توانند در این محدوده شوری زیست کنند، مرجان‌ها(بصورت محدود) و جلبک قرمز کورالیناسهآ می‌باشد. در این میزان شوری فراوانی فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز کمتر از ۴۸ درصد می‌باشد. در این چاه ریز رخساره‌های MFD, MFE ،MFC ،MFB ،MFA در این میزان شوری نهشته شده است. این میزان شوری در محیط‌های حوضه، رمپ خارجی، رمپ میانی (بخش‌های دیستال و پروکسیمال) و رمپ درونی (ریف کومه‌ای) می‌باشد (شکل‌های ۲ و ۳).

۲-**ریز رخساره‌های با شوری بیشتر از40 Psu:** در این میزان شوری مخلوطی از فرامینیفرهای هیالین و فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز(میلیولید) و گاستروپود حضور دارند. بنابراین حضور این دسته از فرامینیفرها نشان از افزایش شوری محیط می‌باشد. در این چاه MFF در این محدوده شوری نهشته شده است. در این ریز رخساره حضور فرامینیفرهای پورسلانوز نشانه محیطی با شوری بالا و محیط لاگون می‌باشد ولی حضور فرامینیفرهای هیالین و فونای دریای باز مانند جلبک قرمز نشان دهنده ارتباط با آب‌های دریای باز می‌باشد، بنابراین این ریز رخساره که مربوط به محیط لاگون باز می باشد در این میزان شوری نهشته شده است (شکل‌های ۲ و ۳).

نور(Light):

ریز رخساره‌های آفوتیک زون Aphotic biota (موجوات مستقل از نور):

در این پهنه بایوتاهای وابسته به نور حضور نداشته و با تسلط هتروتروف‌ها مشخص می‌شود(Pomar et al, 2002). رخساره‌های حاوی فرامینیفرهای پلانکتون که فاقد انواع بزرگ کف‌زی هستند خاص ژرفای بیشتر از ۲۰۰ متر می‌باشند(Geel, 2000). در چاه مورد مطالعه MFA و MFB در این محدوده نوری نهشته شده است. این محدوده نوری مربوط به قسمت فوقانی سازند پابده و محیط‌های حوضه و رمپ خارجی می‌باشد(شکل‌های ۲ و ۳).

ریز رخساره‌های زون الیگوفوتیک زون Oligophotic biota (موجودات وابسته به نور کم):

این زون نوری با فراوانی فرامینیفرهای کف‌زی بزرگ و کشیده با پوسته هیالین و جلبک قرمز مشخص می‌شود. جلبک‌های قرمز و تعدادی از فرامینیفرهای بزرگ شاخص این محیط می‌باشند (Pomar, 2001). روزن‌داران بنتیک بزرگ که دارای همزیست جلبکی هستند به منظور استفاده از میزان کم نور در این محدوده، مورفولوژی پوسته خود را برای حداکثر جذب نور تطبیق داده و پهن‌تر و نازکتر می‌گردند(Wilson and Vecsi, 2005). این محدوده نوری معادل با زون نوردار تحتانی از Bassi et al., (2007) می‌باشد. ریز رخساره MFC در این پهنه نوری نهشته شده است. گسترش این زون نوری در محدوده مورد مطالعه در بخش دیستال از رمپ میانی می‌باشد (شکل‌های ۲ و ۳).

ریز رخساره‌های زون مزوفوتیک Mesophoitc biota (موجودات وابسته به نور متوسط):

این زون نوری به عنوان زون بینابین در بین زون یوفوتیک و زون الیگوفوتیک قرار می‌گیرد. فونای زیستی این زون نوری دارای اشکال عدسی شکل، متورم و لنزی شکل فرامینیفرهای هیالین می‌باشد. محدوده مورد نظر را می توان معادل با بخش‌های پایینی زون نوردار بالایی(۴۰ – ۸۰) از(Bassi et al., 2007) که با حضور اشکال متورم و لنزی شکل هیالین که امکان حضور فرامینیفرهای پورسلانوز نیز در آن وجود دارد در نظر گرفت. ریز رخساره‌های MFD در این پهنه نوری

نهشته شده است. گسترش این زون نوری در محدوده مورد مطالعه در بخش پروکسیمال از رمپ میانی با حضور فرامینیفرهای عدسی شکل می‌باشد(شکل ۲ و ۳).

ریز رخساره‌های زون مزو – یوفوتیک زون Meso - Euphoitc biota :

در این پهنه نوری ریز رخساره‌های مربوط به ریف کومه‌ای(کورال باندستون) و رمپ درونی(لاگون باز) نهشته شده است. در این محدوده نوری تعداد فرامینیفرهای با پوسته هیالین کاهش و تعداد فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز افزایش می-یابد. در این چاه ریز رخساره‌های MFF , MFE در این پهنه نوری نهشته شده‌اند(شکل‌های ۲ و ۳) .

مواد غذایی(Nutrint)

زون الیگوتروفیک :

مشخصه این زون کاهش و کمبود مواد غذایی می‌باشد. فونای شاخص این زون، فرامینیفرهای کف‌زی بزرگ همزیست-دار مانند، هتروستژینا، اپرکولینا، اسپیروکلیپئوس، یولپیدینا، نفرولپیدینا، لپیدوسیکلینا و آمفیستژینا می‌باشد. همچنین در این زون جلبک قرمز مرجانی نیز وجود دارد. در این چاه ریز رخساره MFC در این محدوده غذایی نهشته شده است.

زون مزوتروف :

در شرایطی مزوتروفی مواد غذایی متوسط و میزان شفافیت آب کافی در نتیجه به علت نفوذ نور در اعماق فرامینیفرها پوسته پهن و نازکی نسبت به سطح دارند(Halock, 1987). از موجودات دیگر این شرایط می توان به اکینوئیدها، جلبک-های سبز و قرمز، نرم‌تنان و اسفنج اشاره کرد(Halock, 1987). همچنین طبق نظر(Flugel, 2000) شرایط مزوتروفی مورد علاقه معلق خواران می‌باشد. در این چاه ریز رخساره‌های MFE , MFD در این محدوده غذایی نهشته شده‌اند.

زون یوتروفیک :

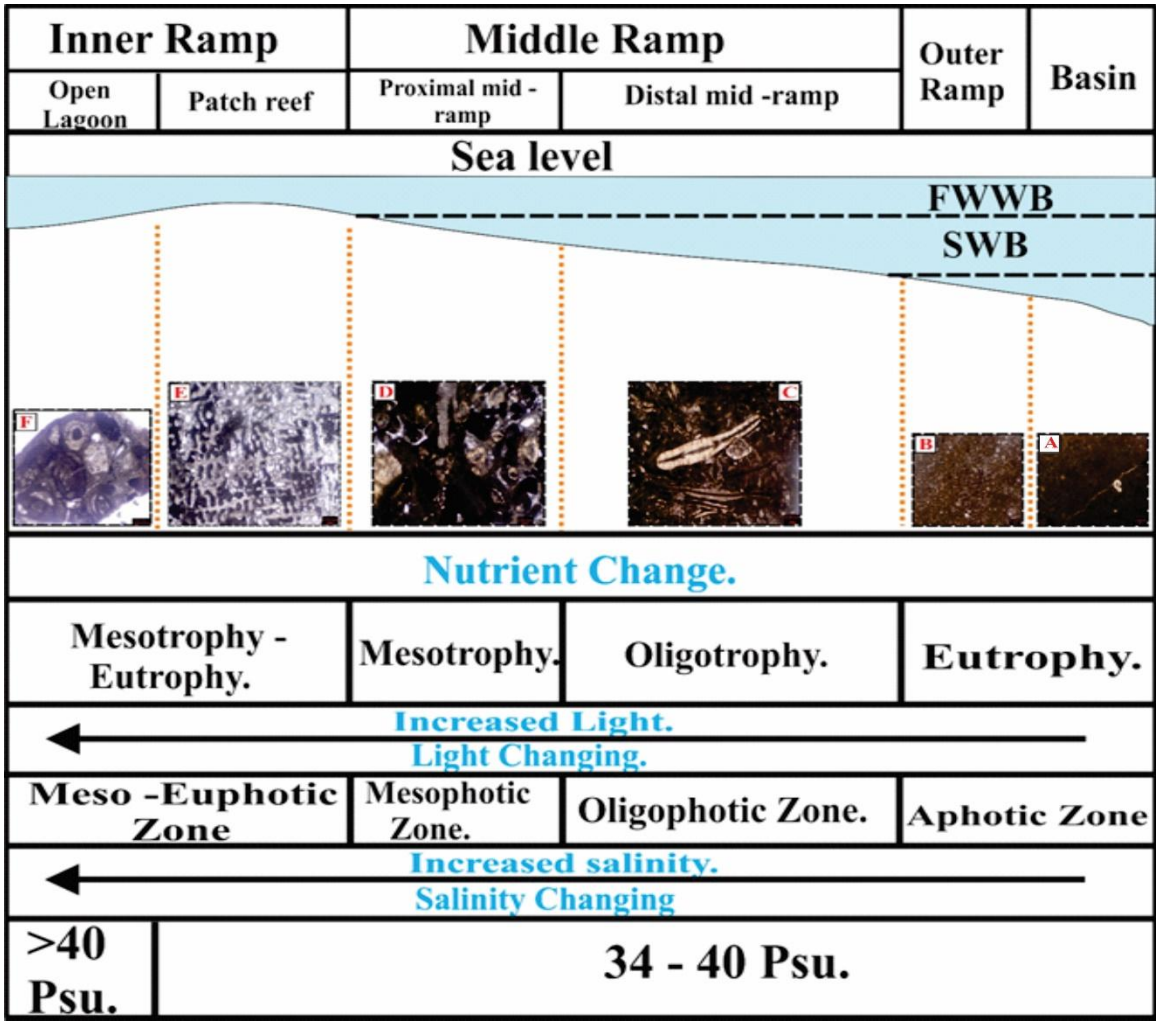
این زون معرف شرایط با غذای فراوان است و در این شرایط فرامینیفرهای پلانکتون فراوان می‌شوند که باعث کاهش شفافیت آب می‌شود. همچنین حضور فرامینیفرهای با پوسته پورسلانوز شاخص این محدوده غذایی می‌باشد. در چاه مورد مطالعه ریز رخساره‌های MFA , MFB, MFF در این محدوده غذایی نهشته شده‌اند.

نتیجه گیری

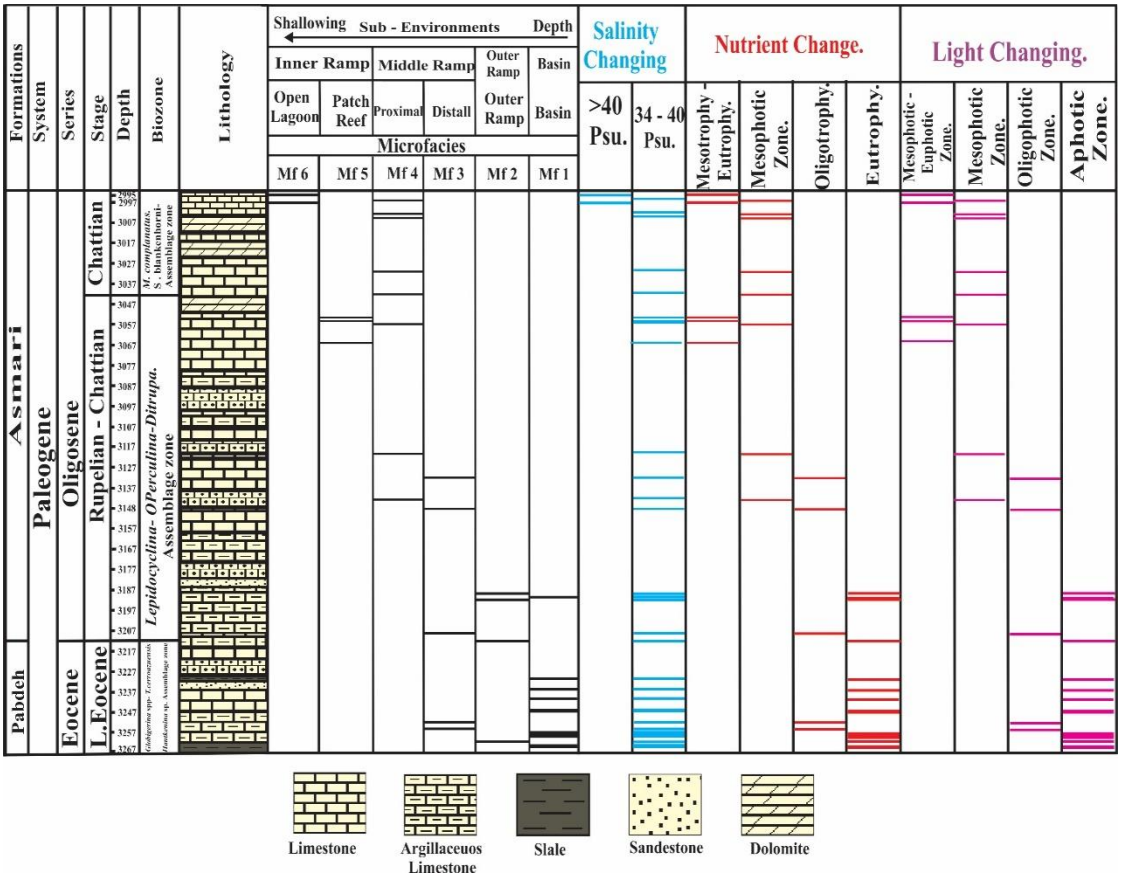
در این پژوهش پس از بررسی ۱۵۰ مقطع نازک میکروسکوپی از ۲۷۲.۵ متر نهشته‌های چاه A تعداد ، ۶ ریز رخساره متعلق به محیط‌های حوضه، رمپ خارجی، رمپ میانی(بخش‌های دیستال و پروکسیمال) و رمپ درونی (ریف کومه‌ای و لاگون باز) شناسایی شدند.

بر مبنای مطالعه بررسی پارامترهای پالئواکولوژی، در محیط‌های حوضه، رمپ خارجی، رمپ میانی شوری نرمال و در محیط رمپ درونی(لاگون باز) شوری کمی بالاتر از نرمال می‌باشد. بر مبنای وضعیت نوری در محیط‌های حوضه و رمپ خارجی محدوده آفوتیک زون و در رمپ میانی بخش دیستال الیگوفوتیک، در بخش پروکسیمال مزوفوتیک و در رمپ درونی در محدوده مزو – یوفوتیک زون نهشته شده است. و بر مبنای مواد غذایی در محیط رمپ میانی بخش دیستال

الیگوتروفی، در بخش پروکسیمال مزوتروفی و در محیط‌های حوضه، رمپ خارجی و رمپ درونی در پهنه غذایی یوتروفی قرار دارند.



شکل ۲: بررسی پارامترهای پالئواکولوژی بر اساس ریزرخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و مدل رسوبی .



شکل ۳: بررسی پارامترهای پالئواکولوژی بر اساس ستون ریز رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی .

منابع فارسی

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران . سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

مطیعی، ه.، ۱۳۷۲. چینه‌شناسی زاگرس. از انتشارات طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، ۵۳۶.

References

Allahkarampour Dilla, H., Vaziri-Moghaddama,H., Seyrafiana, A., Behdad(Ghabeishavi). 2018. Oligo-Miocene carbonate platform evolution in the northern margin of the Asmari intra-shelf basin, SW Iran. Marine and Petroleum Geology. In press.

Bassi, D., Hottinger, L., & Nebelsick, J., 2007. Larger foraminifera from the Upper Oligocene of the Venetian area, North-East Italy. Paleontology, 50: 845–868.

Beavingtone-Penney, S.J., & Racey, A., 2004. Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in palaeoenvironmental analysis. Earth Sci, 67: 219-265.

Brandano, M., & Corda, L., 2002. Nutrients sea level and tectonics: constrains for the facies architecture of a Miocene carbonate ramp in central Italy. Terra Nova, 14: 257-262.

Brandano, M., Frezza, V., Tomassetti, L., & Cuffaro, M., 2009. Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: The Attard member of the lower coralline limestone formation (Upper Oligocene, Malta). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 274: 54-63.

Ehrenberg, S.N., Pickard, N.A.H., Laursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svana, T.A., Aqrawi, 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, 30(2): 107–128.

Flugel, E., 2010. Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. Springer-Verlag, Berlin, 976 p.

Geel, T., 2000. Recognition of stratigraphic sequence in carbonate platform and slope depsits: empirical models based on microfacies analysis of Palaeogene deposits in southeastern Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 155: 211-238.

Hallock, P., 2000. Symbiont- bearing foraminifera: harbingers of global change? Micropaleontology, 46: 44-64.

Laursen, G.V, Monibi, S., Allan, T.L., Pickard, N.A.H., Hosseiney, A., Vincent, B., Hamon, Y., Van Buchem, F.S.H., Moallemi, A., and Driullion, G., 2009. The Asmari Formation revisited: Changed stratigraphic allocation and new biozonation, First international petroleum conference & exhibition, Shiraz, Iran.

Romero, J., Caus, E., & Rossel, J., 2002. A Model for the Palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middel Eocene deposits on the margine of the south Pyrenean Basine (SE Spain). Palaeogeography, Palaeoeclimatology, Palaeoecology, 179 (1): 43-56.

Sadeghi, R., Vaziri-Moghaddam, H. and Mohammadi, E., 2018. Biofacies, depositional model, and sequence stratigraphy of the Asmari Formation, Interior Fars sub-zone, Zagros Basin, SW Iran. Carbonates and Evaporites, 33(3), pp.489-507.

Taheri, M.r., Vaziri-Moghaddam, H., Taheri, A., Ghabeishavi, A., 2017. Biostratigraphy and paleoecology of the oligo-miocene Asmari formation in the Izeh zone (Zagros Basin, SW Iran). Bol. Soc. Geol. Mex. 69 (1), 59–85.

Van Buchem F. S. P., Allen T. L., Laursen G. V., Lotfpour M., Moallemi A., Monibi S., Motiei H., Pickard N. A. H., Tahmasbi A. R., Vedrenne V., Vincent B; 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, p. 219-263, 2010.

Vaziri-Moghaddam, H., Seyrafian, A., Taheri, A., Motiei, H., 2010, Oligo-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: Microfacies, paleoenvironment and depositional sequence: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 27(1), 56–71.

Wynd, J.G., 1965. Biofacies of the Iranian oil Consortium Agreement Area (I.O.O.C), Unpublished Report no. p. 1082, 88.

ارزیابی بیواستراتیگرافی گذر سازندهای گرو- سروک واقع در جنوب شرق تازه آباد (غرب ایران)

سعیده سنماری*[1]، دانشیار، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، قزوین،ایران
s.senemari@ENG.ikiu.ac.ir/senemari2004@yahoo.com

مریم السادات صالح عقیلی[2]، کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

چکیده

در این مطالعه گذر سازند گرو به سازند سروک در جنوب شرق تازه آباد از نقطه نظر نانوفسیل‌های آهکی مورد بررسی قرار گرفت. در این برش سازند گرو اساسا" از آهک‌های آرژیلی متوسط لایه و سازند سروک از آهک ضخیم لایه تشکیل شده است. در نتیجه این مطالعه ۲۰ گونه از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شد که در نتیجه منجر به تشخیص سه زیست‌زون گردید. این بازه با زیست-زون های Eiffellithus turriseiffelii Zone (CC9) ، Microrhabdulus decorates Zone (CC10) ، Quadrum gartneri Zone (CC11) از زون بندی سیسینگ (۱۹۷۷) و زون‌های زیستی UC1-UC7 از زون بندی بارنت (۱۹۹۸) هم خوانی دارد. بر اساس زیست‌زون‌های به دست آمده، بازه زمانی بخش فوقانی سازند گرو در برش مورد مطالعه از اواخر سنومانین پیشین تا اواخر سنومانین پسین پیشنهاد می‌گردد.

کلیدواژه: چینه نگاری زیستی،زاگرس،سازند سروک، سازند گرو، نانوفسیل‌های آهکی.

Evaluation biostratigraphy of the Garu -Sarvak formations passage located in southeast of Tazeh Abad, West Iran

First Author: Saeedeh Senemari*[1], Associate Professor, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran, senemari2004@yahoo.com/s.senemari@ENG.ikiu.ac.ir

Maryam Sadat Saleh Aghili[2], Msc.Ferdowsi University of Mashad, Mashad, Iran

Abstract

In this study, the transition of the Garu Formation to the Sarvak Formation in the southeast of Tazeh Abad was studied from the point of view of calcareous nannofossils. In this section, the Garu Formation consists mainly of medium-layered argillic lime and the Sarvak Formation of thick-bedded lime. This study identified 20 species of calcareous nanofossils that resulted in the identification of three biozones. This interval corresponds to the Eiffellithus turriseiffelii Zone (CC9), the Microrhabdulus decorates Zone (CC10), the Quadrum gartneri Zone (CC11) of the Sissing zoning (1977), and the UC1-UC7 biozones of the Barnett zoning (1998). Based on the obtained biozones, the upper part of the Garu Formation in the studied section is suggested from Late Cenomanian to Late Cenomanian.

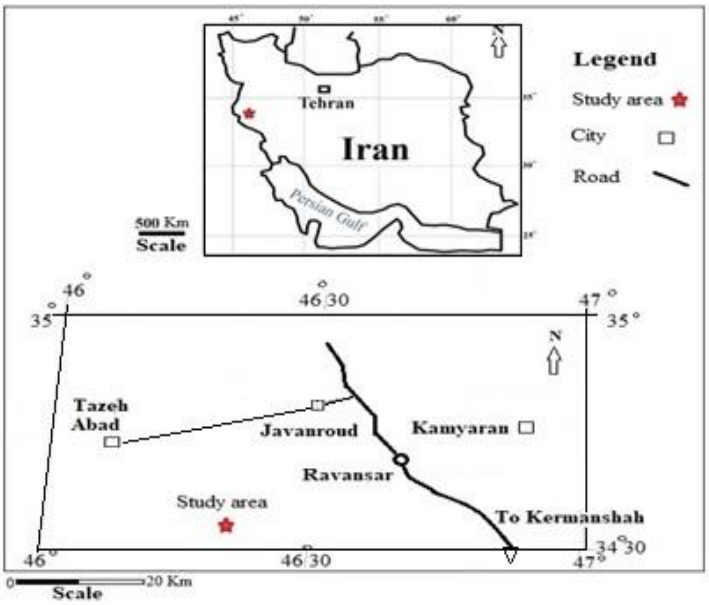
Key Words: Biostratigraphy, Zagros, Sarvak Formation, Garu Formation, Calcareous nanofossils.

مقدمه

از نظر زمین شناسی، زاگرس چین خورده در همه جا ویژگی یکسانی نداشته لذا به پهنه های مختلفی نظیر فروافتادگی کرکوک، لرستان، ایذه، فروافتادگی دزفول، دشت آبادان، فارس تقسیم می‌شود (مطیعی،۱۳۷۴). رخساره‌های دریایی باز (-سازندهای گرو، سروک و ایلام) در زیر پهنه لرستان بیشتر گسترش داشته و با رخساره‌های کم عمق پهنه‌های فارس و خوزستان که شامل سازندهای فهلیان ، گدون، داریان، کژدمی، سروک و ایلام است تفاوت دارد (James & Wynd, 1965). نام دیگر آهک‌های رودیستی کرتاسه گروه بنگستان است که شامل چهار سازند کژدمی، سروک، سورگاه و ایلام در این گروه میباشد. نام سازند گرو از تنگ گرو واقع در استان لرستان گرفته شده است که در ۱۰ کیلومتری شمال شرقی روستای قلعه دره واقع در یال جنوب غربی کبیرکوه انتخاب شده است (مطیعی، ۱۳۷۴). سازند گرو در برش نمونه از شیل، مارن‌های تیره رنگ و سنگ آهک‌های رسی نازک لایه تشکیل شده و ضخامت آن، ۸۹۶ متر است. این سازند با ناپیوستگی فرسایشی در زیر سنگ‌آهک‌های گروه بنگستان قرار دارد. این مرز در مناطق مختلف متفاوت است، به طوری که سازند گرو در شرق فروافتادگی دزفول در زیر سازند فهلیان (نئوکومین) و در نواحی مرکزی لرستان در زیر سازند سورگاه (کنیاسین) قرار دارد. در نواحی لرستان و فروافتادگی دزفول بر روی رسوبات تبخیری سازند گوتنیا و یا سنگ آهک‌های برشی شده معادل گوتنیا قرار دارد (مطیعی، ۱۳۷۴). مطالعات انجام شده نشان می‌دهد که پس از رسوبگذاری سازند گوتنیا در ناحیه لرستان ، از اوایل کرتاسه پیشین به بعد شرایط احیایی در محیط عمیق رسوبی برقرار گشته و شیل‌های سیاه رنگ همراه با سنگ آهک‌های رسی متورق سازند گرو از بریازین تا آپتین و گاه تا کنیاسین نهشته شده-اند. از تحقیقات انجام گرفته بر روی این سازند می‌توان به مطالعات جمالیان و همکاران (۱۳۹۰)، عظام‌پناه و همکاران (۱۳۹۱)، صرفی و همکاران (۱۳۹۶)، Sarfi et al. (2014) اشاره کرد. در برش مورد مطالعه، بخش فوقانی سازند گرو به طور عمده از سنگ آهک‌های آرژیلی نازک لایه با ضخامت ۲۴ متر تشکیل شده است. تفکیک مرز بالایی این سازند با سازند سروک به دلیل سنگ شناسی آهکی همسان، ساده نیست اما جدایش لایه‌های آهکی ضخیم لایه از آهک‌های نازک لایه از یک‌سو و همچنین تعیین سن انجام شده از سویی دیگر، مرز همشیب و تدریجی بین دو سازند را بصورت تقریبی معین می‌کند. در این راستا، مطالعه بخش فوقانی سازند گرو با در نظر گرفتن چگونگی تعیین مرز آن با سازند سروک بر مبنای نانوفسیل‌های آهکی هدف این نوشتار است.

موقعیت جغرافیایی و روش مطالعه

برش مورد مطالعه در جنوب شرق تازه اباد در یال شمالی تاقدیس شیخ صالح قرار دارد (شکل۱). مختصات جغرافیایی برش مورد نظر در موقعیت طول‌های جغرافیایی ۴۶°۳۰ -۰۰ °۴۶ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۴°۳۰ –۳۵°۰۰ شمالی قرار گرفته است. در این تحقیق، بخش فوقانی سازند گرو با حدود ۲۴ متر از رسوبات آهک‌های آرژیلی مورد مطالعه قرار گرفت. این سازند در زیر سازند سروک قرار دارد. مرز فوقانی سازند گرو با سازند سروک از طریق تبدیل آهک های نازک لایه به آهک‌های ضخیم لایه و نبود آهک‌های آرژیلی مشخص شد. جهت مطالعه نانوفسیل‌ها ۱۶ نمونه بصورت سیستماتیک از بخش فوقانی سازند گرو و دو نمونه از قاعده سازند سروک برداشت شد. آماده سازی نمونه‌ها مطابق روش اسمیر اسلاید صورت گرفت (Bown & Young, 1998). اسلایدها توسط میکروسکوپ پلاریزان با بزرگنمایی ۱۰۰۰ در دو نور معمولی (PPL) و پلاریزه (XPL) مورد مطالعه قرار گرفتند.



شکل ۱- موقعیت ناحیه مورد مطالعه در جنوب شرق تازه اباد، زون ساختاری واقع در غرب ایران.

بحث و نتیجه گیری

سیسینگ (Sissingh, 1977) در حوضه تتیس، زون‌های زیستی CC1-CC9 را برای بازه زمانی بریازین-آلبین (کرتاسه پیشین) معرفی نمود که البته بعدها فردی بنام Applegate et al. (1989) تصحیحاتی را بر روی این زون بندی انجام داد. در برش مورد مطالعه، از بخش فوقانی سازند گرو، تعداد ۲۰ گونه از نانوفسیل‌های‌آهکی شناسایی شد. در این تحقیق جهت انجام مطالعه بیواستراتیگرافی از زون‌بندی Sissingh (1977) و Burnett (1998) استفاده شد. نماد CC بیانگر کوکولیت‌های کرتاسه و نماد UC بیانگر زون‌های کرتاسه بالایی است. همچنین اولین ظهور و آخرین حضور گونه‌های شاخص به ترتیب با نمادهای FO و LO نشان داده شده است (شکل ۲). شرح زون‌های تعیین شده در این برش به ترتیب زیر است:

CC9/ UC1- UC2 Zone

این زون از ظهور گونه *Eiffellithus turriseiffelii* تا ظهور گونه *Microrhabdulus decoratus* ادامه دارد (Perch-Nielsen, 1985). در این مطالعه، بر اساس ثبت اولین ظهور گونه شاخص *C. kennedyi* به همراه گونه *Eiffellithus turriseiffelii* و متوالیاً اولین ظهور گونه شاخص *Microrhabdulus decoratus*, ضخامتی معادل ۵ متر از بخش فوقانی زون CC9 برای آغاز بخش فوقانی سازند گرو از برش مطالعه شده تعیین گردید. نخستین ظهور گونه *M. decoratus* در ضخامت ۵ متری از بخش مورد مطالعه در سازند گرو ثبت شد. این بخش از سازند گرو، به جهت ثبت ظهور گونه‌های شاخص *C. kennedyi* و *G. segmentum* معادل زون UC1 و به جهت ثبت متوالی ظهور گونه‌های *G. segmentum* و سپس *L. acutus* (ضخامت 5.2 متری) معادل زون UC2 از زون‌بندی Burnett (1998) است. بنابراین، براساس فسیل-های شاخص و مجموعه نانوفسیل‌های شناسایی شده، سن بخش فوقانی زون CC9 ، اواخر سنومانین پیشین می‌باشد.

CC10/ UC3 Zone

این زون از اولین ظهور گونه *Microrhabdulus decoratus* تا اولین ظهور گونه *Quadrum gartneri* ادامه دارد(Perch-Nielsen, 1985) . در این مطالعه هر دو گونه شاخص تعیین کننده زون CC10 ثبت گردید. ثبت ظهور گونه *Quadrum gartneri* (سنومانین پسین)، در ضخامت 20.14 متری صورت گرفت. بنابراین ضخامت زون مورد مطالعه حدود ۱۵ متر و سن این زون سنومانین میانی/ سنومانین پسین است. بخشی از این زون در مقطع مورد مطالعه، به جهت ثبت ظهور گونه *L. acutus* در ضخامت 5.2 متری و ثبت آخرین حضور گونه *C. kennedyi* در ضخامت 12.7 متری معادل زون UC3 از زون‌بندی Burnett (1998) است. سایر شاخص‌های زیستی برای انجام مطابقت با زون‌های مربوط به زون‌بندی Burnett (1998) شناسایی نگردید

CC11/ UC7 Zone

آخرین زون تعیین شده در بخش فوقانی سازند گرو، زون Quadrum gartneri Zone است. این زون از اولین ظهور گونه *Quadrum gartneri* تا اولین ظهور گونه *Lucianorhabdus maleformis* ادامه دارد (Perch-Nielsen, 1985). در این مطالعه گونه *L. maleformis* در بخش فوقانی سازند گرو ثبت نشد. از این رو تعیین مرز فوقانی زون CC11 میسر نگردید. لازم به ذکر است که در مطالعه اسلاید تهیه شده از بخش تحتانی سازند سروک هیچ گونه نانوفسیلی مشاهده نگردید. در واقع مرز بین سازند گرو و سازند سروک مرزی کاملا واضح و مشخص است که با تغییر لیتولوژی از آهک متوسط لایه آرژیلی به آهک ضخیم لایه بدون مواد رسی و فاقد هر گونه آثار نانوفسیلی می‌باشد. در این زون، آخرین حضور گونه *Stoverius achylosus* ثبت گردید (اسلاید ۱۶، ضخامت 23.6 متر). با توجه به ثبت اولین ظهور گونه شاخص *Quadrum gartneri* و سپس آخرین حضور گونه *Stoverius achylosus* ، بخش تحتانی زون CC11، معادل بخش تحتانی زون UC7 از زون‌بندی Burnett (1998) است. ضخامت بخش تحتانی زون زیستی CC11 ، 4.1 متر و سن آن، بازه زمانی اواخر سنومانین پسین از کرتاسه فوقانی است.

نتیجه‌گیری

۱- در برش مورد مطالعه تعداد ۲۰ گونه از نانوفسیل‌های آهکی شناسایی شد. زیست‌زون‌های تشخیص داده شده در این مطالعه سه زیست‌زون است که قابل تطابق با زون‌بندی‌های ارائه شده توسط Sissingh (1977) در کرتاسه است. این زیست‌زون‌ها شامل: Eiffellithus turriseiffelii Zone (CC9)- Microrhabdulus decorates Zone (CC10)- Quadrum gartneri Zone (CC11). است.

۲- زون‌های شناسایی شده با زون‌های UC1-UC7 از زون بندی Burnett (1998) مطابقت دارد. با توجه به عدم ثبت برخی از گونه‌های شاخص، تعیین مرز بین بعضی از بیوزون‌ها از زون بندی Burnett (1998) امکان‌پذیر نشد. بنابراین بر پایه بایوزون‌های نانوفسیلی ارائه شده سن بخش فوقانی سازند گرو در برش جنوب شرق تازه آباد از اواخر سنومانین پیشین تا اواخر سنومانین پسین پیشنهاد می‌شود.

منابع فارسی

جمالیان، م.، آدابی، م.، موسوی، م.، صادقی، ع.، ۱۳۹۰، ژئوشیمی و پتروگرافی سازند گرو (نئوکومین - آپسین) در برش نمونه (کبیرکوه، استان ایلام). پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، ش. ۲-۴۳، ص. ۲۶-۱.

صرفی، م.، نویدطلب، ا.، قاسمی نژاد، ا.، یزدی مقدم، م.، ۱۳۹۶. چینه‌نگاری زیستی و ایزوتوپی گذر سنومانین - تورونین و تغییرات وابسته به رویداد بی‌اکسیژنی اقیانوسی ۲ در برش هلول در غرب کرمانشاه. ش. ۴-۳۳، ص. ۵۳-۶۸.

عظام پناه، ی.، صادقی، ع.، آدابی، م.، جمالی، ا. ، ۱۳۹۱. تغییرات مورفولوژی روزن داران پلانکتونی در سازند گرو و ارتباط آن با حوادث بی هوازی اقیانوسی. فصلنامه زمین شناسی ایران، ش. ۲۱، ص. ۱۰۱-۸۱.

مطیعی، ه.، ۱۳۷۴. زمین شناسی ایران، چینه شناسی زاگرس. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۵۳۶ ص.

References

Applegate, J. L., J. A. Bergen, J. M. Covington, and S. Wise, ۱۹۸۹, Lower Cretaceous calcareous nannofossils from continental margin drill sites off North Carolina (DSDP Leg ۹۳) and Portugal (ODP Leg ۱۰۳): a comparison. In: J. A. Crux, and S. E. van Heck (eds.), Nannofossils and Their Applications, Ellis Horwood, Chichester,UK, p. ۲۱۲-۲۲۲.

Bown, P.R., Young, J.R., ۱۹۹۸. Techniques; In: Bown, P.R. (eds.), Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. Chapman and Hall, London, pp.۱۶- ۲۸.

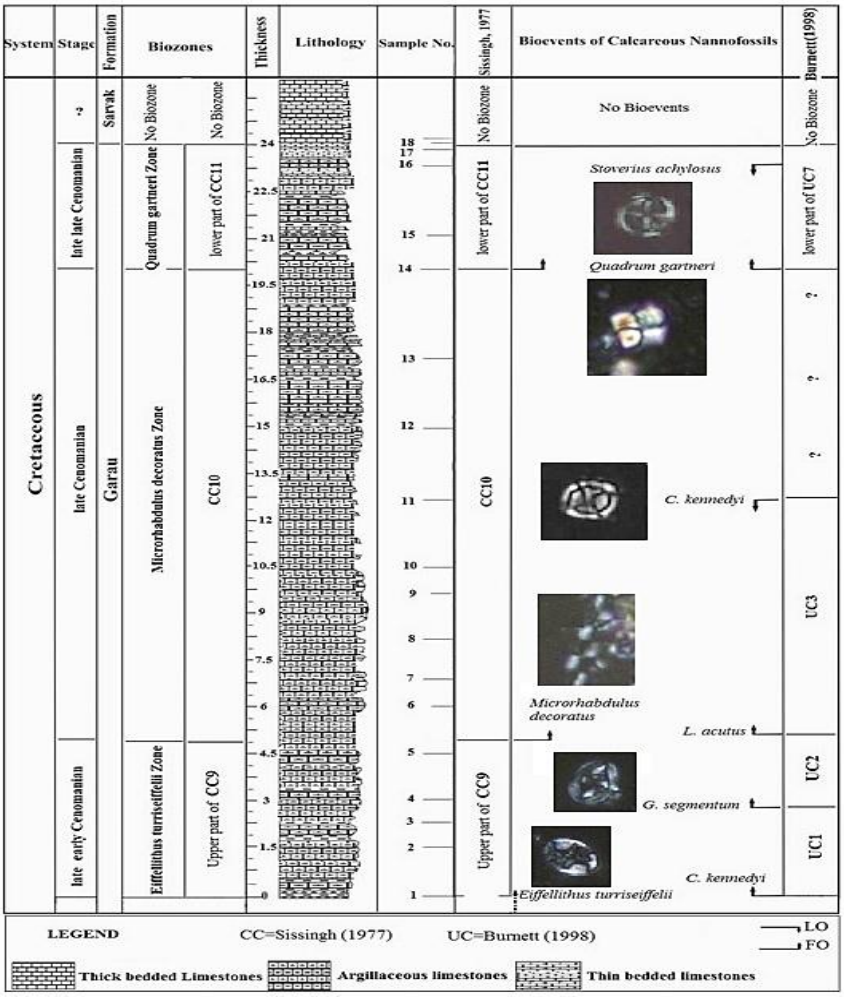
Burnett, J. A., ۱۹۹۸. Upper Cretaceous. In: Bown, P.R. (eds.), Clcareous Nannofossil Biostratigraphy, British Micropalaeontological Society Publication Series. Chapman and Hall Ltd. Kluwer Academic Publisher, London, pp. ۱۳۲-۱۶۵.

James, G. A., Wynd, J.G., ۱۹۶۵. Stratigraphic Nomenclature of Iranian Oil Consortium Agreement Area: AAPG Bulletin, ۴۹: ۲۱۸۲–۲۲۴۵.

Perch-Nielsen, K., ۱۹۸۵a. Mesozoic calcareous nannofossils. In: Bolli, H.M., et al. (eds.), Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press, p ۳۲۹-۴۲۶.

Sarfi, M., Ghasemi-Nejad, E., Mahanipour, A., Yazdi- Moghadam, M., Sharifi, M., ۲۰۱۴. Integrated biostratigraphy and geochemistry of the lower Cretaceous Radiolarian Flood Zone of the base of the Garau Formation, northwest of Zagros Mountains, Iran. Arabian Journal of Geosciences, ۸(۹):۱۱-۱

Sissingh, W., ۱۹۷۷. Biostratigraphy of cretaceous calcareous nannoplankton: Geologie En Minjbouw, ۵۶: ۳۷-۶۵.



شکل ۲- موقعیت گونه های نانوفسیلی و زون های زیستی در طول برش مورد مطالعه در قسمتهای فوقانی سازند گرو در برش مورد مطالعه.

نقش داده‌های مغناطیس هوایی در ارزیابی مجدد خطر لرزه‌ای

(مطالعه موردی گسل اسدیه - خاور ایران)

محمد امیر علیمی، استادیار گروه معدن دانشگاه صنعتی بیرجند، malimi@birjandut.ac.ir

چکیده

گستره اسدیه در بخش شمالی پهنه زمین‌درز سیستان در خاور ایران واقع است. این منطقه توسط گسل‌های فعالی (نظیر راندگی نوزاد و سامانه گسلی آبیز-گزیک-آواز) احاطه شده است. رسوبات آبرفتی کواترنری و کفه‌های رسی دشت اسدآباد را پوشانده به گونه‌ای که صفحه گسل اسدیه در سطح نمایان نیست و با وجود شواهد زمین‌ریخت‌شناسی، شناسایی طول گسل به آسانی میسر نمی‌باشد. بررسی نقشه‌های مغناطیس هوایی در این منطقه نشان می‌دهد که علاوه بر گسل پی‌سنگی اسدیه با روند شمال باختر ـ جنوب خاور و طول ۵۳ کیلومتر، گسل پی‌سنگی دیگری نیز به موازات آن و به طول تقریبی ۳۵ کیلومتر وجود دارد. این گسل پی‌سنگی به موازات راندگی نوزاد و به فاصله ۳-۱ کیلومتری آن قرار دارد که با توجه به نزدیکی با راندگی نوزاد حائز اهمیت است و بایستی در ارزیابی خطر لرزه‌ای منطقه در نظر گرفته شود.

کلیدواژه: مغناطیس هوایی، گسل پی‌سنگی، خطر لرزه‌ای، گسل اسدیه، خاور ایران.

The Role of Aeromagnetic Data in Seismic Risk Assessment

(Cause study of Asadieh fault-east of Iran)

Mohammad Amir Alimi, Assistant Professor, Department of Mining, Birjand University of Technology, malimi@birjandut.ac.ir

Abstract

Asadieh is located in the northern part of the Sistan suture zone in eastern Iran. The area is surrounded by active faults (such as Nouzad thrust and the Abiz-Gazik-Avaz fault system).Quaternary alluvial sediments and mud flat cover the Asadabad plain so that the plate of the Asadieh fault is not visible on the surface and despite geological evidence, fault length can not be easily identified. A study of aeromagnetic maps shows the area That in addition to the Assadieh basement faults with a northwest – southeast trend and a length of 53 km, there is another basement fault parallel to it with an approximate length of 35 km.This basement fault is parallel to the Nouzad thrust and is 1–3 km away. This is important given the proximity to the Nouzad thrust and it should be considered in the seismic hazard assessment of the area.

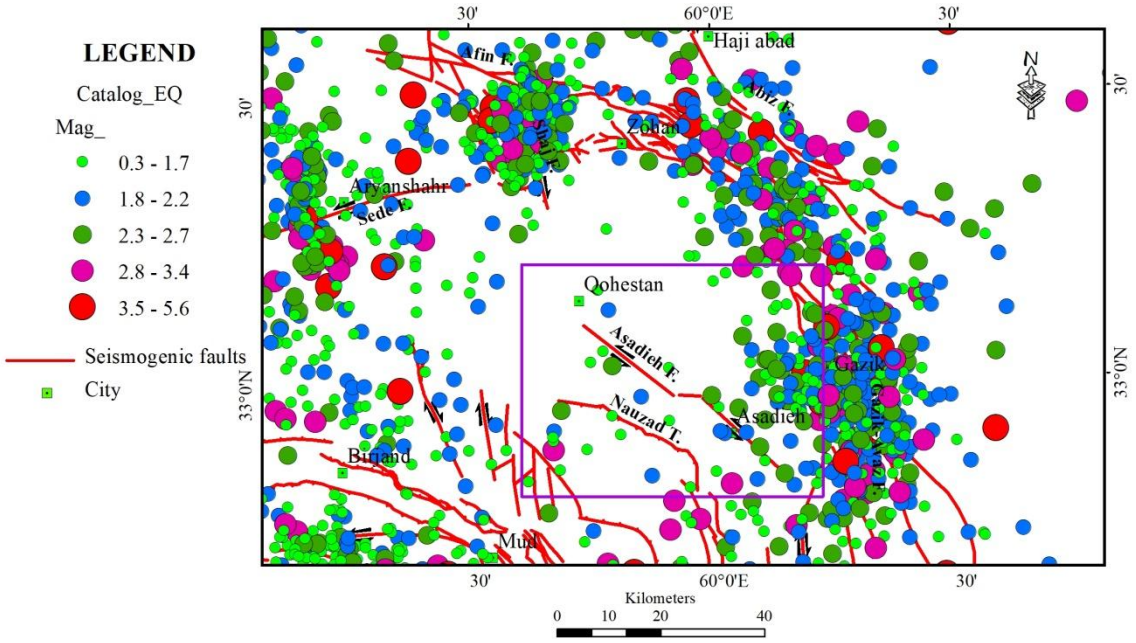
Key Words: Aeromagnetic, Basement faults, Seismic risk, Asadieh fault, East of Iran.

مقدمه

شناسایی گسل‌های پی‌سنگی و چگونگی فعالیت آنها در درک تکامل ساختاری یک منطقه مؤثر است. برای بارزسازی این گسل‌ها که در مواردی توسط پوشش رسوبی مدفون شده‌اند، داده‌های مغناطیس‌هوایی دارای اطلاعات با ارزشی هستند که مطالعه دقیق آنها منجر به ارزیابی مجدد خطرات لرزه‌ای در یک منطقه می‌شود. منطقه اسدیه به صورت یک دشت آبرفتی از رسوبات کواترنری است که کفه‌های رسی در آن توسعه یافته است. پیرامون دشت مخروط‌افکنه‌های سیلابی در دامنه ارتفاعات شمالی شهر اسدآباد و نیز ارتفاعات جنوبی نوزاد نمود دارند. اگرچه در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ (بیرجند و گزیک) و ۱:۱۰۰۰۰۰ (سرچاه شور) منطقه، به گسل شاخصی در دشت اسدآباد اشاره نشده است اما با استفاده از شواهد ریخت‌زمین‌ساختی نظیر انحراف آبراهه‌ها و بالاآمدگی رسوبات آبرفتی در عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای گسل اسدیه به طول ۳۳ کیلومتر معرفی و در تحلیل خطر زمین‌لرزه منطقه استفاده شده است (علیمی، ۱۳۸۵ و فیروز، ۱۳۹۰). همچنین فیروز (۱۳۹۰)، خطواره مغناطیسی به طول ۷۰ کیلومتر را به گسل اسدیه نسبت داده است که با مقدار طول بدست آمده از شواهد ریخت‌زمین‌ساختی اختلاف زیادی (تقریباً دو برابر) دارد. هدف از این تحقیق معرفی و بازنگری در گسل‌های پی‌سنگی گستره اسدیه با استفاده از پردازش داده های مغناطیس هوایی است.

لرزه‌زمین‌ساخت منطقه

گستره اسدیه در بخش شمالی پهنه زمین‌درز سیستان در خاور ایران واقع است. این منطقه از خاور توسط سامانه گسلی آبیز ـ گزیک ـ آواز، از شمال توسط گسل راستالغز چپ‌بر افین و در جنوب توسط راندگی نوزاد احاطه شده است. این گسل‌ها مسبب زمین‌لرزه‌های مخرب تاریخی و دستگاهی بوده‌اند که از میان آنها می‌توان به زمین‌لرزه‌های نوزاد ۱۴۹۳ و قهستان ۱۹۰۳ و زمین‌لرزه‌های ۱۹۶۰ - ۱۹۹۷ آبیز و ۲۰۱۲ شاج اشاره کرد (شکل ۱ و جدول ۱ و ۲). توزیع خردلرزه‌ها نیز فعالیت در امتداد گسل‌های لرزه‌زای منطقه را نشان می‌دهد.



شکل ۱- نقشه گسل‌های لرزه‌زا منطقه و توزیع خردلرزه‌ها در دوره زمانی ۲۰۱۹-۲۰۰۶ که توسط شبکه لرزه‌نگاری محلی ثبت شده است.

جدول ۱- زمین‌لرزه‌های ثبت شده دستگاهی در گستره اسدیه و پیرامون آن.

مرکز کانونی سطحی از: (1) Engdahl et al., 1998; (2) IGUT.

منابع حل صفحه گسلی از: (1) Baker,1993; (2) Berberian et al.,1999, 2000; (3) Walker et al., 2003, 2004; (4) Jackson, 2001; (5) HRVD; (6) GCMT; (7) IGUT.

تاریخ	زمان	عرض شمالی	طول خاوری	عمق	مرجع رومرکز	بزرگی Mw	امتداد	شیب	ریک	مرجع CMT	گسل
۱۹۷۹/۱۱/۱۴	۰۲:۲۱	۳۳/۹۵	۵۹/۷۳	۹	۱	۶/۶	۱۶۰	۸۹	-۱۷۷	۱-۴	آبیز
۱۹۷۹/۱۲/۰۷	۰۹:۲۳	۳۴/۰۷	۵۹/۸۵	۱۲	۱	۶/۱	۱۱۳	۸۴	۲۱	۱	آبیز
۱۹۹۷/۰۵/۱۰	۰۷:۵۷	۳۳/۸۴	۵۹/۸۱	۱۲	۱	۷/۲	۱۵۶	۸۹	-۱۶۰	۲	آبیز
۱۹۹۷/۰۶/۱۶	۰۳:۰۰	۳۳/۲۴	۶۰/۱۹	۱۳	۱	۵	۱۵۱	۳۶	۱۳۱	۵	آبیز
۲۰۰۸/۰۳/۰۹	۰۳:۵۱	۳۳/۲۶	۵۹/۱۷	۳/۹	۲	۵	۰۷۰	۸۲	۱۵	۶	سده
۲۰۱۲/۰۹/۰۲	۰۵:۰۰	۳۳/۴۵	۵۹/۹۶	۱۱	۲	۴/۹	۱۴۴	۴۷	۱۰۳	۷	آبیز
۲۰۱۲/۱۲/۰۵	۱۷:۰۸	۳۳/۵	۵۹/۵۴	۷/۸	۲	۵/۶	۳۵۵	۷۸	۱۵۱	۷	شاج

جدول ۲- زمین‌لرزه‌های تاریخی در گستره اسدیه و پیرامون آن. منابع:

(1) Ambraseys & Melville, 1982; (2) Berberian & Yeats, 1999; (3) Beberian & Yeats, 2001; (4) Berberian et al., 1999; 1969; (5) Engdhal et al., 1998.

تاریخ	زمان	محل (طول ـ عرض)	بزرگی(mb)	مرجع	گسل
۱۴۹۳/۰۱/۲۰	؟	نوزاد	؟	۱	نوزاد
۱۵۴۹/۰۲/۱۵	؟	بیرجند	۶/۷ (Ms)	۱-۴	شمال بیرجند
۱۹۳۶/۰۶/۳۰	۱۹:۲۶	۳۳/۶۸-۶۰/۰۵	۶/۲	۴	آبیز
۱۹۶۰/۰۶/۰۲	۰۷:۲۲	۳۳/۱۸-۶۰/۳۰	۵/۳	۵	آبیز

روش مطالعه

در مطالعه گسل‌های پی‌سنگی منطقه از داده‌های مغناطیس هوایی 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 اوسیس مونتاژ[1] شرکت ژئوسافت[2] مورد تفسیر قرار گرفته‌اند. ابتدا در نقشه‌های مغناطیس‌هوایی، تصحیح منطقه‌ای داده‌ها با حذف اثر مغناطیسی میدان مرجع وابسته به میدان جاذبه زمین[3] انجام شد. سپس صافی‌های برگردان به قطب[4]، بالاگذر[5] مشتق اول و دوم قائم[6]، مشتقات افقی برگردان شده به قطب مرتبه اول و دوم در راستای X (برای شناسایی خطواره‌های مغناطیسی شمالی جنوبی) و راستای Y (برای شناسایی خطواره‌های مغناطیسی خاوری باختری) و نیز صافی سیگنال تحلیلی بر داده‌ها اعمال شد.

جدول ۳- ضرایب اعمال شده در صافی برگردان به قطب برای مناطق مختلف در خاور ایران.

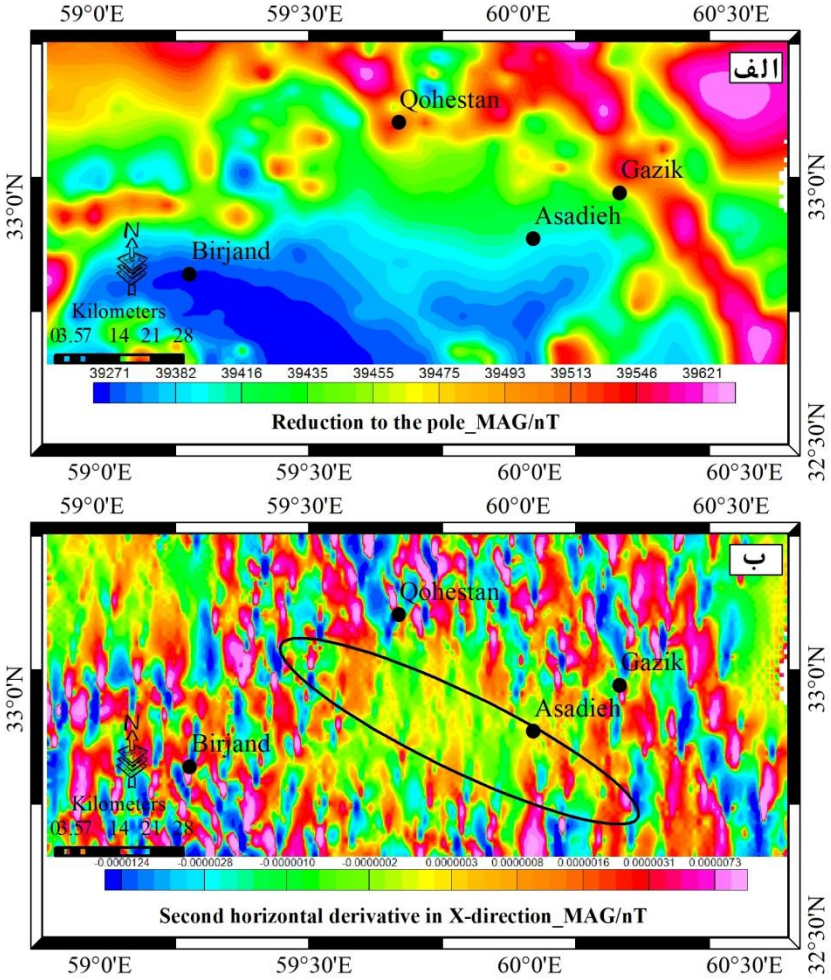
منطقه	زاویه میل۷ (درجه)	انحراف مغناطیسی۸ (درجه)	میانگین IGRF (نانوتسلا)
اسدیه	۷۳/۴۵	۱۰/۲۲	۵۲۶۴۶

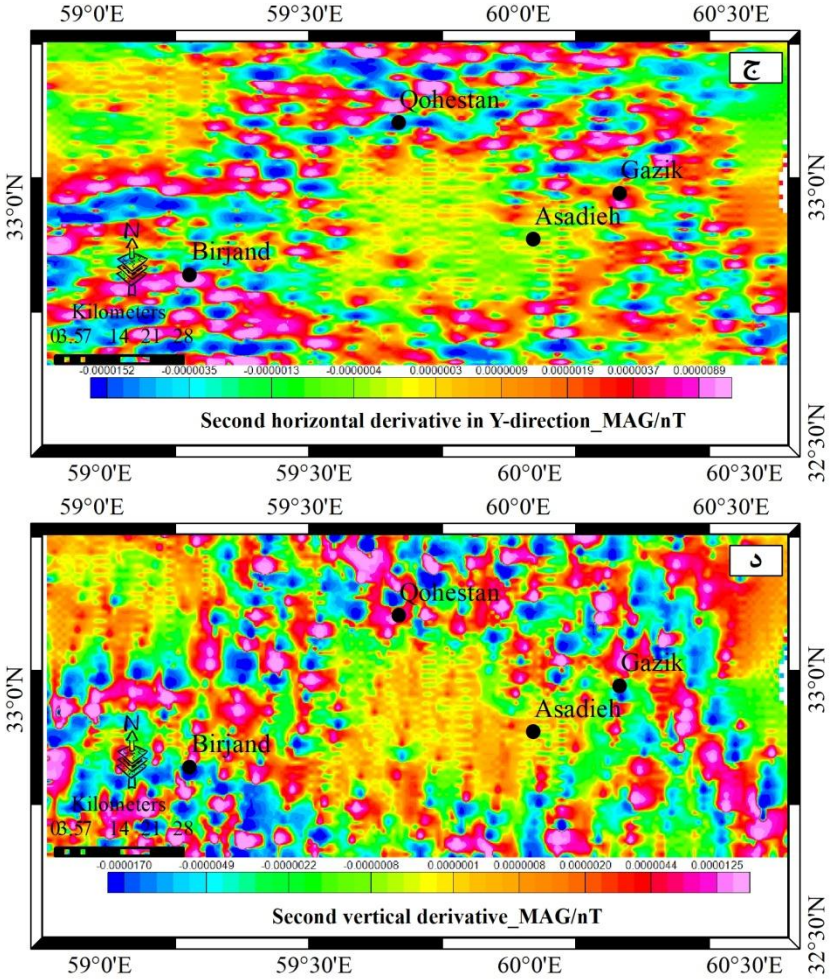
پس از اعمال صافی‌های فوق، در نقشه‌های مغناطیسی پردازش شده می‌توان خطواره‌های مغناطیسی را با جستجوی نواحی خطی و باریک دارای مغناطیس پایین (رنگ آبی) یا بالا (رنگ بنفش)، قطع ناگهانی در عمق منابع مغناطیسی، پله‌های مغناطیسی، ناپیوستگی یا جابجایی واضح و تند مشخص کرد (Korhonen et al., 2004).

[1] Oasis montaj
[2] Geosoft
[3] International Geomagnetic References Field (IGRF)
[4] Reduction to the pole
[5] High pass
[6] First and second vertical derivative
[7] Inclination
[8] Declination

بحث و نتیجه‌گیری

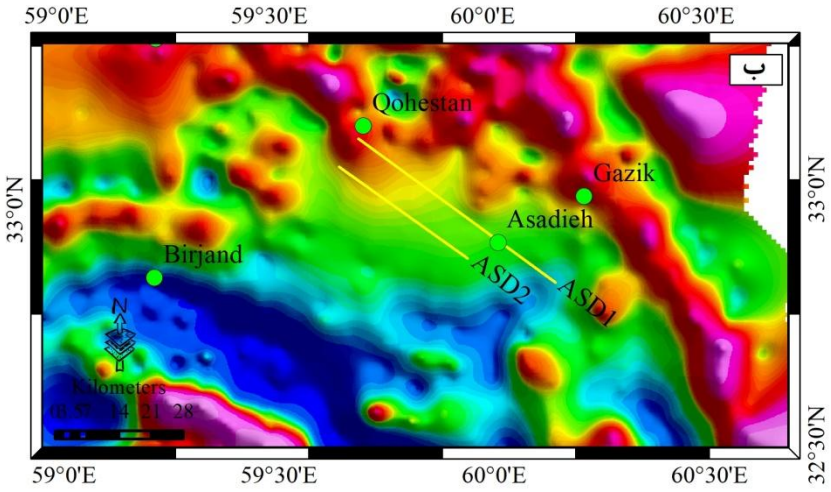
در گستره اسدیه، گسل‌های فعالی که مرز کوهستان و دشت هستند (نظیر گسل نوزاد در جنوب و سامانه گسلی آبیز-گزیک-آواز) به آسانی قابل شناسایی‌اند، چرا که تفسیر تصاویر ماهواره‌ای و مشاهدات ساده عوارضی نظیر صفحه گسل و جابجایی آبراهه‌ها فعالیت این گسل‌ها را آشکار می‌کند. دشت اسدآباد از رسوبات آبرفتی کواترنری و کفه‌های نمکی پوشیده شده است که توسط مخروط‌افکنه‌های سیلابی در دامنه ارتفاعات شمالی شهر اسدآباد و نیز ارتفاعات جنوبی نوزاد احاطه شده است. پوشش رسوبی سبب شده تا صفحه گسل اسدیه در سطح نمایان نباشد و شناسایی طول گسل به آسانی ممکن نیست. از اینرو مطالعه گسل‌های پی‌سنگی در این گستره به‌منظور دست یافتن به الگوی زمین‌ساختی صحیح مفید خواهد بود. در منطقه اسدیه با بررسی نقشه‌های زمین‌مغناطیس هوایی پردازش شده با صافی‌های برگردان به قطب، مشتق افقی مرتبه دوم در جهت X و Y و مشتق قائم مرتبه دوم (شکل‌های ۲- الف- د) به شناسایی گسل‌های پی‌سنگی پرداخته‌ایم.





شکل ۲- الف- د) نقشه‌های مغناطیس‌هوایی گستره اسدیه و پیرامون آن پس از تصحیح منطقه‌ای و اعمال صافی‌های لازم جهت آشکارسازی خطواره‌های مغناطیسی نشان داده شده است. این صافی‌ها عبارتند از: الف) برگردان به قطب؛ ب) مشتق افقی مرتبه دوم در جهت X؛ ج) مشتق افقی مرتبه دوم در جهت Y؛ د) مشتق قائم مرتبه دوم.

در دشت اسدیه خطواره‌های مغناطیسی بارز شده عبارتند از: اسدیه ۱ (ASD1) و اسدیه ۲ (ASD2) که با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری به طول‌های ۵۳ و ۳۴/۵ آرایش یافته‌اند (شکل**).



شکل ۴-۳- نقشه سایه‌دار شدت کل میدان مغناطیسی زمین در گستره اسدیه و پیرامون آن. خطواره‌های مغناطیسی بارز شده در دشت اسدیه عبارتند از: اسدیه ۱ (ASD1)، اسدیه ۲ (ASD2).

خطواره مغناطیسی ASD1 منطبق با گسل اسدیه می‌باشد که پیش از این معرفی شده است. بنابراین می‌توان طول ۵۳ کیلومتر را برای گسل اسدیه در نظر گرفت. همچنین خطواره مغناطیسی ASD2، به طول تقریبی ۳۵ کیلومتر، به موازات گسل اسدیه و به فاصله ۷ کیلومتری آن قرار دارد. شایان ذکر است این خطواره به موازات راندگی نوزاد و به فاصله ۳-۱ کیلومتری آن قرار دارد. با توجه به نزدیکی این گسل پی‌سنگی به راندگی نوزاد و نیز سابقه لرزه‌خیزی تاریخی این گسل انجام مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی در منطقه ضروری بنظر می‌رسد تا ارتباط و برهمگنش گسل‌های فعال منطقه مشخص شود.

منابع فارسی

علیمی، م. ا، ۱۳۸۵، تحلیل خطر زمین‌لرزه، گسلش فعال، مهاجرت صفحات گسلی با استفاده از GIS در منطقه شمال شرق بیرجند ، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه بیرجند، بیرجند.

فیروز مهجن‌آبادی، ق.، ۱۳۹۰، برآورد خطر زمین‌لرزه ـ گسلش در گستره شهر اسدیه (خاور ایران)، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه بیرجند، بیرجند.

References

Korhonen, K., Paananen, M. & Paulamaki, S., 2004, Interpretation of lineaments from airborne geophysical and topographic data, Geological Survey of Finland, P-04-241.

Asadieh is located in the northern part of the Sistan suture zone in eastern Iran. The area is surrounded by active faults (such as Nouzad thrust and the Abiz-Gazik-Avaz fault system).Quaternary alluvial sediments and mud flat cover the Asadabad plain so that the plate of the Asadieh fault is not visible on the surface and despite geological evidence, fault length can not be easily identified. A study of aeromagnetic maps shows the area That in addition to the Assadieh basement faults with a northwest – southeast trend and a length of 53 km, there is another basement fault parallel to it with an approximate length of 35 km.This basement fault is parallel to the Nouzad thrust and is 1–3 km away. This is important given the proximity to the Nouzad thrust and it should be considered in the seismic hazard assessment of the area.

میکروفاسیس ها و محیط رسوبی توالی های کرتاسه بالایی در منطقه شاهین دژ

سمانه حبیبی زاده*، گروه زمین‌شناسی، واحد تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی، تبریز، ایران habibizadeh.samin@gmail.com

رحیم مهاری، گروه زمین‌شناسی، واحد تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی، تبریز، ایران rr.mahari@gmail.com

رحیم شعبانیان، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور تبریز rahimshabanian@pnu.ac.ir

عادل نجف زاده، گروه زمین‌شناسی، واحد تبریز، دانشگاه آزاد اسلامی، تبریز، ایران najafzadeh.adel@yahoo.com

چکیده

جهت بررسی ریز رخساره ها و محیط رسوبی نهشته های کرتاسه بالایی ، برشی مناسب درمنطقه ی شاهین دژ انتخاب و از آن نمونه برداری به عمل آمد. رسوبات کربناته ی کرتاسه بالایی در منطقه ی شاهین دژ بر روی نهشته های ژوراسیک قرار دارد و در انتها به وسیله ی رسوبات پلیوکواترنری پوشانیده میشود شواهد موجود در مقاطع نازک بیان میکنداین میکروفاسیس ها معادل میکروفاسیس استاندارد ۳ فلوگل می باشد.این میکروفاسیس ها معادل کمربند رخساره ای fz-1 و fz-3 که بیانگر محیط عمیق ، شلف عمیق و محیط کراتونی است تشکیل شده اند . تفسیر شرایط رسوبگذاری نهشته های کرتاسه بالایی در شمال غرب ایران می تواند به بازسازی جغرافیایی دیرینه اقیانوس نئوتتیس کمک نماید.

کلیدواژه: کرتاسه، شاهین دژ، محیط رسوبی، ریزرخساره

Microfacies, sedimentary environment Of Upper Cretaceous sequences In Shahindezh Region

Samaneh Habibizadeh, Department of Geology, Faculty of science, Tabriz branch, Islamic Azad University, Tabriz, Iran, habibizadeh.samin@gmail.com

Rahim Mahari, Department of Geology, Faculty of science, Tabriz branch, Islamic Azad University, Tabriz, Iran, rr.mahari@gmail.com

Rahim Shabanian, Department of Geology, Payame Noor University of Tabriz, rahimshabanaian@pnu.ac.ir

Adel Najafzadeh, , Department of Geology, Faculty of science, Tabriz branch, Islamic Azad University, Tabriz, Iran, adel@yahoo.com

Abstract

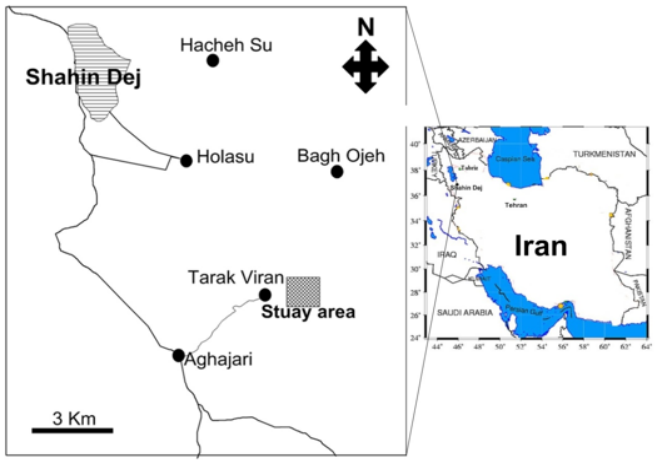
In order to study the microfacies and sedimentary environment of the upper Cretaceous deposits, a suitable section was selected in the basin of the fortress and sampled The Upper Cretaceous carbonate sediments is placed on Jurassic finally covered by the Polio-Quaternary deposits, Evidence in thin sections suggests that these microfacies are equivalent to standard microfacies 3 Flugel.This microfacies are equivalent to facies belt Fz-1 and Fz-3 which represents the deep environment, deep shells and cratonic environment is formed. Interpretation of sedimentation

condition of Upper Cretaceous deposits in northwestern Iran can help paleo geographical reconstruction of Neo- Tethys oceon.

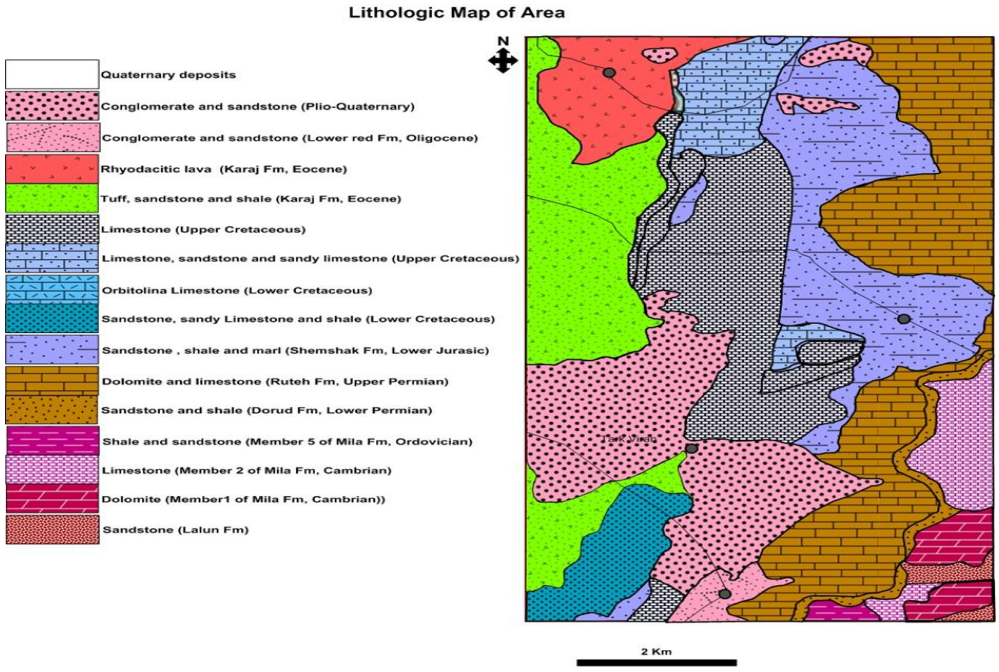
Key Words: Cretaceous, Shahindezh, Sedimentary Enviroment, Microfacies

مقدمه

منطقه ی مورد بررسی از دیدگاه تقسیمات زمین شناسی در زون سنندج – سیرجان قرار می گیرد(اشتوکلین ۱۹۶۸). نهشته های کرتاسه بالایی در این منطقه گسترش زیادی داشته که به صورت آواری قاره ای- دریایی و کربناته دریایی رخنمون داند (Kholghi and Khasraghi, 1994). این نهشته ها با مرز ناپیوستگی بر روی نهشته های قدیمی تر قرار گرفته و با مرز ناپیوستگی توسط نهشته های جوانتر پوشیده شده اند. رخنمون های سنگی در این منطقه از قدیم به جدید شامل سازند لالون (کامبرین زیرین)، سازند میلا (کامبرین- اردویسین)، سازند دورود (پرمین زیرین)، سازند روته (پرمین بالایی)، سازند شمشک (ژوراسیک زیرین)، نهشته های آواری- کربناته کرتاسه زیرین، سنگ آهک های اربیتولین دار (کرتاسه زیرین)، ماسه سنگ و سنگ آهک های کرتاسه بالایی، سازند کزج (ائوسن)، سازند قرمز زیرین (الیگوسن)، نهشته های آواری پلیوکواترنری و رسوبات کوترنری.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه ی مورد مطالعه ، مقطع برداشت شده و راه های دسترسی به آن



شکل ۲. تقسیمات واحدهای ساختمانی-رسوبی ایران (اشتوکلین ۱۹۶۸)

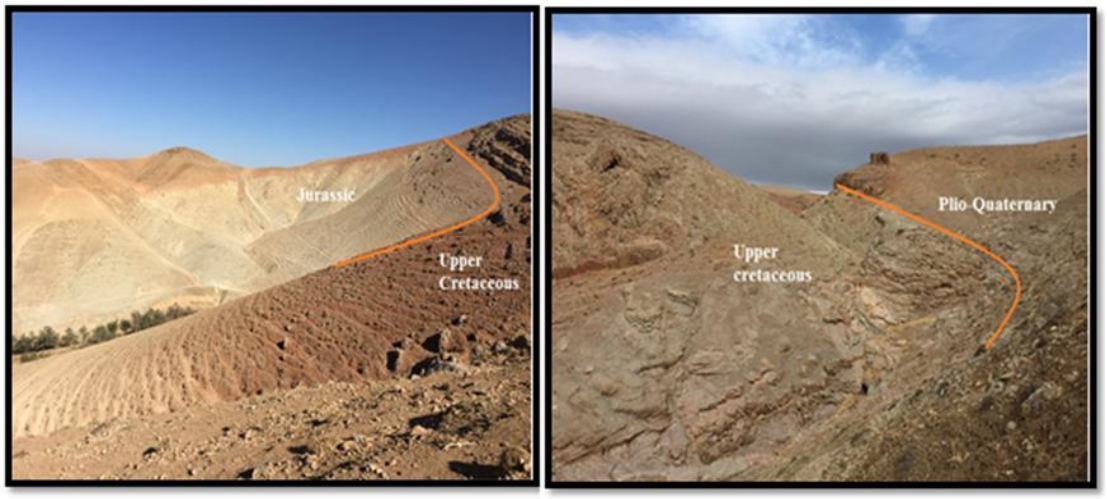
روش مطالعه

پس از مطالعه ی سوابق تحقیقاتی صورت گرفته در مورد موضوع مورد مطالعه و بازدیدهای مقدماتی، محل دقیق مقطع رسوبی و کامل ترین و مناسب ترین برش در صحرا جهت برداشت انتخاب شد. به منظور تعیین دقیق رخساره ها و محیط رسوبگذاری نهشته های کرتاسه بالایی علاوه بر توصیف صحرایی، تعداد ۱۰۰ نمونه ی سنگی بصورت سیستماتیک و با در نظر گرفتن تغییرات رخساره ای برداشت شد. در مطالعه ی میکروسکوپی نمونه ها برای تعیین فراوانی آلوکم ها از نمودارهای مقایسه ای (Bacelle and Bosellini 1965) کمک گرفته شد.. نامگذاری ریزرخساره ها بر اساس روش های رایت(1992)، فولک(1962) و دانهام (1962) ، تشخیص انرژی محیط بر اساس فلوگل(2010)، مطالعات بافتی بر اساس روش تاکر(2002)، تشخیص انرژی و محیط رسوبی و دیاژنز بر اساس روش های ویلسون(1975)، فلوگل(2004) و فلوگل(2010) در این مرحله انجام شد.

بحث و نتیجه گیری

چینه شناسی توالی های کرتاسه بالایی در منطقه شاهین دژ

رسوبات کربناته ی کرتاسه بالایی در منطقه ی شاهین دژ بر روی نهشته های ژوراسیک قرار دارد و. در انتها به وسیله ی رسوبات پلیوکواترنری پوشانیده میشود . (شکل ۳)



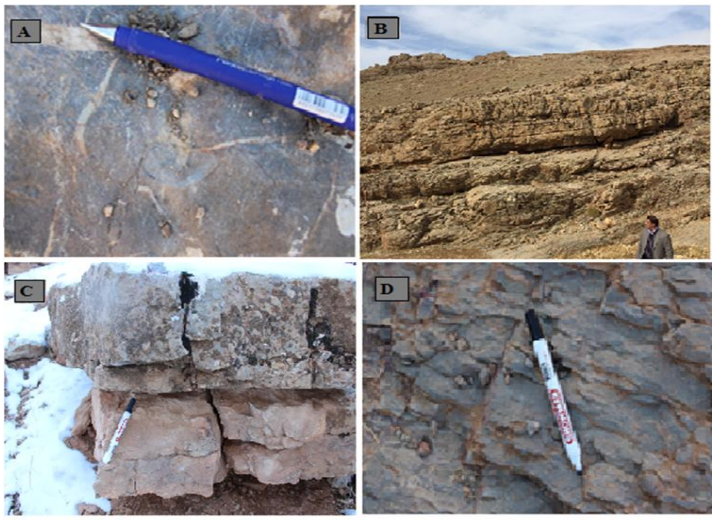
شکل ۳- ابتدا و انتهای توالی های کرتاسه بالایی

رسوبات توالی کرتاسه بالایی اغلب رخنمون یافته و دارای لایه بندی منظم می باشند، از لحاظ لیتولوژی این سازند عمدتا از سنگ آهکهای زرد تا خاکستری و در برخی قسمت ها با محتوای فسیلی تشکیل شده است.

رسوبات این توالی در منطقه ۱۱۴/۵ متر می باشد. بر اساس مطالعات صحرایی و ویژگی های سنگ شناسی و خصوصیات ماکروسکوپی از قبیل رنگ، ضخامت لایه ها، سازند در برش مورد مطالعه به ۱۱ واحد تقسیم شده است که به شرح زیر است:

سنگ آهکهای نازک لایه خاکستری رنگ، سنگ آهکهای توده ای خاکستری ، سنگ آهک های خاکستری رنگ متوسط لایه، سنگ آهکهای ضخیم لایه ی خاکستری رنگ با محتوای فسیلی بر روی رخنمون،سنگ آهکهای توده ای خاکستری رنگ، سنگ اهکهای زرد رنگ متوسط لایه، سنگ آهک های متوسط ،سنگ آهکهای ضخیم لایه خاکستری رنگ، سنگ آهکهای متوسط لایه خاکستری رنگ، سنگ آهکهای زرد رنگ نازک لایه و شکننده

شکل ۴ ویژگی های صحرایی واحدهای سنگی توالی های کربناته کرتاسه بالایی در منطقه شاهیندژ را نشان می دهد.



شکل۴. ویژگی های صحرایی واحدهای کربناته کرتاسه بالایی در منطقه ی شاهین دژ (a سنگ آهکهای نازک خاکستری رنگb) سنگ آهکهای توده ای خاکستری با محتوای فسیلی در رخنمونc) سنگ آهک های متوسط لایه زرد رنگ d) سنگ آهک های نازک لایه خاکستری رنگ

شرح ریزرخساره ها:

در نتیجه بررسی های صحرایی و آزمایشگاهی، ۳ میکروفاسیس شناسایی و تشخیص داده شده است که عبارتند از (شکل۵):

بیوکلست مادستون

این میکروفاسیس از ماتزیکس میکرایتی ریز دانه و تیره تشکیل شده است که میکروفسیل های پلانکتون به ویژه فرامینی فرهای عمدتا کلسی سفر و به مقدار کم گلوبوترونکانیدها و میکروفسل های بنتیک فرامینی فرها در آن به صورت پراکنده دیده می شوند. ساختار لامینیشن در برخی از مقاطع مشاهده می شود. از فرایندهای دیاژنزی در این میکروفاسیس می توان تشکیل رگه های کلسیتی، کریستالیزاسیون، انحلال و جانشینی را نام برد.

بیوکلست وکستون

این میکروفاسیس دارای بیوکلست های عمدتا کلسی سفر و رادیولر می باشد، همچنین فرامینی فر پلانکتون و فرامینی فرهای بنتیک نیز دیده می شوند. این آلوکم های بیوکلستی با جورشدگی خوب در زمینه میکرایتی دانه ریز قرار گرفته اند. رگه های کلسیتی فراوان در این میکروفاسیس دیده می شود. فرایندهای دیاژنزی در این میکروفاسیس می توان کریستالیزاسیون، انحلال و جانشینی را نام برد.

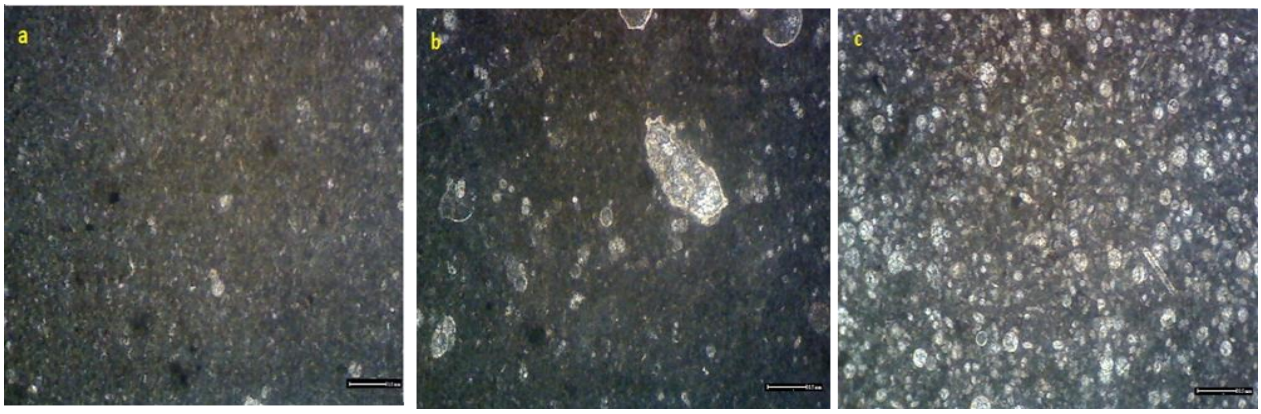
بیوکلست پکستون

کلسی سفرها و رادیولرها فراوانترین آلوکم های بیوکلستی در این میکروفاسیس هستند و آلوکم های دیگری از جمله فرامینی فرهای پلانکتتون و به مقدار کم فرامینی فرهای بنتیک نیز در این میکروفاسیس دیده می شوند. آین آلوکم ها با جورشدگی خوب در زمینه میکرایتی قرار گرفته اند.

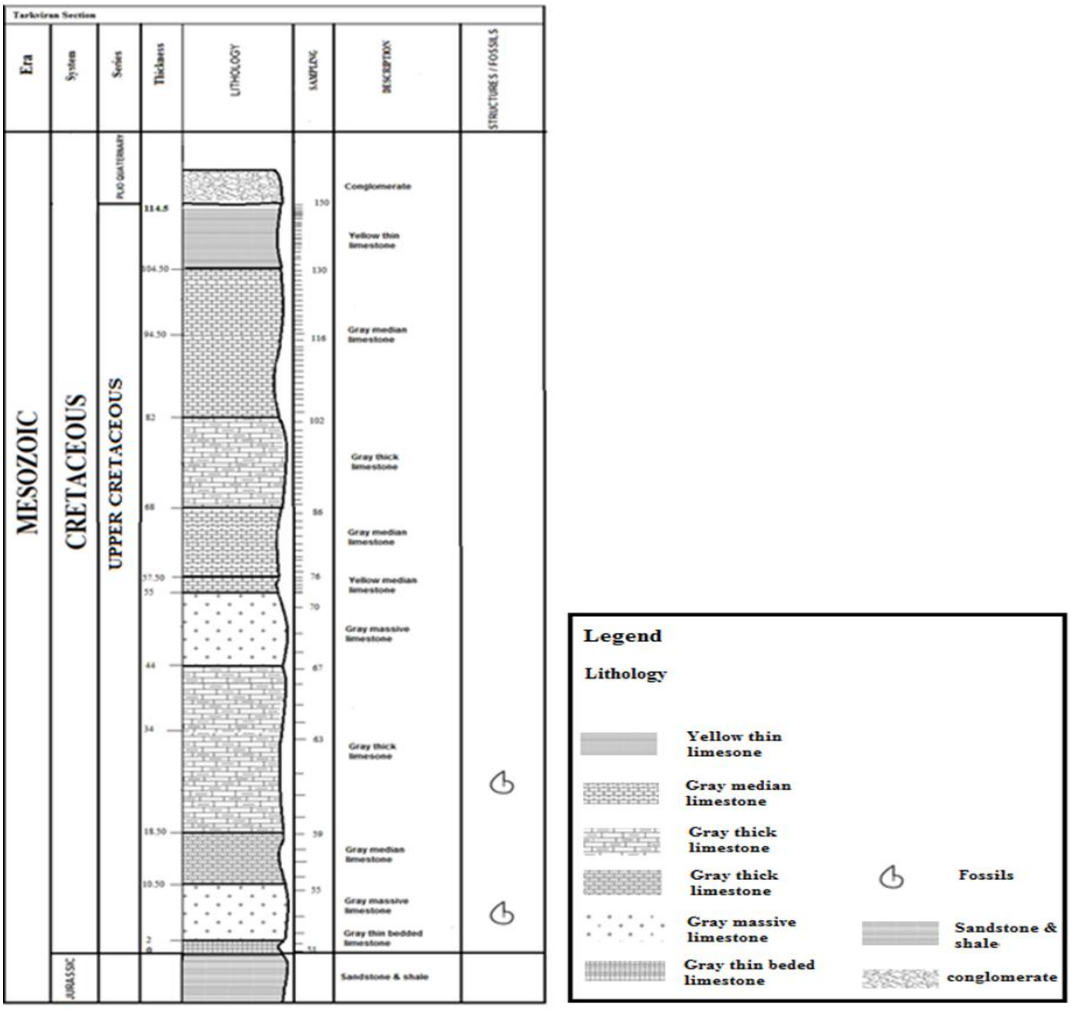
محیط رسوبی

این میکروفاسیس ها معادل میکروفاسیس استاندارد ۳ (Flugel, 2010) می باشد. میکروفاسیس استاندارد ۳(SMF 3: Pelagic lime mudstone and wackestone with planktonic microfossils) ماتریکس میکریتی با میکروفسیلهای پلاژیک فراوان (به عنوان مثال فرامینیفر، رادیولارها، کالیپوئلیدها) یا ماکروفسیلها (به عنوان مثال فیلامنت های تریاس تا ژوراسیک، کریتوئید های پلاژیک، گرپتولیتها) می باشد. ماتریکس میکریتی بسیاری از سنگ آهک های مزوزوئیک شامل تجمع هایی از پلانکتون آهکی تجزیه شده (به عنوان مثال کوکولیتوفورید ها، نانوکانید ها می باشد. انواع غالب فسیل های پلاژیک می تواند با حروف الفبا نشان داده شود برای مثال SMF 3-CALP(calpionellids), SMF 3 -FOR(pelagic foraminifera) (Flugel, 2010).) این میکروفاسیس ها معادل کمربند رخساره ای fz-1 و fz-3 که بیانگر محیط عمیق ، شلف عمیق و محیط کراتونی است تشکیل شده اند.

با توجه به ویژگی های صحرایی، لیتولوژی، فسیل شناسی و اجزء تشکیل دهنده میکروفاسیس های سنگ آهک های کرتاسه بالایی در برش ترک ویران می توان کمربند رخساره ای برای تشکیل این نهشته ها پیشنهاد کرد



شکل ۵- a) بیوکلستیک مادستون b) بیوکلستیک وکستون c) بیوکلستیک پکستون



شکل ۶_ ستون چینه شناسی توالی های کربناته کرتاسه بالایی در منطقه شاهین دژ

نتیجه گیری:

- بر اساس مطالعات صحرایی، ویژگی‌های سنگ‌شناسی، و خصوصیات ماکروسکوپی از قبیل رنگ، ضخامت لایه‌ها برش مورد مطالعه به ۱۱ واحد مختلف سنگ‌چینه‌ای مجزا تقسیم‌بندی شد. این میکروفاسیس ها معادل میکروفاسیس استاندارد ۳ (Flugel, 2010) می باشد. این میکروفاسیس ها معادل کمربند رخساره ای fz-1 و fz-3 که بیانگر محیط عمیق ، شلف عمیق و محیط کراتونی است تشکیل شده اند

منابع فارسی

آقانباتي، ع.، ۱۳۸۳ ، زمين¬شناسي ايران، سازمان زمين¬شناسي و اكتشافات معدني كشور، ۵۸۶ ص.

.نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵، دیباچه ای بر زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۵ ص.

References

·Bacelle, L. and Bosellini, A., 1965- Diagrammi per lastima visiva della composizione percentuale nelle rocce sedimentary. Science Geologiche e Paleontologiche 1, 59-62.

·Dunham R.J., "Classification of carbonate rocks according to depositional texture", American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1 (1962) 108-121

·Folk, R.L., 1962, Spectral subdivision of limestone types, in Ham, W.E., ed., Classification of carbonate Rocks-A Symposium: American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, p. 62-84.

·Flugel, E., 2004, 2010, Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application: Spring-Verlag-Berlin, 676 p.

·Flugel, E., 2010- Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application, Springer, 976p.

·Kholghi and Khasraghi, 1994, Geological map (1:100000) o Shahin Dej, Geological Survey of Iran,

·Miliman, D. J., 1974- Marine Carbonates, Spring_ Verlag, 357p.

·Stocklin, J. (1968) Structural History and Tectonic of Iran: A Review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, USA, 52, 1229-1258.

·Tucker M.E., Wright V.P., "Carbonate Sedimentology. Oxford, Blackwell Scientific Publications (1990) 404.

·Wilson, J.L., 1975, Carbonate Facies in Geologic History. New York, SpringerVerlag, 471 p.

بررسی دولومیت های سازند آباده در بخش همبست، جنوب ابرکوه، یزد

مریم کانون حصاری*، دانشجوی کارشناسی ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی دانشگاه سراسری ارومیه

دکتر علی اصغر ثیاب قدسی، دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه سراسری ارومیه

سیما شاهین فر، دانشجوی دکتری چینه نگای و دیرینه شناسی لرستان

چکیده

برش مورد مطالعه در دره هم بست در ۶۰ کیلومتری جنوب شرق شهر آباده قرار دارد. مطالعهٔ حاضر دربارهٔ نهشته های پرمین، سازند آباده به ضخامت ۱۰۰متر و متشکل ازآهک، شیل ، شیل آهکی و دولومیتی انجام شده است. مطالعات پتروگرافی دولومیت های این سازند نشان داد این برش دارای ۴ نوع دولومیت می باشد:۱) دولومیت های بسیار ریزبلور؛ ۲)دولومیت های ریزبلور؛ ۳) دولومیت های متوسط بلور؛۴) دولومیت های متوسط تا درشت بلور. نتایج پژوهش حاضر نشان می دهند بیشترین تنوع دولومیت ها در برش یادشده به انواع دولومیت های متوسط بلور مربوط است .دولومیت های بسیار ریزبلور به دیاژنز اولیه مربوط هستند .دولومیت نوع دوم از تبلور دوبارهٔ دولومیت نوع اول تشکیل شده است .دولومیت های نوع سوم وچهارم در مراحل آخر دیاژنز و در اثر سیالات دولومیت ساز تشکیل شده اند. سازوکار دولومیتی شدن برای دولومیت نوع اول الگوی سبخا، دولومیت های نوع دوم از نوع تدفینی کم عمق و دولومیت های سوم و چهارم از نوع تدفینی عمیق است.

کلیدواژه: دولومیت ، آباده ، پرمین ، همبست ، یزد

Study of Abadeh Formation Dolomites in Hambast section, South of Abarkuh, Yazd

Maryam Kanoon Hesari*, Urmia university Stratigraphy and paleontology Msc student

ali asghar siabeghodsy, Associate Professor, Department of Geology, University of Urmia, Urmia

Sima Shahinfar, PhD student of Lorestan stratigraphy and paleontology

Abstract

The study section is located in Hambast, 60 km southeast of Abadeh. The present study has been done on Permian, Abadeh Formation 100 m thick, consisting of lime, shale, calcareous shale and dolomitic. Petrographic studies of dolomites of this formation show that this section contains 4 types of dolomites: 1) very fine crystalline dolomites; 2) fine crystalline dolomites; 3) medium crystalline dolomites; The results of this study show that the highest diversity of dolomites in the mentioned section is related to the types of medium crystalline dolomites. Very fine crystalline dolomites are related to primary diagenesis. Type II dolomite is composed of repeated crystallization of type I dolomite. The third and fourth dolomites are formed in late stages of diagenesis due to dolomitizing fluids. The mechanism of dolomitization for the first type dolomite is the Sabkha pattern, the second type dolomites are shallow burial type and the third and fourth dolomites are deep burial type.

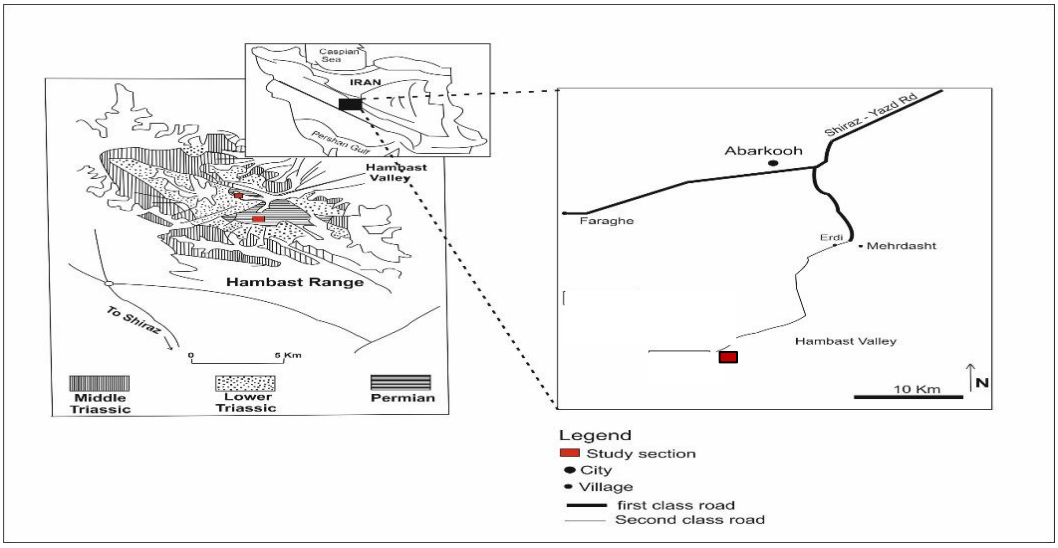
Key Words: Dolomite, Abadeh, Permian, Hambast, Yazd

مقدمه

دولومیت ها دارای ساختارهای داخلی و ویژگی های ژئوشیمیایی هستند که معمولاً شرایط محیط تشکیل را نشان می‌هند (Jin et al. 2006; Du et al. 2018). دولومیت کانی پیچیده ای است زیرا از راه سازوکارهای جایگزینی کانی دیاژنزی یا هیدروترمال و یا دگرگونی تشکیل می شود؛ گردش سیال و مقدار منیزیم کافی در سیال برای سازوکارهای یادشده ضروری است .بحث در زمینهٔ این پیچیدگی طی دهه های اخیر به تفسیرهای مختلف دربارهٔ منشأ دولومیت در ساختارهای زمین شناسی منجر شده است(Mckenzie & Vasconcelos 2009; Jacquemyn et al. 2014) . مطالعهٔ دولومیت ها یکی از مهم ترین مسائل پژوهش های رسوبی بین المللی طی سالیان گذشته بوده است .دولومیتی شدن سیستم های کربناته فرایند دیاژنزی رایجی است که سازوکار تشکیل آن هنوز کاملاً مشخص نشده است(Kiırmaci et al. 2018) .

موقعیت جغرافیایی

برش مورد مطالعه در دره هم بست در ۶۰ کیلومتری جنوب شرق شهر آباده قرار دارند. برای رسیدن به برش مورد نظر از مسیر جاده آسفالته شهرستان ابرکوه به دره همبست و پس از طی مسافت ۱۰ کیلومتری از طریق یک جاده خاکی و بعد از طی 3 کیلومتر پیاده روی در جهت جنوب غرب به محل برش دست می یابیم. برش موردنظر دارای طول و عرض جغرافیایی "21.8 '12 °53 E و "04 '53 °30 N می باشد(شکل۱).



شکل۱) نقشه زمین شناسی و راه‌های دسترسی به برش مورد مطالعه

روش مطالعه

در این تحقیق، مطالعات پتروگرافی نهشته های دولومیتی پرمین در سازند آباده با ۱۰۰ متر ضخامت و بر مبنای ۹۸ مقطع نازک صورت گرفته است. برای مطالعه بافت و ویژگی‌های پتروگرافی نمونه های برداشت شده، از بلوک‌های سنگی، مقطع نازک میکروسکوپی تهیه شد و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفت. برای نامگذاری دولومیت‌ها از روش های(سیبلی و گرک، ۱۹۸۷)و (گرک و سیبلی، ۱۹۸۴) و (فریدمن، ۱۹۶۵) استفاده شده است. در این مطالعه اندازه بلورهای دولومیت از روی مقیاس فولک (۱۹۷۴) محاسبه شده است. بر این اساس ۴ نوع دولومیت شناسایی شده است.

بحث

انواع دولومیت ها در برش ابرکوه مشخص شد. چهار نوع دولومیت بسیار ریزبلور، ریزبلور، متوسط بلور و متوسط تا درشت بلور در این برش وجود دارند که بیشتر دولومیت ها در این سازند از نوع دولومیت های متوسط بلور هستند و همچنین در چند نمونه از نمونه های مطالعه شده در این بخش سیمان های دولومیتی مشاهده شدند که حفره ها و شکستگی های زمینهٔ ریزبلور را پر کرده اند .دولومیت های تشخیص داده شده در برش یادشده عبارتند از:

۱)دولومیت های بسیار ریزبلور

این دولومیت ها به رنگ قهوه ای تا خاکستری مشاهده می شوند و در مقاطع نازک به شکل موزاییک های بسیار ریزبلور با مرزهای مسطح نیمه شکل دار تا بی شکل و مرز بین بلوری از نوع planar-s دیده می شوند(Sibley & Gregg 1987) . دولومیت های بسیار ریزبلور دارای اندازهٔ ۵تا ۱۶ میکرون (میانگین ۱۱ میکرون)تغییر می کند. هستند. دولومیت های بسیار ریزبلور متراکم و همگن بادرصد تخلخل کمتر هستند. این نوع دولومیت تحت شرایط سطحی، دمای پـایین و در محیط-های جذر ومدی تشکیل شده اند (آدابی، ۱۳۸۳)(شکل۲-A,B).

۲)دولومیت های ریزبلور

این دولومیت ها به رنگ قهوه ای تا روشن دیده می شوند و به دلیل ریزبلوربودن، آثار بافت رسوبی اولیه ازجمله پلوئید در مقاطع نازک میکروسکوپی آنها مشاهده می شوند. استیلولیت ها در این مقاطع دیده می شوند و با رگه های کلسیت قطع شده اند. بلورها در مقطع نازک دارای رنگ روشن و اندازه ای بین ۱۶ تا ۶۲ میکرون (بطور میانگین ۴۵ میکرون) هستند . اغلب این دولومیت ها متراکم و همگن هستند و دارای تخلخل کم و مرزهای مسطح بی شکل تا نیمه شکل دار به شکل موزاییک های هم اندازه هستند(شکل۲- C).

۳)دولومیت های متوسط بلور

این دولومیت ها به رنگ خاکی تا قهوه ای دیده می شوند .رگه های کلسیت در مقاطع نازک وجود دارند. این نوع دولومیت ها متراکم با مرزهای مسطح نیمه شکل دار (planar-s) تا شکل دار و به شکل بلورهای موزاییکی هم اندازه هستند که اندازه ای بین ۶۲ تا ۲۷۰ میکرون (میانگین ۱۷۰ میکرون) دارند و دارای حدود 6 درصد تخلخل هستند(شکل۲-D).

۴)دولومیت های متوسط تا درشت بلور

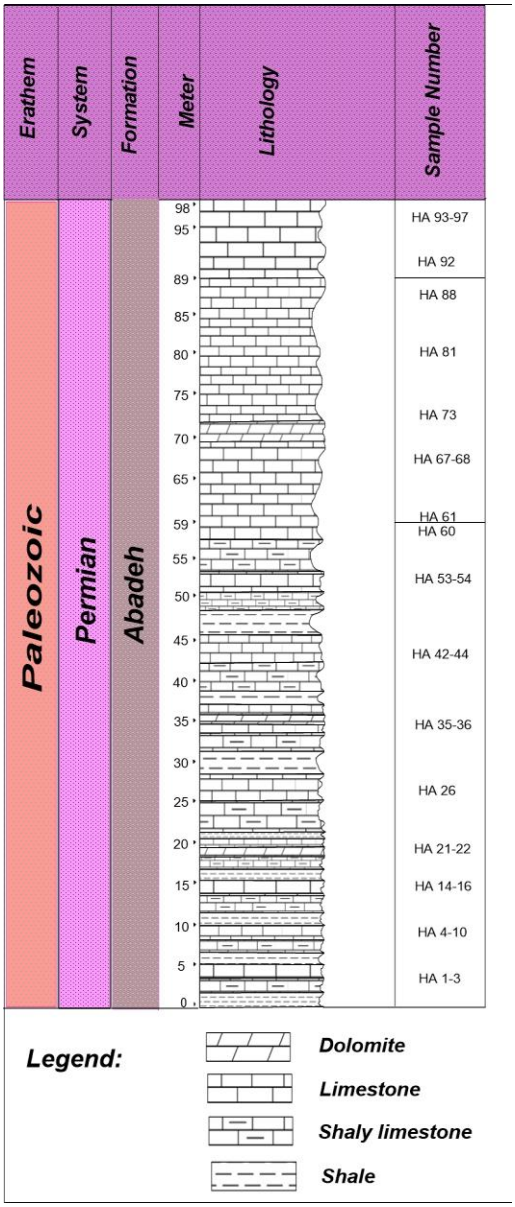
این دولومیت ها به رنگ روشن دیده می شوند و اندازهٔ آنها در مقاطع بین ۲۰۰ تا ۱۱۰۰ میکرون (میانگین ۶۰۰ میکرون) است. این دولومیت ها در بسیاری از نمونه ها خاموشی موجی مشابه با دولومیت زین اسبی (saddle dolomite) از خود نشان می دهند. دولومیت های متوسط تا درشت بلور دارای بلورهای بی شکل تا شکل دار (anhedral) در اندازه های مختلف (poly modal) و مرزهای بلوری غیرمسطح (non planar) هستند و بیشتر به صورت سیمان فضاها و شکستگی های سنگ را پر کرده اند.این نوع دولومیت‌ها در شرایط تدفینی عمیق یا گرمابی از شورابه های بسیار شور در دمای بالا، یا به صورت محصولی از احیای حرارتی – شیمیایی سولفاتها حاصل می شوند(Flugel, 2004) (شکل۲-E,F).

دیاژنز:

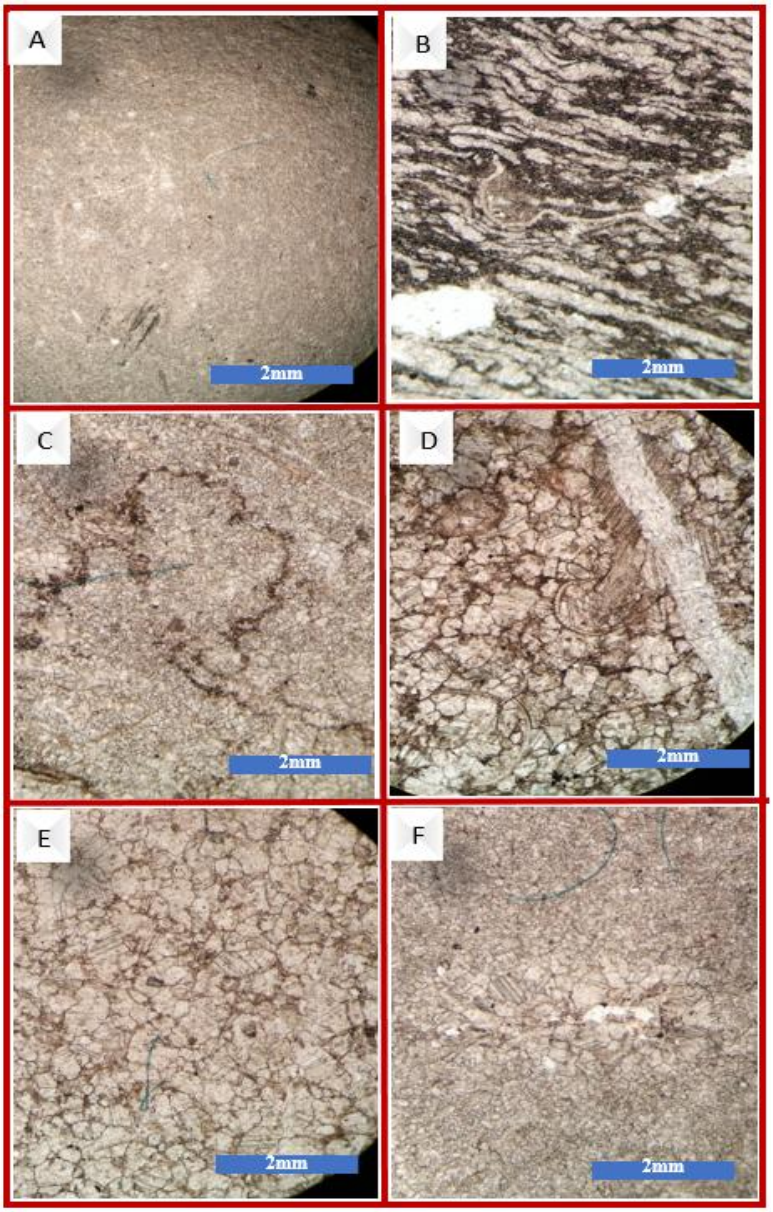
فرآیندهای دیاژنزی مختلفی بر روی سازند آباده اثر گذاشته است، از مهم‌ترین فرآیندهایی که بر روی این سازند اثر گذاشته است می‌توان به دولومیتی شدن و استیلولیتی شدن اشاره کرد. تغییراتی که در مشخصات، ویژگی ها و ترکیب رسوبات از زمان نهشته شدن در محیط رسوبی تا سنگ شدن و وارد شدن به محیط دگرگونی روی می‌دهد را دیاژنز می-گویند. هریک از محیط‌های دیاژنتیکی خصوصیات و ویژگی‌های خاص خود را دارند که می‌توان انواع مختلف آنها را توسط مطالعه مقاطع نازک از یکدیگر تفکیک نمود .بسیاری ازسنگ‌های کربناته به دلیل تغییرات سطح آب دریا، حرکات تکتونیکی و افزایش و کاهش عمق تدفین در طول زمان می‌توانند از یک محیط دیاژنزی به محیط دیگر وارد شوند(فلوگل،2004). از فرایندهای مهم دیاژنزی دیگری که این توالی رسوبی را تحت تأثیر قرار داده، فشردگی است. تشکیل استیلولیت نشان دهنده فشردگی می‌باشد. رگچه های انحلالی در این برش نسبت به استیلولیت گسترش زیادی دارند و غالبا توسط دولومیت و مواد آلی پرشده اند.

نتیجه‌گیری

سازندآباده در ۶۰ کیلومتری جنوب شرق شهر آباده قرار داررد‌که ۱۰۰ متر ستبرا دارد و از لایه‌های متوسط لایه دولومیت و لایه‌های شیل، شیا آهکی وآهک تشکیل شده است .در طی مطالعات انجام شده، در میان لایه‌های دولومیت اثری از رسوبات تبخیری دیده نشده است .بر پایه درجه دولومیتی شدن سنگ آهک اولیه، اندازه، شکل بلورهای دولومیت(از حالت بی‌شکل تا لوزی‌های خودشکل)و در پایان ویژگی ها و بافت آلوکم ها، چهار نوع دولومیت شناسایی شده است .این دولومیت‌ها بیانگر تشکیل در یک محیط دیاژنزی دفنی کم‌ژرفا تا به نسبت ژرف توسط سیال های دریایی می‌باشند. با افزایش ژرفای تدفین، اندازه بلورهای دولومیت افزایش یافته است و دولومیت های درشت بلورتشکیل می‌شوند.



شکل۳) ستون چینه نگاری برش مورد مطالعه



شکل۲) انواع دولومیت های معرفی شده برش مورد مطالعه

منابع فارسی

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳ ، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص

پوربناب،ح ، ۱۳۹۶، سنگ شناسی کربناته، انتشارات دانشگاه تهران

نقشه راه های ایران، انتشارات گیتاشناسی، ۱۳۸۶

References

Aghanabati A. 2010. Geology of Iran. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran. 606 p. [In Persian]

Anan T. and Wanas H. 2015. Dolomitization in the Carbonate Rocks of the Upper Turonian Wata Formation, West Sinai, NE Egypt: Petrographic and Geochemical Constraints. Journal of African Earth Sciences, 111: 127-137.

Cai, C., Li, K., Li, H., and Zhang, B., 2008- Evidence for cross formational hot brine flow from integrated 87Sr/86Sr, REE and fluid inclusions of the Ordovician veins in Central Tarim, China. Applied Geochemistry, 23 (8), 2226-2235.

Flügel, E., (2004), Microfacies analysis of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application, Springer Verlag, Berlin, 976 p.

Folk RL. 1974. Petrology of Sedimentary Rocks: Hemphill pub., Co., Austin, Texas, 182 p.

Gregg, J.M., and Shelton, K.L., 1990, Dolomitization and neomorphism in the back reef facies of the Bonneterre and Davies Formations (Cambrian), southeastern Missouri: J. Sedimentary Petrology, v. 60, p. 549-562.

Hou, M. C., Jiang, W. J., Xing, F. C., Xu, S. L., Liu, X. C. and Xiao, C., 2016- Origin of dolomites in the Cambrian (upper 3rd-Furongian) formation, southeastern Sichuan Basin, China. Geofluids. DOI: 10.1111/gfl.12193.

Pilekouhi J. Jafarzadeh M. Taheri, A. Zohdi A. 2018. Petrography of late Precambrian dolomite (Bayandor Formation and base of Soltanieh Formation) in Chopoghlu section. 25th Symposium of Crystallography and nov., a moderate halophilic sulfate-reducing bacterium from Lagoa Vermelha (Brazil) mediating dolomite formation. Extremephiles 9 (3): 255–261

Rahimi, A., Adabi, M.H., Aghanabati, A., Majidifard, M.R. and Jamali, A.M. (2016) Dolomitization Mechanism Based on Petrography and Geochemistry in the Shotori Formation (Middle Triassic), Central Iran. Open Journal of Geology, 6, 1149-1168.

Sibley DF, Gregg JM. 1987. Classification of dolomite rock texture. Jour. Sed. Petrology, 57: 967-975.

Tucker ME, Wright VP. 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Sci Pub, London, 482 p.

ریز رخساره ها و محیط رسوبی سازند آسماری در کوه چهل چشمه (جنوب شرق شیراز)

حمیده نوروزپور *[۱]، سید محمود حسینی‌نژاد [۲]

۱- استادیار دانشگاه پیام نور، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، تهران،ایران، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵ ایران

E-mail: Hamidehnoroozpour@yahoo.com

hamideh.noroozpour@pnu.ac.ir

عضو هیات علمی دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، صندوق پستی ۱۳۶۷۱۶۴۱۱

E-mail: hosseininejad@du.ac.ir

چکیده

سازند آسماری توالی ضخیمی از سنگهای کربناته به سن الیگوسن-میوسن بوده که در بخش هایی ناحیه زاگرس گسترش دارد. این سازن یکی از سازندهای مهم مخزن در غرب و جنوب غرب ایران است. در این پژوهش یک برش از این سازند در کوه چهل چشمه (جنوب شرق شیراز) مورد مطالعه قرار گرفت. بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعه پتروگرافی مقاطع نازک میکروسکوپی تعداد۷۰ ریزرخساره در این سازند شناسایی گردید. این ریزرخساره ها در سه محیط رسوبی اصلی نهشته شده اند که به ترتیب کاهش عمق شامل دریای باز یا جلوی سدی (A)، سد یا بار (B)، لاگون (C)، پهنه جزر و مدی (D) هستند. روند گسترش ریزرخساره ها حاکی از آن است که سازند آسماری در این ناحیه در یک رمپ کربناته هم شیب نهشته شده است.

کلیدواژه: ریزرخساره‌ها، محیط رسوبی، سازند آسماری، شیراز

Microfacies and depositional environment of the Asmari Formation in Kuh Chehelcheshmeh section (SE Shiraz)

Hamideh Noroozpour[1], Seyyed Mahmood Hoseininezhad[2]

1 Assistant Professor, Payame Noor University (PNU), Faculty of Science, Department of Geology, Tehran, Iran, P.O.BOX 19395-3697

Hamidehnoroozpour@yahoo.com

hamideh.noroozpour@pnu.ac.ir

2- PhD of Biostratigraphy and Paleontology, Department of Geology, Faculty of Geo Sciences, Damghan University, E-mail: hosseininejad@du.ac.ir

Abstract:

In this research Asmari formation in Chehelcheshmeh section (Southeast Shiraz) with the thickness 150 meters with 70 thin sections were studied. The Asmari Formation in this area is overlain and underlain with disconformable contact, by Jahrum and Razak formation, respectively. detailed petrographic studies and filed observation led to the recognition of 8 carbonate microfacies which compromise 4 associations including, open marine, shoal, lagoon and intertidal. Based on these result, Asmari formation deposited in different parts of a homoclinal carbonate ramp.

Keywords: Microfacies, Depositional Environment, Asmari formation, Ramp

مقدمه

سازند آسماری با سن الیگوسن -میوسن، مهمترین سنگ مخزن نفت در حوضه زاگرس می باشد .در محل برش نمونه در تنگ گل ترش در دامنه جنوب غربی کوه آسماری، این سازند 314 متر ضخامت دارد و از نظر سنگ شناسی شامل سنگ آهک های مقاوم به رنگ کرم تا قهوه ای می باشد) مطیعی .(1382 سازند آسماری در اکثر مناطق زاگرس شامل سنگ های کربناته می باشد اما در برخی مناطق در بردارنده ماسه سنگ و سنگ های تبخیری نیز می باشد .رسوبات تبخیری کلهر در منطقه لرستان و رسوبات ماسه سنگی اهواز در منطقه خوزستان دو بخش سازند آسماری را تشکیل می دهند .

زیست چینه نگاری سازند

آسماری برای اولین بار توسط واینند (۱۹۶۵) تدوین گردید. آدامز و بورژوا (۱۹۶۷) و کلانتری (۱۳۷۱) نیز ضمن بررسی پژوهش‌های قبلی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و فسیل‌شناسی سازند آسماری را توصیف کردند .در سال‌های اخیر نیز اهرنبرگ و همکاران (۲۰۰۷)،وزیری مقدم ۱۳۸۹() و لارسن و همکاران (۲۰۰۹) مطالعات وسیعی در زمینه زیست‌چینه‌نگاری و سازند آسماری در مناطق مختلف زاگرس انجام داده‌اند. هدف اصلی این مقاله بررسی ریزرخساره ها و محیط رسوبی سازند آسماری در کوه چهل چشمه در جنوب شرق شیراز می باشد.

موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه

منطقه مورد مطالعه در حوضه زاگرس چین‌خورده و در ناحیه فارس واقع شده است. برش برداشت شده در فارس، و نزدیک به شهرستان سروستان در جنوب شرق شیراز قرار دارد. شکل ۱ تصویر ماهواره ای منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

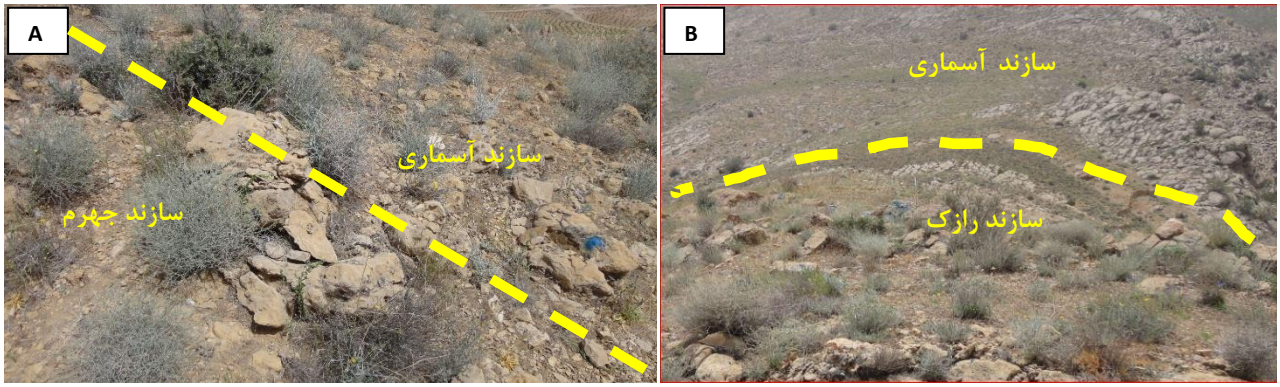


شکل ۱. تصویر ماهواره‌ای برش کوه چهل چشمه در جنوب شرقی شیراز (علامت ستاره)

چینه‌نگاری

سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه ۱۵۰ متر ضخامت داشته و از تناوب سنگ آهک های توده ای متوسط تا ضخیم لایه کرم تا نخودی رنگ تشکیل شده است . در منطقه مورد مطالعه سازند آسماری روی سازند جهرم قرار گرفته است و مرز بالایی سازند آسماری با سازند رازک ناپیوسته است. با توجه به وجود فاز کوه زایی پیرنئن و نبود رسوبات ائوسن بالایی، مرز زیرین سازند آهکی آسماری پایینی (روپلین- چاتین) به صوت ناپیوستگی هم شیب بر روی قسمت فوقانی

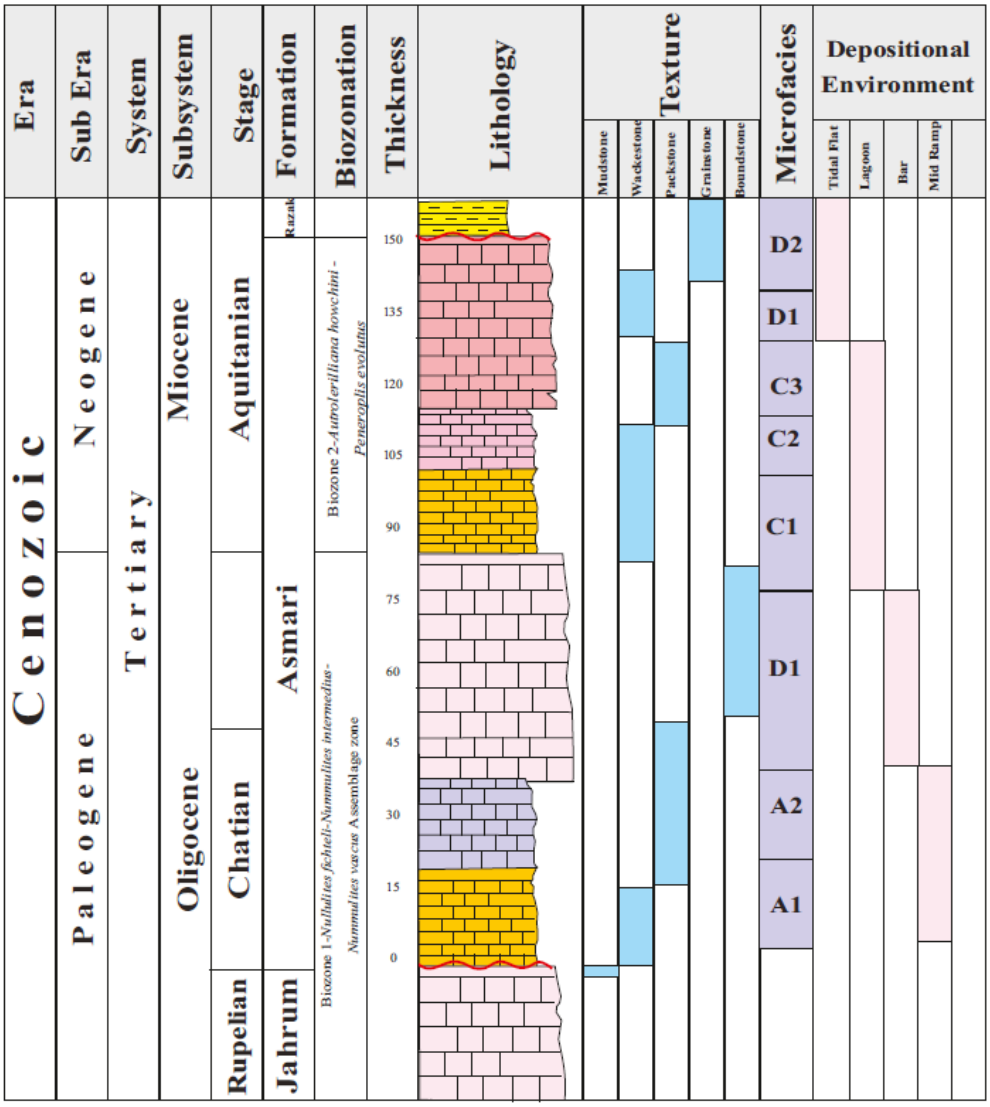
سازند آهکی دولو میتی جهرم(ائوسن میانی) نهشته شده است و همچنین مرز بالایی سازند آسماری به صورت ناپیوستگی هم شیب در زیر رسوبات آواری تخریبی قرمز رنگ سازند رازک قرار گرفته است.



شکل ۲. A- مرز بالایی سازند آسماری با سازند رازک.B- نمای صحرایی از سازند آسماری و مرززیرین آن با سازند جهرم در برش مورد مطالعه.

مطالعات رسوب‌شناسی

شناخت رخساره‌های میکروسکوپی در چینه‌شناسی از مسائل مهم است. بخصوص که مطالعه رخساره‌ها در تطابق و تعیین سن لایه‌های کاربرد زیاد دارد. در این بخش رخساره‌های سازند آسماری مورد بحث و تفسیر قرار گرفته و سپس مدل رسوبی نهشت سازند ارائه می‌گردد. در توصیف رخساره‌ها ابتدا متشکله‌های اصلی، سپس عناصر فرعی، ویژگی‌ها و خصوصیات زمینه یا سیمان، در پایان محیط تشکیل و انرژی حاکم بر آن ذکر گردیده است. با تعیین مقدار هر یک از عناصر اصلی و فرعی و میزان ماتریکس یا سیمان رخساره میکروسکوپی نام‌گذاری شده‌اند. نام‌گذاری بر اساس طبقه‌بندی Dunham, 1965)) انجام گرفت و طبقه‌بندی رخساره‌های میکروسکوپی نیز بر اساس روش ویلسون (Flügel, 2010)) و فلوگل (Wilson, 1978) انجام گرفت. آلوکم‌های تشکیل‌دهنده این سازند قابل تفکیک به دو گروه می‌باشند: ۱- دانه‌های اسکلتی که شامل اربیتولینا، آمونیت‌ها، خارپوستان، دوکفه‌ای‌ها گاستروپودها و میکروفسیل‌های فرامینفرهای بنتیک هستند و ۲- ارتوکم‌های سازنده رخساره‌ها که عمدتا میکریت هستند. در این بخش به طور مختصر به شرح رخساره‌های میکروسکوپی که در برش مورد مطالعه برداشت و مورد مطالعه قرار گرفته است، پرداخته می‌شود.



شکل ۳. ستون چینه‌شناسی سازند آسماری در برش چهل‌چشمه

رخساره‌های سازند آسماری

میکروفاسیس های دسته رخساره دریای باز (جلوی سدی):

A1: بایوکلست پکستون

این رخساره شامل ۴۵ درصد آلوکم (لپیدوسیکلینا، نومولیتس، میوژیپسینا، اپرکولینا، هتروستجینا، بریوزوآ، پلسی‌پودا) می‌باشد. این میکروفاسیس با توجه به فراوانی و تعداد روزنه داران بنتیک کفزی بزرگ و مسطح (دیسکو سیکلینیده و نومولیتیده) و خورده صدف‌های بریوزوئر و خارداران که انواع خاصی از فونای دریای باز محسوب می‌شوند. این زیر

رخساره مربوط به میکروفاسیس شماره ۹ و ۱۵(RMF 9,15) فلوگل (۲۰۰۴) واقع در رمپ میانی تا ابتدای رمپ خارجی می‌باشد.

A2: وکستون-پکستون بایو کلاستی حاوی نومولیت

در این زیر رخساره بیش‌ترین مقدار بایو کلاست را نومولیت ها تشکیل می‌دهند. اینتراکلاست در این میکروفاسیس بعد از پهنه جزر و مدی بیش‌ترین میزان را به مقدار ۲۵ درصد دارا می‌باشد. این رخساره حاوی ۱۵٪ سیمان، ۳۰٪ میکرایت،۳۰٪ بایوکلاست است. بایوکلاست ها شامل گاستروپود، استراکود، بریوزوآ و قطعات خرد شده دو کفه‌ای می‌باشند، علاوه بر نومولیت، فسیل‌هایی مثل: Bigenerina sp. Reusella sp. Elphidium sp. Amphistegina sp. نیز یافت می‌شود. حضور لپیدوسیکلینا ها و نومولیت ها با اندازه متوسط تا بزرگ نشان‌دهنده ته نشست رسوبات در قسمت کم عمق سراشیب می‌باشد. اصولاً امواجی که به سد برخورد می‌کنند، قطعاتی را از آن کنده و این رخساره را به وجود می‌آورند، مرکب از خرده ارگانیسم هایی هستند که در رأس یا دامنه سد زیست می‌نموده‌اند. میزان انرژی در این رخساره به دلیل برخورد امواج به سد زیاد می‌باشد. این رخساره بین قاعده تأثیر امواج عادی و طوفانی قرار می‌گیرد.

میکروفاسیس دسته رخساره سدی:

B1 باندستون مرجانی

در فضای خالی مابین اندام‌های اسکلتی مرجان‌ها، سیمان گرانولار و گاهی گل آهکی رسوب کرده است. این رخساره با ۱۰٪ اینتراکلاست، ۵۵٪ بایوکلاست هایی مانند گاستروپود، جلبک Lithophyllum، بریوزوآ بنتیکی از قبیل: Peneroplis sp. Archaias sp. Rotalia viennott, Haplophragmium sp. مشخص می‌شود. تخلخل از نوع حفره‌ای و شکستگی به میزان ۱۵٪ می‌باشد. منشأ فرامینیفرهای بنتیک موجود در این میکروفاسیس محیط‌های پشت سد و لاگون می‌باشد که در اثر جریان آب در بین بدنه سد به دام افتاده‌اند. باندستون محل رشد و نمو ارگانیسم های ثابت با گسترش محلی است. این زیر رخساره مربوط به کمربند رخساره‌ای FZ6 ویلسون (۱۹۷۵) و همچنین مربوط به میکروفاسیس شماره ۲۷ (RMF 27) (فلوگل، ۲۰۰۴) واقع در محیط سدی می‌باشد.

میکروفاسیس های دسته رخساره لاگون:

C1- میلیولید بیوکلست وکستون تا پکستون

این زیر رخساره شامل ۴۵ درصد بیوکلست هایی مانند میلیولید، خار پوست و فرامینیفرهای بنتیک مانند آستروتریلینا، الفی‌دیوم، پنرو پلیس می‌باشد. اجزا تشکیل‌دهنده آن شامل میلیولیدا، اکینودرم و دوکفه ای می‌باشد. میلیولیدا آلوکم اصلی تشکیل‌دهنده سنگ است و سایر بیوکلست ها درصد کمتری را دارا می‌باشند. مجموعه بیوکلست های فوق (میلیولید، دوکفه ای، گاستروپود و اکینودرم) شاخص محیط لاگون می‌باشند (فلوگل ۱۹۸۲؛ کارورزی، ۱۹۸۹). علاوه بر

بیوکلست ها فوق، مقادیر اندکی پنروپلیس، الفی‌دیوم، اپرکولینا و دیسکوربیس و روتالیا (حدود ۱۵ درصد) نیز در این میکرو فاسیس مشاهده می‌گردد. این زیر رخساره مربوط به میکروفاسیس استاندارد شماره ۹ ویلسون (۱۹۷۵) و فلوگل (۱۹۸۲) بوده و در کمربند رخساره‌ای شماره ۷ قرار دارد که مربوط به محیط لاگون می‌باشد.

C2- وکستون بایوکلاستی پلوئید دار

تقریباً ۴۰٪ این رخساره را پلوئید تشکیل می‌دهد. در این میکروفاسیس فراوانی میلیولید ها قابل‌توجه می‌باشد؛ و همراه با آن استراکود، پوسته اکینوئید نیز دیده می‌شود. از دیگر فرامینیفرها می‌توان به Elphidium sp. Austroterillina howchini, Archaias krikukensis اشاره نمود. این رخساره در محیط لاگون نیمه محصور (به علت حضور همزمان فرامینیفر هایی با دیواره هیالین و پورسلانوز) تشکیل شده است. تخلخل از نوع بین بلوری به میزان ۵٪، سیمان ۵٪، بایوکلاست ۳۰٪ و میکرایت ۲۰٪ در آن مشاهده می‌شود.

C3 نئوروتالیا بایوکلست وکستون پکستون

این زیر رخساره شامل ۵۰ درصد بیوکلست هایی مانند گاستروپودا، خار پوست بریوزوئر به همراه فرامینیفرهای بنتیک مانند آسترولینا، میلیولید، جلبک قرمز می‌باشد که همراهی روزنه داران بی منفذ همزیست با پوسته بزرگی مانند مئاندروپسینا، آرکیاس، با خورده‌ای فسیلی فراوان، بیان‌کننده شرایط کولابی باز تا محصور (open restrict lagoon) می‌باشد که برابر با میکروفاسیس شماره ۱۳ (RMF13) فلوگل (Flugel, 2004) واقع در محیط لاگون می‌باشد.

رخساره C4 پکستون بایوکلاستی که از نظر فونستیکی شامل مرجان، خرده‌های نرم تنان از جمله دوکفه ای‌ها و گاستروپودا و همچنین استراکود، جلبک Lithophyllum، پوسته اکینوئید و از فرامینیفرها می‌توان Peneroplis evolutus, Pyrgo sp. Quinqueloculina sp. را مشاهده کرد. در مجموع بیش‌ترین درصد عناصر آلوکم، بایوکلاست با ماکسیمم ۴۰٪ می‌باشد. همچنین میزان کم اینتراکلاست (۵ درصد) نیز قابل‌توجه است. این رخساره به دلیل وجود سد دارای انرژی کم و چرخش نسبتاً محدود آب می‌باشد بنابراین در این منطقه تنها فونهای محدودی که با این شرایط سازگاری دارند فراوان شده‌اند.

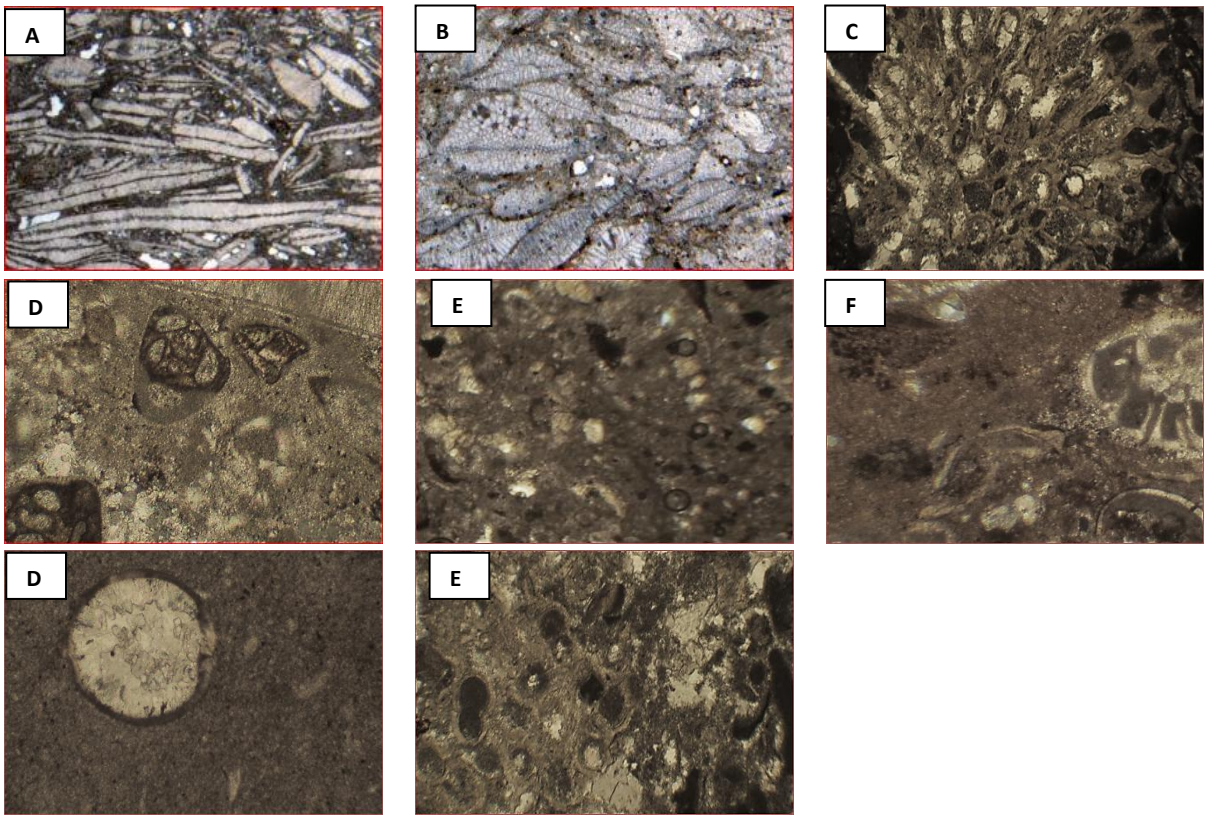
- میکروفاسیس های دسته رخساره پهنه جزر و مدی (D):

دولومادستون، فنسترال مادستون: D1

این زیر رخساره شامل دولومیکرایت تا دولو اسپارایت حاوی بافت فنسترال می‌باشد که گاهی شبه‌هایی از آلوکم ها، نظیر فرامینیفرهای بنتیک به میزان کمتر از ۱ تا ۵ درصد می‌باشد. این زیر رخساره معادل با میکروفاسیس رمپ کربناته شماره ۲۳ (RMF 19) فلوگل (۲۰۰۴) واقع در پهنه جزر و مدی می‌باشد.

پلوئید گرینستون: D2

وجود پلوئید و آنکوئید نشان‌دهنده محیط جزر و مدی با انرژی زیاد می‌باشد. این زیر رخساره شامل ۴۰ درصد سیمان، ۵ درصد میکرایت و همچنین شامل ۵۰ درصد آلوکم غیر اسکلتی (پلوئید و آنکوئید) می‌باشد. این زیررخساره با توجه به بیوکلستهای همراه (اکینوئید، پلسی پودا و جلبک‌ها) و متن اسپاریتی آن، می‌تواند معادل با میکروفاسیس شماره ۲۱ (RMF21)فلوگل (۲۰۰۴) واقع در پهنه جزر و مدی می‌باشد.

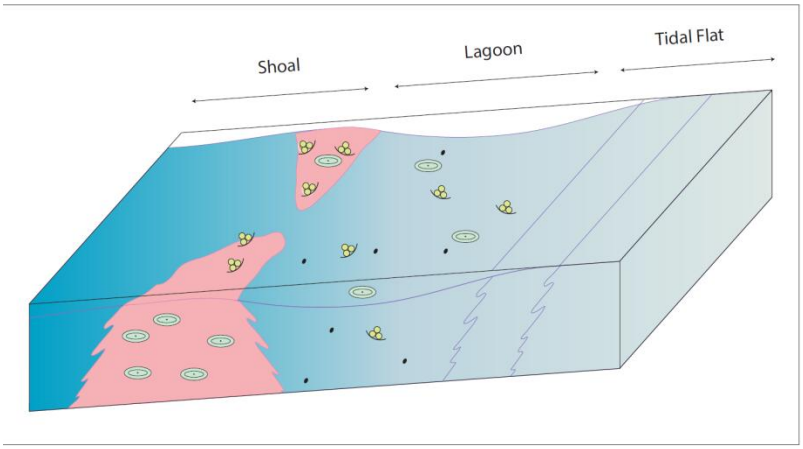


شکل ۴. رخساره‌های شناسایی شده در توالی مورد مطالعه. A- بایوکلست پکستون (A1). B- پکستون بایو کلاستی حاوی نومولیت (A2). C- باندستون مرجانی (B1). D- - میلیولید بیوکلست وکستون تا پکستون (C1).. E- وکستون بایوکلاستی پلوئید دار (C2). F- نئوروتالیا بایوکلست وکستون پکستون (C3). G- دولومادستون، فنسترال مادستون (D1). H- پلوئید گرینستون (D2). (کلیه عکس ها در نور طبیعی)

محیط رسوبی

بررسی مجموعه رخساره‌های سازند آسماری در مقاطع چینه شناسی چهل‌چشمه و مقایسه آن با توصیفات رخساره‌های مربوط به تقسیم بندی فلوگل (۲۰۰۴) نشان می‌دهد که سازند آسماری تحت شرایط محیط رمپ کربناته تشکیل شده است (شکل ۵). در زمان تشکیل این سازند یعنی از الیگوسن تا میوسن پیشین شرایط محیطی از رمپ داخلی تا رمپ خارجی متغیر بوده است. در طی الیگوسن محیط جلوی سدی (A)، به دلیل داشتن رخساره وکستونی، و همراه بودن فرامینیفر های بنتوز و وجود جلبک قرمز، اکینوئید، در زیر سطح اساس امواج طوفانی قرار می‌گیرد و محیط A2 جلوی سدی به دلیل داشتن لایه‌های پکستونی، اینتراکلاست بالا، خرده‌های اسکلتی، شرایط محیط رمپ میانی را دارا می‌باشد و به تدریج با کم عمق شدن حوضه و داشتن رخساره‌های سدی، لاگون و پهنه جزر و مدی، بخش میانی و فوقانی سازند

آسماری تحت شرایط رمپ داخلی تشکیل شده است. با خارج شدن دائمی این رمپ کربناته از زیر آب، چرخه آسماری به پایان می‌رسد و رسوبگذاری سازند تبخیری- آواری رازک آغاز می‌شود (مزیدی مرادی و همکاران ، ۱۳۹۲).



شکل ۵. مدل رسوبی سازند آسماری در منطقه مورد مطالعه

نتیجه‌گیری

بر اساس بررسی‌هایی صحرایی و مطالعه مقاطع نازک آسماری در برش سطحی ۸ میکروفاسیس کربناته، مربوط به چهار کمربند رخساره‌ای شامل دریای باز یا جلوی سدی (A)، سدی (B)، لا گون (C) و پهنه جزر و مدی (D) شناسایی‌شده که ۲ میکروفاسیس مربوط به محیط دریای باز، ۱ میکروفاسیس مربوط به محیط سدی،۳ میکروفاسیس مربوط به محیط لاگون و ۲ میکروفاسیس مربوط به پهنه جزرومدی می‌باشد. میکروفاسیس های دریای باز بیشتر مربوط به بخش آسماری زیرین می‌باشد ولی میکروفاسیس های مربوط به محیط سدی، لاگون و پهنه جزرومدی بیشتر مربوط به بخش آسماری میانی می‌باشد.

بررسی مجموعه رخساره‌های سازند اُسماری در برش چهل‌چشمه و مقایسه آن‌ها با مجموعه رخساره‌ها و کمربند رخساره‌ای ویلسون (Wilson, 1975) و فلوگل (Flügel, 2004) مشخص نمود که سازند آسماری در برش چهل‌چشمه، در محیط پلاتفرم کربناته از نوع رمپ با شیب یکنواخت تعیین گردیده است. محیط تشکیل رمپ کربناته سازند اُسماری در زمان الیگوسن بیشتر مربوط به رمپ میانی بوده ولی در زمان آکی‌تانین بیشتر در رمپ داخلی نهشته شده است.

مراجع

خسرو تهرانی، خ (۱۳۸۴). زمین‌شناسی ایران، انتشارات دانشگاه تهران.
درویش‌زاده، ع (۱۳۸۳). زمین‌شناسی ایران. چاپ دوم. تهران: انتشارات امیرکبیر.
کلانتری، ا (۱۳۷۱)، سنگ چینه‌نگاری و رخساره‌های میکروسکوپی زاگرس: انتشارت شرکت ملی نفت ایران و تولید، آزمایشگاه‌های زمین‌شناسی، نشریه شماره ۱۲، ۴۲۱ صفحه.

مزیدی مرادی، ح (۱۳۹۲)، زیست‌چینه‌نگاری و محیط رسوبی نهشته‌های سازند آسماری در برش خرامه (جنوب شرق شیراز)، هفتمین همایش انجمن دیرینه‌شناسی ایران.

مطیعی، ه (۱۳۷۲). زمین‌شناسی ایران چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین کشور.

وزیری مقدم، م (۱۳۸۹)."چینه‌نگاری زیستی و محیط رسوبی سازند آسماری در چاه شماره ۳۰ آغاجاری، خوزستان". مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان.

Adams, T.D., and Bourgeois, F. (1967)."Asmari biostratigraphy".Geological and Exploration Division, I.O.O.C. Reporte No. 1074, Tehran.

Alsharhan, A.S., Narin A.E.M. (1995): Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle est., Journal of African Earth Science, 28:76-771.

Dunham, R,J. (1962) Classification of Carbonat According to Depositional Textur, in:Ham, W. (ed), Classification of Cabonat Rochs,, AAPG,Meb 1, p. 108-121.

Ehrenberg, S.N., Pichard, N.A.H., Lursen, G.V., Monibi, S., Mossadegh, Z.K., Svana,T.A., Acrawi,A.A.M.,Macharthur, J.M., and Thrilwall, M.F., (2007). "Struntium isotope stratigraphy of The Asmri Formation (Oligocen- Miocen), SW Iran".Jurnal of Petrolium Geology, 30(2), pp. 107-128.

Flügel, E. (2010). Microfacies Analysis of Limestone. NewYork: Springer verlag, 976p

Jams, G.A. and Wynd, J.C. (1965)."Stratigraphic nomenclature of Iranian Oil Consorioum Agreement Area".Bull of the Amer. Asso. Of Petrol. Geol. 49, No, 12. Pp, 2182-2245.

Laursen, G.V., Monib,S.Allan,T.L.Pickard, N.A.Hosseiney, H., Vincent, B., HAmon, Y., Buchem, F.S.P. Mollemi, A., and Druillion, G. (2009)."The Asmari Formation revisited: Change Stratigraphic allocation and new biozonation"., Frst international petroleum coference and exhibition, Shiras, Iran, pp. 1-5.

Tucher, M.E., 1991, “Sedimentery petrology: an introduction to the origin of sedimentary Rochs”, Blankwell, Oxford, 260p.

Vaziri-moghadam, H., A. Serafian, and P. Taraneh, (2002). " Biofacies and sequens stratigraphy of the Eocen succession, at Hamzeh- Ali area, north central Zagros Iran" .Carbonat and Evaporation, v.17, n. 1, p.60-67.

Waynd, J. (1965)."Biofacies and Iranian Oil Consortium Agreement Area".I.O.O.C. report No. 1082, Unpublished.

Wilson, J.L. (1975)." Carbonate Facies in Geological history"., Springer-Verlag, New York, 471 pp.

شناسایی و تفکیک رخساره های سنگ میزبان کانسار سرب و روی اطراف کوهبنان، شمال استان کرمان

فاطمه زمانی*، دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد(fatemeh.zamani@mail.um.ac.ir)

رضا موسوی حرمی، استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

حامد زندمقدم، استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

اسداله محبوبی، استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

چکیده

جهت مطالعه رخساره ها و محیط رسوبی سنگ های کربناته میزبان کانسار سرب و روی متعلق به سازند شتری در اطراف کوهبنان (شمال استان کرمان)، چهار معدن فعال (کاروانگاه، طرز، مگسو، دهنو) انتخاب و نمونه برداری شده است. رخساره های شناسایی شده در دو مجموعه آهکی و دولومیتی تقسیم شده اند که از این میان رخساره های دولومیتی از گسترش بسیار بیشتری برخوردار هستند. رخساره های آهکی عمدتاً گرینستونی بوده و دارای خرده های فسیلی، اینتراکلستی و پلوئیدی هستند که در محیطی ساحلی تشکیل شده اند. رخساره های دولومیتی نیز بر اساس اندازه بلورها در چهار دسته خیلی ریز، ریز، متوسط و درشت بلور تقسیم بندی می شوند که از این میان تنها دولومیت های خیلی ریز اولیه بوده و در بخش های بالایی ساحل (سوپراتایدال) تشکیل شده اند. مابقی دولومیتها طی فرایندهای دیاژنتیکی (به صورت فراگیر یا موضعی) و یا تحت تاثیر سیالات گرمابی (دولومیتهای بی تناسب همراه با ماده معدنی) تشکیل شده اند.

کلید واژه ها: رخساره های سنگ میزبان، سرب و روی، سازند شتری، کوهبنان، شمال استان کرمان.

Identification and separation of host-rock facies of Pb-Zn deposits around the Kuhbanan, north of Kerman province

Fatemeh Zamani*, M.Sc student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad

Reza Moussavi-Harami, Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad

Hamed Zand-Moghadam, Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman

Asadollah Mahboubi, Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad

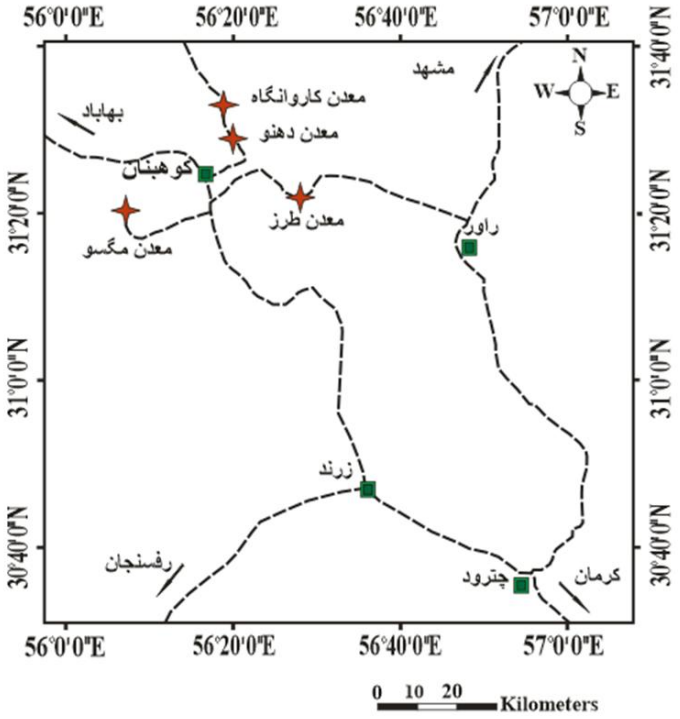
Abstract

In order to facies and sedimentary environment studies of Pb-Zn deposites carbonate host rocks belongs to the Shotori Formation, around Kuhbanan (north of Kerman province), four active mines (Karvangah, Tarz, Magasu, Dehno) were selected and sampled. The identified facies are divided into two limestone and dolomite associations so that dolomite facies are much more expanded. The limestone facies are mostly grainstone with lithics such as fossils, intraclast and peloids that formed in the beach environment. Based on crystal size, dolomitic facies are divided into four categories: very fine, fine, medium, and coarse crystals so that very fine dolomites are formed primary in the upper parts of the beach (supratidal settings). The rest of the dolomites were formed by diagenetic processes (universal or local) or under the influence of hydrothermal fluids (saddle dolomites with ore mineral).

Keywords: Host rock facies, Pb-Zn, Shotori Formation, Kuhbanan, north of Kerman province.

مقدمه

در اطراف شهرستان کوهبنان واقع در شمال استان کرمان، تعداد زیادی اندیس سرب و روی وجود دارد که به صورت معادنی فعال و بعضاً غیر فعال مشخص می شوند. چهار معدن طرز، کاروانگاه، دهنو و مگسو از جمله معادن در حال بهره برداری در این منطقه هستند که بررسی رخساره های سنگ میزبان آنها از اهداف این تحقیق می باشد. دو معدن کاروانگاه و دهنو به ترتیب در ۱۵ و ۱۰ کیلومتری شمال شرق، معدن طرز در ۱۸ کیلومتری جنوب شرق و معدن مگسو در ۱۴ کیلومتری جنوب غرب شهرستان کوهبنان واقع شده اند (شکل ۱). معادن مذکور در گروه کانسار های نوع دره می سی سی پی قرار داشته و نهشته های در برگیرنده آنها سنگ های کربناته است (برای مثال، امیری و همکاران، ۱۳۸۴؛ اسکندری نژاد، ۱۳۹۷). این سنگ ها غالبا شامل آهک ها و دولومیت هایی هستند که به سازند شتری به سن تریاس میانی نسبت داده شده اند و به صورت تدریجی به ماسه سنگ ها و شیل های گروه شمشک به سن تریاس بالایی_ژوراسیک زیرین تبدیل می شوند (زمانی و همکاران،۱۳۹۷). همچنین سازند شتری در قاعده خود دارای مرز تدریجی با سازند سرخ شیل (تریاس زیرین) است. با توجه به اینکه در منطقه مورد مطالعه کانسار سازی سرب و روی تنها محدود به سنگ های کربناته می باشد، لذا مطالعه رخساره های مربوط به این سنگ ها حائز اهمیت است. همچنین شناسایی این رخساره های کربناته می تواند به عنوان یک پژوهش مهم در راستای بررسی ارتباط و تاثیر سنگ میزبان بر کانه زایی و اکتشاف سایر کانسارهای سرب و روی در منطقه تلقی شود.



شکل (۱) : موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به معادن در منطقه مورد مطالعه

روش مطالعه

در این تحقیق از سنگ های کربناته میزبان سرب و روی در چهار معدن مورد مطالعه (طرز، کاروانگاه، دهنو و مگسو) تعداد ۱۲۰ نمونه برداشت شده و از آنها مقطع نازک تهیه شده است. از محلول ترکیبی آلیزارین قرمز و فری سیانید پتاسیم جهت تشخیص آهک از دولومیت ها و تمایز نمونه های آهن دار از انواع بدون آهن به روش دیکسون (Dickson, 1965) استفاده شده است. همچنین جهت نامگذاری رخساره ها از طبقه بندی دانهام (Dunham, 1962) و جهت تفکیک دولومیت ها از طبقه بندی گرگ و سیبلی (Gregg and sibley, 1984) استفاده شده ست.

بر اساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی دو مجموعه رخساره آهکی و دولومیتی شناسایی شده است که در زیر به تفکیک بحث شده اند.

الف) مجموعه رخساره های آهکی:

مطالعات میکروسکوپی نشان می دهد که مجموعه های سنگ آهک از چهار رخساره مادستون، گرینستون بایوکلست دار، گرینستون اینتراکلستی پلوئیددار، گرینستون پلوئیدی اینتراکلست دار تشکیل شده اند.

۱. مادستون: میکرایت بخش اعظم این رخساره را تشکیل داده است ولی با این وجود ندرتا قطعاتی از خرده های اسکلتی نیز به صورت پراکنده در آن مشاهده می شود. از ویژگی های شاخص این رخساره می توان به حضور رگه های نازک اشاره کرد که به صورت ثانویه تشکیل شده و عموما توسط کلسیت پر شده اند(شکل۲ A).

۲. گرینستون بایوکلستی: دوکفه ای، گاستروپود و استراکد به ترتیب از مهم ترین خرده های اسکلتی در این رخساره محسوب می گردند و در مجموع ۳۰ تا ۴۰ درصد از سنگ را به خود اختصاص داده اند. این خرده ها در سیمانی از کلسیت اسپاری ریز بلور قرار گرفته اند (شکل۲ B). ریپل مارکهای موجی و طبقات فلاسر از جمله ویژگی های مهم صحرایی این رخساره به شمار می روند.

۳. گرینستون اینتراکلستی پلوئید دار: دانه های اینتراکلست اغلب فراوان ترین ذرات تشکیل دهنده این رخساره هستند که در اندازه های بزرگتر از ۱ میلیمتر در زمینه ای از کلسیت اسپاری قرار گرفته اند. همچنین در این رخساره همراه با اینتراکلست ها ذرات پلوئید نیز با فراوانی کمتر از ۲۰ درصد حضور دارند. دانه های پلوئیدی در اغلب بخش ها به صورت پراکنده در بین قطعات اینتراکلست مشاهده می شوند، با این وجود در برخی قسمت ها این اجزاء در کنار هم یک توالی ریز شونده به سمت بالا را نشان می دهند (شکل۲ C).

۴. گرینستون پلوئیدی اینتراکلست دار: در این رخساره ذرات پلوئید با فراوانی بین ۳۰ تا ۴۵ درصد و مقادیر اندکی ذرات اینتراکلست با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد در سیمانی از کلسیت اسپاری قرار دارند (شکل۲ D). همچنین خرده های اسکلتی شامل فسیل دو کفه ای، گاستروپود و اکینودرم به صورت اندک (کمتر از ۸ درصد) و به صورت پراکنده در بین سایر اجزا مشاهده می شوند.

ب) مجموعه رخساره های دولومیتی:

بیش از ۹۰ درصد توالی سنگ میزبان را رخساره های دولومیتی تشکیل می دهند. این مجموعه بر اساس اندازه بلورها به چهار دسته زیر تقسیم بندی می شود. علاوه بر اندازه بلورها از ویژگی های دیگری همچون فاریک، شکل، مرز های بین بلوری و نحوه پراکندگی دولومیت ها نیز در تشریح رخساره های دولومیتی استفاده شده است.

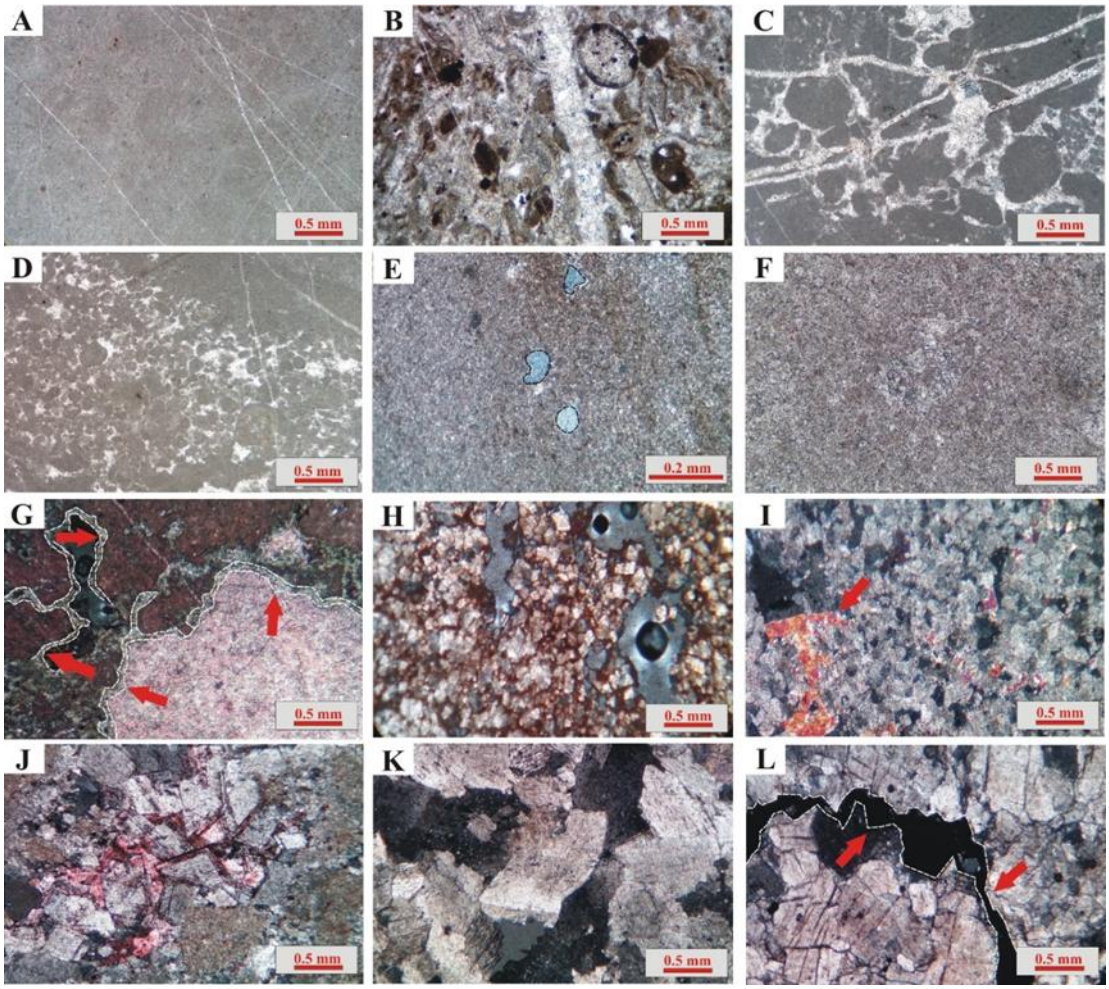
۱. دولومیت خیلی ریز: اندازه بلور های این دولومیت ها کمتر از ۳۰ میکرون است. در میان بلورهای این نوع دولومیت دانه های کوارتز ندرتا به صورت پراکنده دیده می شود، با این وجود در برخی از قسمت ها تجمع قابل توجهی از ذرات نیمه گرد شده تا گرد شده کوارتز آواری به چشم می خورد (شکل۲ E). حضور فابریک چشم پرنده ای از مهم ترین ویژگی های صحرایی در این رخساره محسوب می شود.

۲. دولومیت ریز بلور: در این گروه از دولومیت ها اندازه بلور ها از ۳۰ تا ۶۰ میکرون متغیر است و سطوح بین بلوری هم به صورت صاف و هم به صورت انحنا دار دیده می شود (شکل۲ F). بلور های کوچک تر در این دولومیت ها شفافیت بیشتری نسبت به بلور های دیگر دارند زیرا احتمالا به دلیل حضور و تجمع ادخال ها با افزایش اندازه بلورها، سطوح آنها در مرکز حالت مه آلود و کدر به خود می گیرد. شکستگی ها و به طور کلی فضاهای خالی در این گروه از دولومیت ها به فراوانی دیده می شوند که در برخی قسمت ها به وسیله کلسیت پر شده اند. این گروه از دولومیت ها همچنین در سایر رخساره ها به صورت پر کننده فضاهای خالی نیز دیده می شوند. این فضاها عمدتا تحت تاثیر فرآیند انحلال بوجود آمده اند و بلور های ریز دولومیت اغلب به صورت یک حاشیه و لبه خارجی نازک در اطراف حفرات تشکیل شده اند (شکل۲ G).

۳. دولومیت های متوسط بلور: این گروه از دولومیت ها از بلور های خودشکل در اندازه ۶۰ تا ۱۰۰ میکرون تشکیل شده اند. سطوح بلوری در این گروه اغلب به صورت صاف بوده و بلور ها دارای خاموشی یکنواخت می باشند. اما به ندرت بلور هایی با خاموشی موجی نیز در بین آنها دیده می شود. بعضی از بلور های مسطح خودشکل در دولومیت های متوسط بلور انحلال یافته اند و به همین دلیل تخلخل بین بلوری، قالبی و همچنین حفرات در مقیاس میکروسکوپی در آنها مشاهده می شود (شکل۲ H). به طوری که در برخی قسمت ها انیدریت صورت سیمان پر کننده این فضاهای خالی تشکیل شده است (شکل۲ I).

۴. دولومیت های درشت بلور: به طور کلی دولومیت های درشت بلور مورد مطالعه را می توان در دو گروه مجزا قرار داد. گروه اول دولومیت های درشت بلور فراگیر هستند که تمام قسمت های یک سنگ را در برگرفته اند و از بلور های مسطح نیمه شکل دار تا مسطح خودشکل در اندازه ۱۰۰ تا ۵۰۰ میکرون تشکیل شده اند. با این وجود در برخی از قسمت ها به ندرت و به صورت محلی انواع بلور های بی شکل نبز در بین آنها دیده می شود. در این گروه غالبا حاشیه بلور ها شفاف است ولی مرکز حالت تیره و مه آلود نشان می دهند. مرز های بین بلوری در این دولومیت ها بیشتر به صورت مستقیم بوده و ندرتا حالت خمیده دارند. همچنین خاموشی به هردو صورت یکنواخت و موجی در آنها مشاهده می شود. هر دو نوع بافت ایدیوتاپیک و زنوتاپیک در این گروه از دولومیت های درشت بلور دیده می شود (شکل ۲ J) که عمدتا بلور های موزائیکی بی شکل تا نیمه شکل دار با مرز های بلوری نامنظم دارای بافت زنوتاپیک هستند. به نظر می رسد که در این گروه بر اثر تشکیل دولومیت ها، نهشته های اولیه بافت خود را از دست داده اند و به عبارتی فرآیند دولومیتی شدن به صورت فابریک مخرب عمل کرده است. دسته دوم از دولومیت های درشت بلور انواع موضعی هستند که اکثرا به صورت زین اسبی یا بی تناسب دیده می شوند. اندازه بلور ها در این دولومیت ها از ۲۰۰ میکرون تا ۳ میلی متر متغیر است و اغلب آنها به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار می باشند. خاموشی موجی و وجود مرز های بین بلوری نامنظم و انحنا دار از ویژگی های شاخص این گروه از دولومیت ها محسوب می شود. به علاوه از دیگر مشخصه های آنها می توان تا حدودی به حضور ادخال نیز اشاره کرد. در بخش هایی از این دولومیت ها آثار دولومیت زدایی را می توان به

خوبی مشاهده نمود (شکل۲ K). لازم به ذکر است که در اطراف رگه های حاوی سرب و روی و مابین کانی هایی همچون گالن، پیریت، اسفالریت و اسمیت زونیت، بلورهای درشت دولومیت از نوع بی تناسب نیز مشاهده می شود که به نظر می رسد در ارتباط مستقیم با محلول های کانسار سازی تشکیل شده باشند (شکل L۲).



شکل (۲) : تصاویر میکروسکوپی از رخساره های شناسایی شده در منطقه. A: مادستون. B: رخساره گرینستون بایوکلستی. C: رخساره گرینستون اینتراکلستی پلوئید دار. D: رخساره گرینستون پلوئیدی اینتراکلست دار. E: دولومیت خیلی ریز همراه با دانه های پراکنده کوارتز. F: دولومیت ریزبلور. G: دولومیت ریز بلور پر کننده حفرات. H: دولومیت های متوسط بلور شکل دار همراه با حفرات. I: سیمان انیدریتی تشکیل شده در بین بلور های دولومیت متوسط بلور. J: دولومیت های درشت بلور با بافت ایدیوتاپیک و زنوتاپیک. K: دولومیت دولومیت زین اسبی یا بی تناسب. L: دولومیت های بی تناسب همراه با کانه زایی.

بحث و نتیجه‌گیری

همانگونه که ذکر گردید، مرز تبدیل نهشته های آواری سازند سرخ شیل به سنگ های کربناته در منطقه مورد مطالعه به صورت تدریجی می باشد. حضور تدریجی رخساره های ماسه سنگی ریپلی (ریپل مارک متقارن)، فقدان ماتریکس گلی و وجود سیمان اسپارایتی در غالب رخساره های آهکی شناسایی شده، نشان می دهد که رسوبات آنها در یک محیط

رسوبی کم عمق با انرژی بالا (ساحلی) نهشته شده است. فراوانی اینتراکلست ها و تنوع فسیلی کم در رخساره ها نیز نشان از انرژی بالای محیط در زمان تشکیل آنها دارد (Flügel, 2010). با توجه به این شواهد و تلفیق آنها با برخی از مشاهدات صحرایی (برای مثال مشاهده ریپل های موجی، طبقات فلاسر و فابریک فنسترال در سنگ های کربناته) می توان محیط رسوبی مربوط به نهشته های کربناته سازند شتری در منطقه مورد مطالعه را یک محیط ساحلی در نظر گرفت (برای مثال، Strand, 2005; Lasemi et al., 2012; Pomar et al., 2015) که رخساره های گرینستون بایوکلستی، گرینستون اینتراکلستی پلوئید دار و گرینستون پلوئیدی اینتراکلست دار در قسمت جلوی ساحلی (Shoreface) تشکیل شده اند. با توجه به جایگاه چینه شناسی، رخساره های مادستونی که یک رخساره آهکی مربوط به محیط کم انرژی است می تواند در قسمت های دور از ساحل (Offshore) تشکیل شده باشند (برای مثال، زندمقدم، ۱۳۹۷). بخش اعظم توالی مورد مطالعه از دولومیت تشکیل شده است که این دولومیتهای می توانند دارای منشاء اولیه و ثانویه باشند. از این بین، دولومیت های خیلی ریز بلور به صورت اولیه و در بخش سوپراتایدال پهنه ساحلی تشکیل شده اند(Wenzhi et al., 2018). در واقع این گروه، تنها دولومیت هایی هستند که تشکیل آنها به صورت اولیه رخ داده است. سایر دولومیت ها (متوسط تا درشت بلور) فراگیر، به صورت ثانویه و تحت تاثیر فرآیند دیاژنزی یا تاثیر سیالات گرمابی (دولومیتهای همراه با ماده معدنی) تشکیل شده اند. دولومیتهای متوسط بلور و درشت بلور فراگیر می تواند از تبلور مجدد دولومیت هایی با اندازه کوچک تر به وجود آمده باشند. به علاوه، تشکیل این دولومیت ها به صورت جانشینی در رخساره های آهکی نیز محتمل نیز است (Xiong et al., 2018) که هم اکنون هیچگونه آثاری از رخساره اولیه باقی نمانده است. دولومیت های ریز بلور اغلب جانشین گل سنگ های بدون فسیل و ندرتا فسیل دار و پکستون و وکستون های دارای حفرات فنسترال می شوند (Shingaly et al., 2014). افزایش دولومیت های زین اسبی (بی تناسب) با نزدیک شدن به زون های کانه سازی و حضور آنها همراه با کانی های گالن، اسفالریت، اسمیت زونیت و پیریت نشان می دهد که تشکیل این دولومیت ها در ارتباط با رگه های کانسار و تحت تاثیر محلول های گرمابی بوده و دیاژنز در تشکیل آنها نقش موثری نداشته است. ددولومیتی شدن در ارتباط با رگه ها و شکستگی ها در این گروه دولومیت از رویداد های محلی می باشد و می توان آن را در ارتباط با محلول هایی در نظر گرفت که در تشکیل دولومیت ها و رگه های کانسار نقشی نداشته اند و بعد از وقوع آنها به وجود آمده اند (Budai, 1984).

منابع فارسی

اسکندری نژاد، ر.، زند مقدم، ح.، خراسانی پور، م.، (۱۳۹۷)، "ژئوشیمی رگه های سولفیدی سرب دار در کانسار رسوبی سرب و روی طرز واقع در شرق کوهبنان، شمال استان کرمان"، چهارمین همایش انجن رسوب شناسی ایران، دانشگاه زنجان، صفحه ۱۰۹۸.

امیری، ع.، قربانی، م.، اکبر زاده، ع.، شجاعی باغینی، س. و.، (۱۳۸۴)، "نگرشی نو بر کانسار های استراتاباند غیرسولفیدی روی و سرب در ناحیه کوهبنان بهاباد"، نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، تهران، انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم، ۳۷۵-۳۸۵.

زمانی، ف.، موسوی حرمی، ر.، زند مقدم، ح.، محبوبی، ا.، (۱۳۹۷)، "لیتوفاسیس ها و پتروفاسیس های نهشته های سیلیسی آواری قرمز رنگ در ناحیه کاروانگاه، شمال کوهبنان: سازند داهو یا سرخ شیل؟"، چهارمین همایش انجمن رسوب شناسی ایران، دانشگاه زنجان، صفحه ۱۱۱۸.

زندمقدم، ح.، (۱۳۹۷)، "آنالیز رخساره های اوولیتی سازند بادامو در جنوب شرق کرمان، جنوب بلوک طبس: الگویی از مدل ساحل و پشته های ساحلی". فصلنامه علوم زمین ۲۷، شماره ۱۰۸، ۹۴-۸۳.

References

Budai, J. M., 1984. "*Dedolomitization in tectonic veins and stylolites: evidence for rapid fluid migration during deformation*", Bull Am Assoc Pet Geol , 68, p. 458-459.

Dickson, J., 1965. "*A modified staining technique for carbonates in thin section*", Nature, p. 205-285

Dunham, R.J., 1962. "*Classification of carbonate rocks according to depositional texture*", AAPG Mem. 1, p. 108-121.

Flügel, E., 2010. "*Microfacies of carbonate rocks, analysis interpretation and application*", Berlin-Heidelberg, New York, Springer, 976 p.

Gregg, J.M., and Sibley, D. F., 1984. "*Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopi.J. Sediment*". Res., v. A 65, p. 591- 604.

Lasemi, Y., Jahani, D., Amin-Rasouli, H., Lasemi, Z., 2012. "*Ancient carbonate tidalites. In: Davis, R.A., Dalrymple, R.W. (Eds.), Principles of Tidal Sedimentology*", Springer, Heidelberg, p. 567-607.

Mahdavi, M.A., Soheili, M., Mohajel, M., Haj-mola, A., 1996. *"Geological map for ravar, 1:250000*", Geological survey of Iran, Tehran.

Pomar, L., Aurell, M., Badenas, B., Morsilli, M., Al-Awwad, S.F., 2015. "*Depositional model for a prograding oolitic wedge, Upper Jurassic, Iberian basin*", Marine and Petroleum Geology, v. 67, p. 556-582.

Shingaly, W.S., Al-Juoury, A.I., Elias, E.M., 2014. "*Dolomite textures in upper Cretaceous carbonate-hosted Pb-Zn deposits, Zakho, Northern Iraq*", Arab J Geosci, 7, p. 3163-3174.

Strand, K., 2005. "*Sequence stratigraphy of the silisiclastic east Puolanka Group the Palaeoproterozoic Kainuu Belt, Finland*", Sedimentary Geology, 176, p. 149-166.

Xiong, L., Yao, G., Xiong, S., Wang, J., Ni, C., Shen, A., Hao, Y., 2018. "*Origin of dolomite in the Middle Devonian Guanwushan Formation of the western Sichuan Basin, western China*", Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 495, p. 113-126.

Wenzhi, Z., Anjiang, S., Zhanfeng, Q., Liyin, P., Anping, H., Jie, Z., 2018. "*Genetic types and distinguished characteristics of dolomite and the origin of dolomite reservoirs*", Petrolium Exploration and Development, 45(6), p. 983- 997.

ژئوشیمی دولومیت های سازند شتری در ناحیه کاروانگاه، اطراف کوهبنان، شمال استان کرمان

فاطمه زمانی*، دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد(fatemeh.zamani@mail.um.ac.ir)

رضا موسوی حرمی، استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

حامد زندمقدم، استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان

اسداله محبوبی، استاد گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

چکیده

توالی های دولومیتی سازند شتری به سن تریاس میانی با ضخامت ۴۰۰ متر در منطقه کاروانگاه برونزد دارند. این منطقه در فاصله ۱۵ کیلومتری استان کرمان، در شمال شهرستان کوهبنان قرار گرفته است. مطالعات ژئوشیمیایی عناصر اصلی (Ca, Mg) و عناصر فرعی مهم (Fe, Mn, Na, Sr, Ba) در این دولومیت ها نشان می دهد که می توان منشا بیشتر این عناصر را توالی های سنگی اولیه دانست که قبل از تاثیر فرآیند های دولومیتی شدن و تشکیل دولومیت ها در منطقه حضور داشته اند. به طوری که عناصر بوسیله فرآیند های هوازدگی و انحلال از سنگ اولیه وارد سیال دیاژنتیکی شده و سپس در شرایط مساعد و پس از تزریق منیزیم لازم جهت تشکیل دولومیت ها به سیال، در ساختار آنها جای گرفته اند. علاوه بر سنگ های اولیه، فشردگی شیل ها و تشکیل کانی های رسی در توالی های زیرین سازند شتری را نیز می توان به عنوان منشا احتمالی منیزیم لازم برای فرآیند دولومیتی شدن در نظر گرفت. همچنین بررسی نتایج حاصل از آنالیز عناصر سدیم، استرانسیم و باریم در این دولومیت ها حاکی از تغییر مقدار شوری محیط تشکیل آنها از کم شور تا بسیار شور می باشد. با توجه مقادیر دو عنصر آهن و منگنز در دولومیت های سازند شتری در برش کاروانگاه شرایط حاکم بر محیط تشکیل بیشتر آنها غالبا اکسیدان بوده است. ولیکن مقدار قابل توجه عنصر آهن در برخی نمونه ها نشان می دهد که احتمالا این دولومیت ها در شرایط محیطی کم اکسیژن و در طی تدفین تبلور یافته اند.

کلیدواژه: ژئوشیمی، دولومیت، کوهبنان، کاروانگاه، عناصر اصلی، عناصر فرعی

Geochemistry of Shotori Formation dolomites in Karvangah area, around Kuhbanan, north of Kerman province

Fatemeh Zamani*, M.Sc student, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad

Reza Moussavi-Harami, Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad

Hamed Zand-Moghadam, Assistant professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Bahonar University of Kerman

Asadollah Mahboubi, Professor, Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad

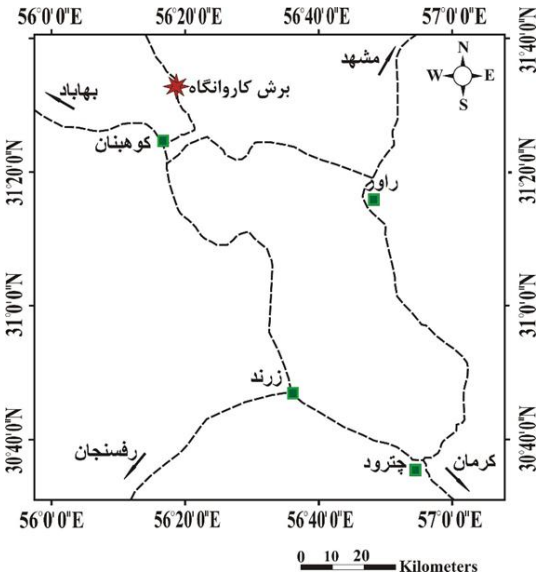
Abstract

The dolomitic sequences of the Shotori Formation in Middle Triassic age are exposed in the Carvangah district with a thickness of 400 m. this area is located in 15 kilomiters from Kerman province, in north of Kuhbanan city. geochemical studies of major elements (Ca, Mg) and important minor elements (Fe, Mn, Na, Sr, Ba) in these dolomites show that most of these elements origin can be the early lithologic sequences that were present in the area prior to dolomitization processes and dolomites formation. The elements by weathering and dissolution processes are incorporated from the primary rock into the diagenetic fluid and then, under favorable conditions and after require Magnesium accrue to dolomite forming fluid, sit in their structures. in addition to the primitive rocks, shales compression and clay minerals formation in the lower sequences of the Shotori Formation can also be considered as a possible source of magnesium required for the dolomitization process. also, the results of analysis of sodium, strontium and barium elements in these dolomites indicate that the salinity of their environment has changed from low to high saline. due to the amounts of iron and manganese elements in the Shotori Formation dolomites of the Carvangah section, the dominant conditions for most of them, were often oxidized. however, significant amounts of iron in some samples indicate that these dolomites may have been crystallized under low oxygen environment during burial.

Key Words: geochemistry, dolomite, Kuhbanan, Carvangah, major elements, minor elements

مقدمه

نهشته های کربناته سازند شتری به سن تریاس میانی در شرق شهرستان کوهبنان واقع در شمال استان کرمان رخنمون دارند. این نهشته ها شامل دولومیت ها و سنگ های آهکی دولومیتی می باشند که با مرز تدریجی در بین واحد های آواری سازند سرخ شیل (زمانی و همکاران، ۱۳۹۷) و ماسه سنگ ها و شیل های سبز رنگ سازند نایبند قرار گرفته اند. فعالیت های شدید ساختاری و تکتونیک فعال منطقه باعث بهم ریختگی بیشتر توالی های رسوبی آن گشته و همین عامل مطالعه این توالی ها را با مشکل مواجه کرده است. هدف اصلی این پژوهش بررسی ویژگی های ژئوشیمیایی دولومیت های سازند شتری در منطقه کوهبنان می باشد. به طور کلی پیچیدگی دولومیت ها از نظر ساختار و نحوه تشکیل باعث شده تا همواره مورد توجه دانشمندان و محققان قرار گیرند. با مطالعه خصوصیات ژئوشیمیایی دولومیت ها تا حدودی می توان به شرایط محیطی در هنگام تشکیل آنها پی برد و به همین دلیل مطالعات زیادی در این زمینه توسط پژوهشگران (برای مثال Wanas, 2002; Kucera et al, 2009; Lannace et al., 2011; Nogueira et al, 2017; Yang et al, 2018) صورت گرفته است. با وجود عوارض تکتونیکی فراوان و به دنبال آن در هم تنیدگی واحد ها، به منظور انجام این تحقیق و بررسی ژئوشیمی دولومیت ها در ناحیه کوهبنان، برش تقریبا کاملی از توالی های دولومیتی سازند شتری در نزدیکی روستای کاروانگاه در نظر گرفته شد. از نظر تقسیمات رسوبی-ساختاری ایران (Aghanabati,2010) برش کاروانگاه با مختصات جغرافیایی ۳۱ درجه و ۳۲ دقیقه عرض شمالی و ۵۶ درجه و ۲۰ دقیقه طول شرقی در زون ایران مرکزی و در بلوک طبس، بین دو گسل اصلی کوهبنان و بهاباد قرار گرفته است. موقعیت این برش و راه های دسترسی به آن در شکل ۱ نشان داده شده است.



شکل (۱): نقشه موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به برش مورد مطالعه

روش مطالعه

از واحد های دولومیتی سازند شتری در برش کاروانگاه به به ضخامت حدودا ۴۰۰ متر، به صورت غیر سیستماتیک و با توجه به تغییرات مشاهده شده در ویژگی های صحرایی، تعداد ۱۰۰ نمونه سنگی برداشت شد و از میان این تعداد نمونه پس از بررسی مشخصات پتروگرافی ۱۲ نمونه دولومیت جهت انجام مطالعات ژئوشیمی انتخاب شدند. این مطالعات شامل آنالیز عناصر اصلی شامل کلسیم و منیزیم و عناصر فرعی آهن، منگنز، سدیم، استرانسیم و باریم می باشد که در آزمایشگاه زرآزما تهران صورت گرفته است. تغییرات مقدار عناصر در نمونه های دولومیت سازند شتری در برش کاروانگاه در جدول ۱ ارائه گردیده که نتایج حاصل از به صورت زیر است:

کلسیم (Ca) و منیزیم (Mg): مقدار عنصر کلسیم در دولومیت ها بین ۱۹/۲ درصد تا ۲۱/۶ درصد قرار دارد. همچنین مقادیر عنصر منیزیم در آنها از ۰/۹ درصد تا ۱۳ درصد در تغییر است. این مقادیر نشان می دهد که دولومیت های مورد مطالعه بیشتر از نوع دولومیت کلسیم دار می باشند.

آهن (Fe) و منگنز (Mn): مقادیر این دو عنصر از شرایط احیایی محیط تبعیت می کند(Tucker and Wright,1990). در دولومیت های مورد مطالعه تمرکز عنصر آهن بین ۹۰۰ پی پی ام تا ۱/۹ درصد و غلظت منگنز بین ۷۰ پی پی ام تا ۱/۵ درصد متغیر است. به طور کلی از مقادیر عناصر آهن و منگنز در دولومیت ها می توان اطلاعات مهمی از شرایط تشکیل سیال به وجود آورنده آنها به دست آورد (Sen, 2007; Kirmaci et al., 2018).

سدیم (Na): تمرکز این عنصر در دولومیت های مورد نظر بین ۷۰ پی پی ام تا ۵۹۰ پی پی ام قرار دارد. از غلظت بالای سدیم در دولومیت ها می توان به درجه شوری سیال دولومیت ساز پی برد(Warren, 2000; Suzuki et al., 2006).

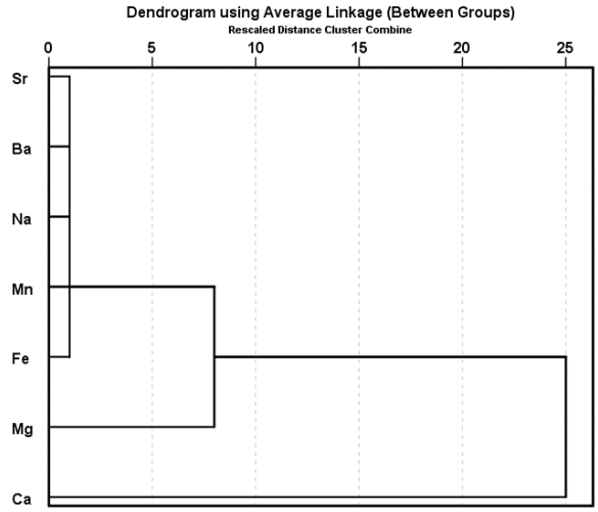
استرانسیم (Sr): استرانسیم یکی از مهم ترین عناصر فرعی در سنگ های کربناته محسوب می شود (Korte et al., 2006). مقادیر این عنصر در نمونه های دولومیت شتری در محدوده ۳۷/۲ پی پی ام تا ۱۳۱/۱ پی پی ام قرار دارد. مقادیر استرانسیم با غلظت کلسیم رابطه مستقیم و با مقدار منیزیم رابطه عکس دارد.

باریم(Ba): غلظت عنصر باریم در نمونه های مورد مطالعه تنوع چندانی ندارد. مقدار این عنصر بین ۶۰ پی پی ام تا ۲۶۰ پی پی ام است. با محاسبه نسبت استرانسیم به باریم در دولومیت ها تا حدودی می توان در مورد مقدار شوری حاکم بر محیط در زمان تشکیل آنها اظهار نظر نمود. بدین صورت که اگر مقادیر Sr/Ba بیشتر از یک باشد، حاکی از شوری بالای محیط است(Liu, 1984; Gao et al,2012).

جدول (۱): تغییرات عناصر اصلی و فرعی همراه با مقدار میانگین در نمونه های دولومیت سازند شتری در برش کاروانگاه

پتروگرافی	شماره نمونه	Ca (ppm)	Mg (ppm)	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Na (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)
دولومیت ریز بلور	۱	۱۹۶۵۰۰	۸۳۷۱۰	۱۹۱۶۰	۶۹۰	۵۹۰	۱۲۷/۲	۹۰
	۲	۲۱۶۳۰۰	۱۳۰۲۷۰	۱۳۲۰	۳۸۰	۷۰	۶۹/۷	۶۰
	۳	۱۹۵۲۰۰	۱۱۴۲۸۰	۴۱۲۰	۱۵۰	۲۲۰	۸۱/۴	۸۰
	۴	۱۹۲۳۰۰	۹۶۲۰	۱۲۸۰۰	۳۱۰	۵۱۰	۱۱۲/۴	۸۰
میانگین	-	۲۰۰۰۷۵	۸۴۴۷۰	۹۳۵۰	۳۸۲/۵	۳۴۷/۵	۹۷/۷	۷۷/۵
دولومیت متوسط بلور	۵	۲۰۴۸۰۰	۱۲۳۲۱۰	۴۱۲۰	۳۱۰	۵۱۰	۱۰۴/۸	۲۶۰
	۶	۲۱۵۱۰۰	۱۲۹۵۴۰	۹۷۰	۷۰	۵۹۰	۶۲/۹	۹۰
	۷	۲۱۶۰۰۰	۱۳۰۰۸۰	۹۰۰	۲۳۰	۲۲۰	۶۱/۵	۸۰
میانگین	-	۲۱۱۹۶۶/۷	۱۲۷۶۱۰	۱۹۹۶/۷	۲۰۳/۳	۴۴۰	۷۶/۴	۱۴۳/۳
دولومیت درشت بلور	۸	۲۱۵۵۰۰	۱۲۹۷۸۰	۱۳۹۰	۳۱۰	۲۲۰	۹۸/۸	۷۰
	۹	۲۱۵۴۰۰	۱۲۹۷۲	۱۱۸۰	۲۳۰	۲۲۰	۶۸	۸۰
	۱۰	۲۱۲۵۰۰	۱۲۷۹۱۰	۵۸۷۰	۵۴۰	۴۴۰	۱۲۷/۶	۷۰
میانگین	-	۲۱۴۴۶۶/۷	۹۰۲۲۰/۷	۲۸۱۳/۳	۳۶۰	۲۹۳/۳	۹۸/۱۳	۷۳/۳
دولومیت زین اسبی	۱۱	۲۰۹۸۰۰	۱۲۶۳۴	۲۸۶۰	۱۵۴۰	۲۹۰	۱۳۱/۱	۸۰
	۱۲	۲۱۳۷۰۰	۱۲۸۷۰۰	۷۷۶۰	۱۲۳	۱۴۰	۳۷/۲	۸۰
میانگین	-	۲۱۱۷۵۰	۷۰۶۶۷	۵۳۱۰	۸۳۱/۵	۲۱۵	۸۴/۱۵	۸۰

نمودار آنالیز خوشه ای: رسم نمودار خوشه ای یکی از روش های آماری مفید است که به منظور بررسی روابط بین متغیر ها و گروه بندی عناصر استفاده می شود. آزمون آنالیز خوشه ای برای گروه بندی عناصر در نمونه های دولومیت مورد مطالعه رسم گردیده است (نمودار ۱). در این نمودار به طور کلی عناصر در سه گروه اصلی قرار گرفته اند. کلسیم با کمترین میزان همبستگی با عناصر دیگر در یک شاخه مجزا قرار گرفته است. در واقع بر اساس این نمودار بین این عنصر با سایر عناصر هیچ ارتباط معناداری دیده نمی شود. عنصر منیزیم نیز همانند کلسیم از سایر عناصر جدا شده و شاخه مجزایی را به خود اختصاص داده است و تنها با عنصر منگنز مراتب نه چندان قوی از همبستگی را نشان می دهد. سایر عناصر باقی مانده نیز در این نمودار خوشه ای با بیشترین میزان همبستگی در یگ گروه جای گرفته اند.



نمودار (۱): آزمون آنالیز خوشه ای مربوط به عناصر در نمونه های دولومیت سازند شتری در برش کاروانگاه

بحث و نتیجه‌گیری

در ساختار دولومیت های مورد مطالعه مقدار عنصر کلسیم از منیزیم بیشتر می باشد که نشان دهنده تاثیر دگرسانی بر دولومیت های منطقه است. همچنین تشکیل دولومیت ها از تبلور مجدد سنگ آهک ها سبب می شود که نسبت به دولومیت های خالص مقدار کلسیم بیشتری داشته باشند. بر اساس نتایج حاصل از نمودار آنالیز خوشه ای مربوط به عناصر، تغییرات غلظت عناصر فرعی مورد مطالعه با غلظت عنصر کلسیم هیچ ارتباطی نداشته و تمرکز آن ها در نمونه ها کاملا مستقل از مقادیر کلسیم است. عنصر منیزیم نیز تا حدودی همانند کلسیم عمل کرده و از میان تمام عناصر تنها با منگنز همبستگی نشان می دهد که دلیل آن را می توان شباهت بار و شعاع یونی این دو عنصر و امکان جانشینی منگنز به جای منیزیم در ساختار دولومیت ها در نظر گرفت. افزایش میانگین مقدار منیزیم در دولومیت های درشت بلور نسبت به دولومیت های ریز و متوسط بلور نشان می دهد سیالی که در تبلور این گروه از دولومیت ها نقش داشته حاوی مقدار بیشتری منیزیم بوده است. دو منشا احتمالی برای تامین منیزیم لازم جهت تشکیل دولومیت های شتری در برش کاروانگاه می توان در نظر گرفت. اولین منشا برای این عنصر حضور مقدار زیاد آن در سنگ های اولیه می باشد که با گذشت زمان و در اثر فرآیند های دیاژنتیکی دولومیتی شده اند. علاوه بر این، فشردگی شیل ها و به تبع آن تشکیل کانی های رسی در واحد های آواری سازند سرخ شیل در قاعده دولومیت ها می تواند منشا دیگری برای تامین یون منیزیم باشد. همبستگی شدید بین استرانسیم، باریم، سدیم، منگنز و آهن در نمودار آنالیز خوشه ای همزاد بودن این عناصر را نشان می دهد. در محیط هایی با شوری نرمال مقدار عنصر سدیم بین ۱۱۰ پی پی ام تا ۱۶۰ پی پی ام متغیر است (Veizer, 1983). تمرکز این عنصر را عوامل مختلفی از جمله درجه شوری، تفریق بیولوژیکی، ترکیب کانی شناسی اولیه، عمق آب و اثرات جنبشی کنترل می کند (Rao and Adabi, 1992; Morrison and Brand, 1986). غلظت سدیم در نمونه های دولومیت سازند شتری (از ۷۰ پی پی ام تا ۵۹۰ پی پی ام) تغییرات شدید در میزان شوری سیال دولومیت ساز را از درجه بسیار پایین تا بسیار شور نشان می دهد. همچنین بالا بودن مقدار سدیم در دولومیت ها می تواند ناشی از ترکیب اولیه آراگونیتی آن دسته از کانی هایی باشد که دولومیت جایگزین آنها شده است. محاسبه نسبت غلظت استرانسیم به باریم در هرکدام از نمونه های دولومیت نیز حاکی از شوری متغیر محیط در هنگام تشکیل آنها است.

هرچند با افزایش اندازه بلور های دولومیت انتظار می رود که مقدار عنصر استرانسیم در آنها کاهش یابد (Shukla and Baker, 1988)، ولیکن در دولومیت های سازند شتری بیشترین میانگین غلظت این عنصر مربوط به انواع درشت بلور می باشد. علت این امر را نیز می توان به مقدار استرانسیم کانی های اولیه قبل از فرآیند دولومیتی شدن نسبت داد. با توجه به اینکه شرایط احیایی حاکم بر محیط میزان غلظت آهن در سنگ های کربناته به خصوص در دولومیت ها را تحت تاثیر خود قرار می دهد (آدابی، ۱۳۹۰)، تمرکز چشمگیر این عنصر در نمونه شماره ۱ نشان می دهد که این دولومیت احتمالا تحت شرایط کم اکسیژنی و نسبتا احیایی در طی تدفین تبلور یافته است.

منابع فارسی

آدابی م. ح.، (۱۳۹۰)، "ژئوشیمی رسوبی"، انتشارات آرین زمین، چاپ دوم، (۵۰۴ صفحه).

زمانی، ف.، موسوی حرمی، ر.، زند مقدم، ح.، محبوبی، ا.، (۱۳۹۷)، "لیتوفاسیس ها و پتروفاسیس های نهشته های سیلیسی آواری قرمز رنگ در ناحیه کاروانگاه، شمال کوهبنان: سازند داهو یا سرخ شیل؟"، چهارمین همایش انجمن رسوب شناسی ایران، دانشگاه زنجان، (صفحه ۱۱۱۸).

References

Aghanabati, A., 2010, "Geology of Iran. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran", 606 p. [In Persian]

Gao, X., Wang, P., Li, D., Peng, Q., Wang, C., Ma, H., 2012, "Petrologic characteristics and genesis of dolostone from the Campanian of the SK-I Well Core in the Songliao Basin, China", Geoscience Frontiers, p. 1-12.

Kirmaci, M. Z., Yildiza, M., Kandemir, R. and Gumruka, E. T., 2018, "Multistage dolomitization in Late Jurassic Early Cretaceous platform carbonates (Berdiga Formation), Başoba Yayla (Trabzon), NE Turkey: Implications of the generation of magmatic arc on dolomitization", Marine and Petroleum Geology, 89, p. 515-529.

Korte, C., Jasperm, T., Kozur, H. W., and Veizer J., 2006, "87Sr/86Sr record of Permian seawater", Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 240 (1-2), p. 89-107.

Kucera, J., Cempirek, J., Dolnicek, Z., Muchez, P., Prochaska, W., 2009, "Rare earth elements and yttrium ghechemistry of dolomite from post-Variscan vein-type mineralization of the Nizky Jesenik and Upper Silesian Basins, Czech Republic", Journal of Geochemical Exploration, 103, p. 69-79.

Lannance, A., Capuano, M., Galluccio, L., 2011, "Dolomites and dolomitas in Mesozoic platform carbonates of the Southern Apennines: Geometric distribution, petrology and geochemistry", Palaeogeograohy, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 310, p. 324-339.

Liu, Y, J., 1984, "Elementary Geochemistry, Sience Press, Beijing", p. 53. [in Chinese].

Morrison J.O., Brand U., 1986, "Geochemistry of Recent marine invertebrates", Geoscience Canada, 13, p. 237-254.

Nogueira, L. B., Oliveira, V. Q., Sampaio, G. M., Leite, M. P. G., Ali, A., Abreu, A. T., Nalini Jr, H. A., Banerjee, N. R., 2017, "Elemental and stable isotopes geochemistry of Paleoprotrozoic dolomites from Fecho do Funil Formation, Quadrilatero Ferrifero - Brazil", Journal of South American Earth Sciences, 79, p. 525-536.

Rao C.P., Adabi M.H., 1992, "Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania", Australia, Marine Geology, 103, p. 249-272.

Şen, C., 2007, "Jurassic volcanism in the Eastern Pontides: is it rift related or subduction related?", Turkish Journal of Earth Sciences, 16, p. 523–539.

Shukla, V., Baker, P. A. eds, 1988, "Sedimentology and geochemistry of dolostones. Society for Sedimentary Geology", 43, p. 266.

Suzuki, Y., Iry, Y., Inagaki, S., Yamada, T., Aizawa, S. and Budd D. A., 2006, "Origin of atoll dolomites distinguished by geochemistry and crystal chemistry: Kita-daito-jima, northern Philippine Sea", Sedimentary Geology, 183(3-4), p. 181-202.

Tucker M.E., Wright V.P., 1990, "Carbonate Sedimentology", Oxford, Blackwell Scientific Publications, 404 p.

Veizer J., 1983, "Chemical diagenesis of carbonates: theory and application, Stable isotopes", sedimentary geology, 10, p. 3-100.

Wanas, H. A., 2002, "Petrography, geochemistry and primary origin of spheroidal dolomite from the Upper Cretaceous/Lower Teriary Maghra El-Bahari Formation at Gabal Ataqa, Northwest Gulf of Suez, Egypt", Sedimentary Geology, 151, p. 211-224.

Warren J., 2000, "Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations", Earth-Science Reviews, 52 (1), p. 1-81.

Yang, D., Tailiang, F., Hans, G. M., Gao, Z., 2018, "Genesis of Upper Cambrian-Lower Ordovician dolomites in the Tahe Oilfeild, Tarim Basin, NW China: Several limitations from petrology, geochemistry, and fluid inclusions", Marine and Petroleum Geology, 91, p. 43-70.

بررسی ریزرخساره‌های سازند قم در برش ایواوغلی، شمال شرق شهرستان‌خوی

نرگس سلیمی*، کارشناسی ارشد چینه نگاری و دیرینه شناسی دانشگاه سراسری ارومیه

دکتر علی اصغر ثیاب قدسی، دانشیار گروه زمین شناسی، دانشگاه سراسری ارومیه

چکیده

منطقه مورد مطالعه به لحاظ تقسیمات کشوری در استان آذربایجان غربی واقع گردیده و از توابع شهرستان خوی و بخش ایواوغلی می‌باشد. موقعیت مورد نظر تقریباً در ۴۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان خوی و ۳ کیلومتری شمال شرق روستای بیزنده و۲ کیلومتری شمال روستای ایواوغلی قرار گرفته است. این تحقیق جهت تعیین میکروفاسیس و همچنین مدل محیط رسوبی سازندقم در حوضه مطالعاتی انجام گرفته است. تعداد ۱۰۰ نمونه جهت تهیه مقاطع میکروسکوپی جمع آوری گردید. براساس مطالعات انجام گرفته محیط رسوبی سازندقم در برش مورد مطالعه از نوع رمپ هموکلینال بوده، و تعداد ۷ ریزرخساره میکروسکوپی مربوط به زیر محیط دریای باز(Open Marine facies)، سد (Barrier facies)و لاگون (Lagoon facies) مورد شناسایی قرار گرفته است. بررسی ارتباط عمودی رخساره ها و محیط رسوبی سازند قم در برش مورد نظر نشان می دهد که گروه رخساره کربناته در یک پلاتفرم کربناته از نوع رمپ هموکلینال پدید آمده است.

کلیدواژه: ریز رخساره، سازندقم، رمپ هموکلینال، ایواوغلی، خوی

Study of Qom Formation microfacies in Iwogli section, northeast of Khoy

Narges Salimi*, Urmia university Stratigraphy and paleontology Msc student

Aliasghar Ciabeghodsi, Associate Professor, Department of Geology, University of Urmia, Urmia, Iran

Abstract

The study area is located in West Azarbaijan province in terms of national divisions. The location is approximately 40 kilometers northeast of Khoy, 3 kilometers northeast of Bisandeh village and 2 kilometers north of Iwagli village. This study was conducted to determine the microfacies and also the sedimentary environment model of the Qom Formation in the study basin. 100 samples were collected for preparation of microscopic sections. According to the studies, sedimentary environment of the Qom Formation in the studied section is homoclinic ramp type, and seven microscopic microfacies related to the open marine facies, barrier facies and lagoon facies have been identified. . Investigation of vertical relationship between facies and sedimentary environment of Qom Formation in the studied section shows that carbonate facies group has formed in a carbonate platform of homoclinal ramp type.

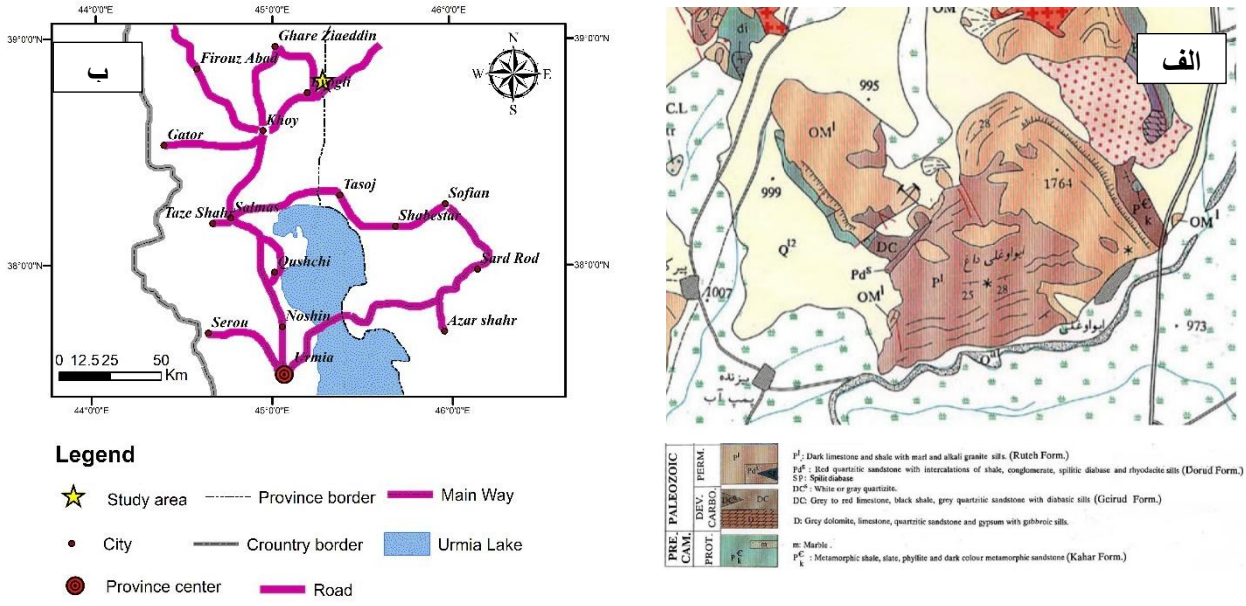
Key Words: Micro-facies, Qom Formation, Hemoclinic Ramp, Iwogli, Khoi

مقدمه

سازند قم در زمان آخرین پیشروی دریا در الیگو-میوسن در بخش شمال شرقی راه دریایی تتیس در ایران مرکزی تشکیل و نهشته گردید(Reuter et al., 2009; Khaksar and Maghfori Moghadam,2007.; Mohammadi et al., 2013b).
زمان پیشروی و پسروی دریای مورد نظر در همه جا یکسان نیست در بعضی جاها مانند سبزواران و قم، این پیشروی در آشکوب روپلین (الیگوسن پیشین) ودر بعضی نقاط مثل آذربایجان، در آشکوب آکی تانین و حتی بوردیگالین بوده است . پسروی دریای مذکور هم در همه جا همزمان نیست .در طول زمان روپلین تا بوردیگالین و حتی جوان تر، این حوضه دچار تحولاتی شده که نهایتا یک چرخه رسوبی بزرگ را به وجود آورده است (آقانباتی،۱۳۸۳). سازند قم با سن الیگومیوسن گسترش قابل‌توجهی در ایران مرکزی و برخی نواحی آذربایجان دارد. این سازند در نواحی شمال غرب ایران دارای گسترش پراکنده و ضخامت متغیری است. سازند قم در برش ایواوغلی واقع در شمال شرق شهرستان خوی با ضخامت حدود ۱۵۰متر متشکل از واحدهای ماسه سنگ، سنگ آهک، مارن و کنگلومرا می‌باشد(شکل۳).

موقعیت جغرافیایی

منطقه مورد مطالعه از توابع شهرستان خوی و بخش ایواوغلی می‌باشد. موقعیت مورد نظر تقریباً در ۴۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان خوی و ۳ کیلومتری شمال شرق روستای بیزنده و۲ کیلومتری شمال روستای ایواوغلی قرار گرفته است. راه‌های دسترسی به این محدوده از طریق جاده اصلی خوی- ایواوغلی و یا تبریز- ماکو می‌باشد. این منطقه در عرض جغرافیایی "۲۱ '۴۲ °۳۸ تا "۰۵ '۴۲ °۳۸ و طول جغرافیایی "۰۲ '۰۹ °۴۵ تا "۴۱ '۱۰ °۴۵ قرار دارد.



شکل۱: الف: نقشه زمین شناسی برش مورد مطالعه، ب: نقشه راه‌های دسترسی برش مورد مطالعه

بحث:

به منظور مطالعه میکروفاسیس، برای سازندقم در منطقه ایواوغلی ۱۰۰ مقطع نازک تهیه شده از نمونه های سنگی جمع آوری شده در منطقه مذکور، مورد مطالعه دقیق قرار گرفته است. نام گذاری رخساره های کربناته با استفاده از طبقه بندی دانهام (۱۹۶۲) انجام شده و با میکروفاسیس های استاندار فلوگل (۲۰۰۴) مقایسه گردیده است. میکروفاسیس های سازند قم در برش مورد مطالعه بر اساس مطالعات صحرایی و میکروسکوپی تعیین گردیده است. ۷میکروفاسیس تشخیص داده شده با توجه به کاهش عمق حوضه تفکیک وتفسیر شده اند:

رخساره های دریای باز: (Open Marine facies) (O)

بر اساس نوع و درصد آلوکم و ارتوکم این گروه از دریا به ساحل تقسیم می شود. این رخساره ها در محیطی با انرژی پایین تشکیل شده اند.

- وکستون بایوکلستی(Bioclastic Wackestone)

اجزای تشکیل دهنده این میکروفاسیس شامل مقادیر کم یا ناچیزی از قطعات اکینودرم، بریوزآها که موجوداتی مستقل از نور میباشند(بهفروزی و همکاران،۱۳۹۱). با توجه به حضور تعداد زیادی از فرامهای پلاژیک می‌توان این میکروفاسیس را به محیط دریای باز نسبت داد(شکل۲-الف).

- پکستون بایوکلستی(Bioclastic Packstone)

اجزای تشکیل دهنده این میکروفاسیس شامل مقادیر کم یا ناچیزی از میلیولید، میوژیپسینا، استراکد، روتالیا و تکستولاریا است. با توجه به حضور تعداد زیادی از فرامهای پلاژیک میتوان این میکروفاسیس را نیز به محیط دریای باز نسبت داد(شکل۲-ب).

رخساره های سدی: (Barrier facies) (B)

میکروفاسیس های این گروه به طور عمده از قطعات اسکلتی تشکیل شده اند و به علت جابجایی زیاد فاقد یا دارای مقدار کمی گل آهکی هستند.

- باندستون مرجانی

در این ریزرخساره اجزای اصلی فقط مرجان است .این ارگانیسم‌ها احتمالاً به صورت درجازا در حاشیه پلاتفرم و در بالای قاعده امواج نرمال به صورت ریف‌های کومه‌ای تشکیل شده‌اند. بر اساس ریزرخساره‌های استاندارد ارائه شده توسط فلوگل (Flugel,2010)، این رخساره متعلق به ریف است .این ریز رخساره به SMF7 فلوگل (Flugel,2010) شباهت دارد(شکل۲-پ،ت).

- گرینستون حاوی جلبک قرمز و بیوکلاست

این ریزرخساره حاوی قطعات فسیلی شامل جلبک‌های قرمز، دوکفه‌ای، بریوزوئر، روزنداران با دیواره پورسلانوز و هیالین خرده‌های خارپوست، خارخارپوست، خرده‌های مرجان و گاستروپود در زمینه سیمانی می باشد. فراوانی جلبک قرمز نشان دهنده نور کافی و انرژی نسبتاً زیاد محیط است(Wilson, 1975). این ریز رخساره به SMF11 فلوگل (Flugel, 2010) شباهت دارد(شکل۲-ج)

رخساره های لاگون: (Lagoon facies) (L)

این میکروفاسیس معرف شرایط رمپ داخلی است. گل آهکی فراوان و فسیل های شاخص تالاب نشانگر تشکیل این میکروفاسیس در محیط های کم انرژی تالاب است.

- پکستون-گرینستون حاوی بیوکلاست

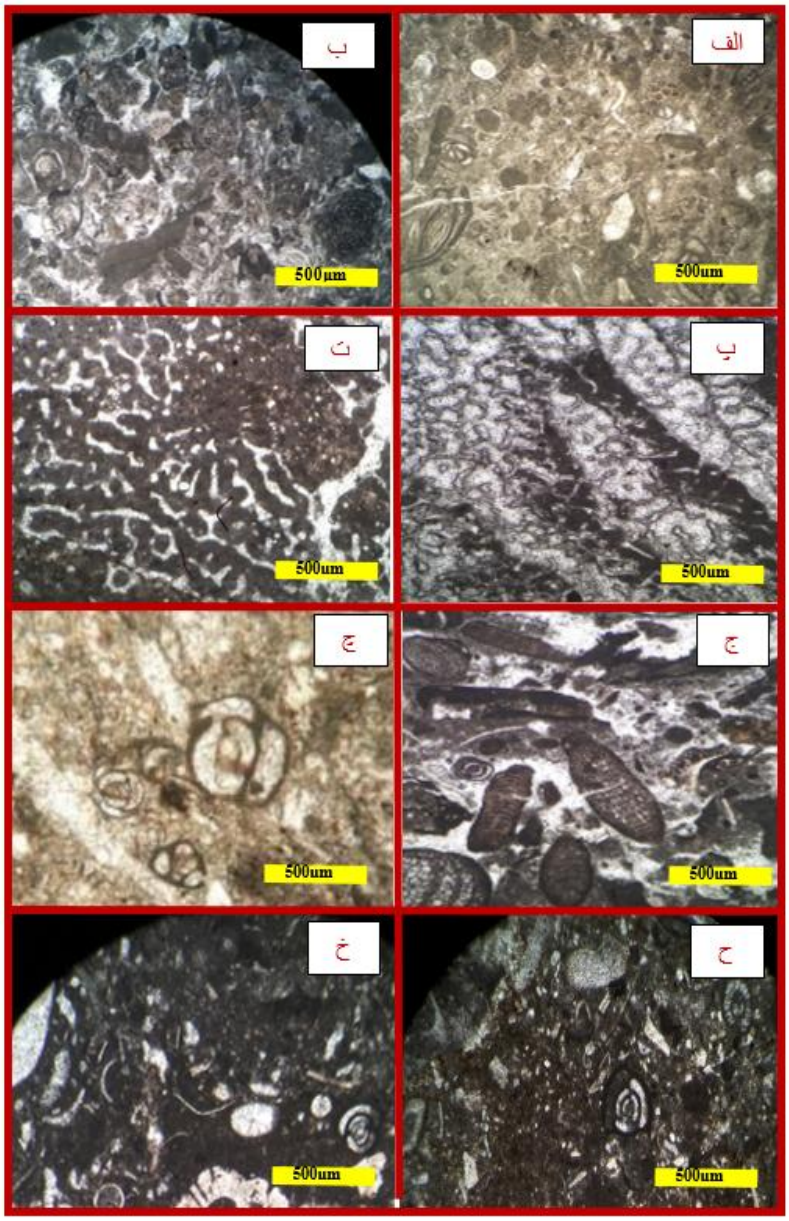
اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل روزن داران با دیواره بدون منفذ، گاستروپود، دوکفه‌ای و خرده‌های مرجانی است .اجزای فرعی تشکیل دهنده این ریز رخساره شامل جلبک قرمز و خار خارپوست است که در زمینه‌ای - سیمانی قرار دارد. این رخساره به SMF18 فلوگل (Flugel, 2010) شباهت دارد(شکل۲-چ).

- وکستون حاوی بیوکلاست

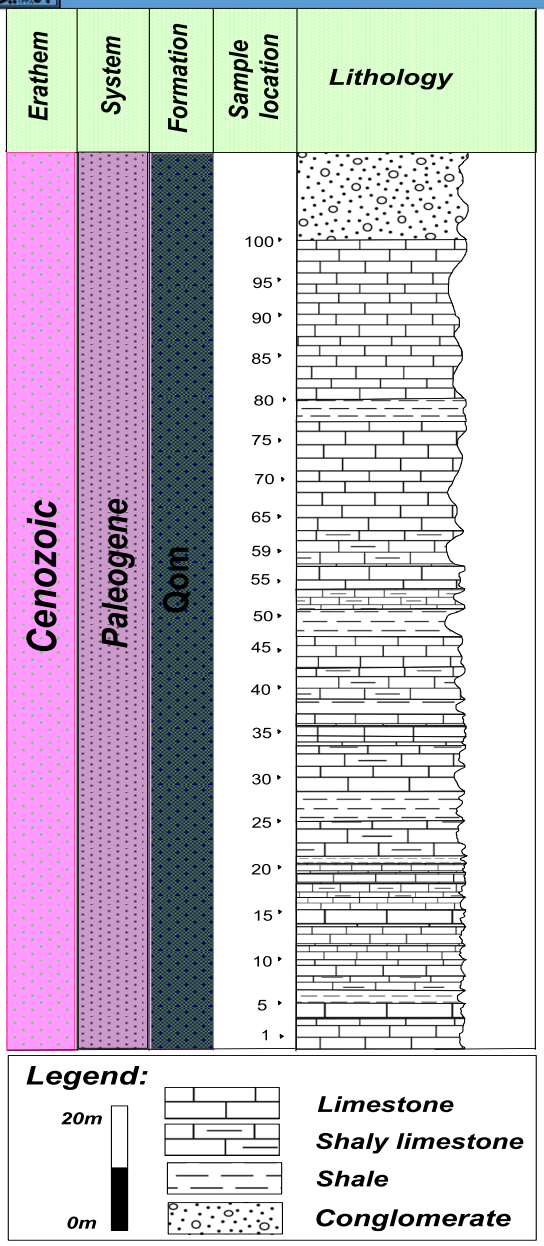
اجزای تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل بریوزوئر، شکم‌پایان، خارخارپوست، دوکفه‌ای، استراکد و روزندارن با دیواره پورسلانوز می‌باشد که در زمینه‌ای میکریتی قرار دارند. میکریتی شدن قطعات زیستی از فرآیندهای دیاژنتیکی غالب در این ریزرخساره است. این ریزرخساره به SMF9 فلوگل (Flugel, 2010) شباهت دارد(شکل۲-ح).

- وکستون دارای روزنداران بنتیک

اجزای اصلی تشکیل دهنده این ریزرخساره شامل روزنداران با دیواره پورسلانوز و اجزای فرعی آن شامل خرده‌های دوکفه‌ای از نوع استرا، استراکد و جلبک قرمز است. آلوکم‌ها اکثراً به صورت شناور در زمینه میکریتی قرار دارند. این رخساره به SMF10 فلوگل (Flugel, 2010) شباهت دارد(شکل۲-خ).



شکل۲: ریز رخساره های شناسایی شده در برش ایواوغلی



شکل۳: ستون چینه شناسی برش مورد مطالعه

نتیجه گیری :

سازند قم در ناحیه مورد مطالعه با ۱۵۰ متر ضخامت عمدتا شامل سنگ آهک متوسط تا ضخیم لایه می باشد. براساس مطالعات میکروسکوپی، ۷ میکروفاسیس کربناته در برش ایواوغلی شناسایی شده که بیانگر تغییر در رژیم رسوبگذاری از محیط لاگونی به محیط دریایی باز بوده که با افزایش ژرفا، کاهش انرژی محیط و کاهش در تنوع روزن داران همراه است، و محیط رسوبی سازند قم در منطقه مورد مطالعه یک پلت فرم کربناته از نوع هموکلینال می باشد.

منابع فارسی

- آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵،"زمین شناسی ایران"،تهران،انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- آقا نباتی،ع.، ۱۳۸۳ ،"زمین‌شناسی ایران "، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ۵۸۶ ص.
- رضایی، م، هنرمند، ج، اخروی، ر.،۱۳۷۹، "میکروفاسیسها و محیط رسوبی سازند قم در تاقدیس البرز، حوضه قم، ایران مرکزی"، جلد۲۶.
- نقشه راه های ایران، انتشارات گیتاشناسی، ۱۳۸۶

References

- Amirshahkarami, M., and M. Karavan, 2015, Microfacies models and sequence stratigraphic architecture of the OligoceneMiocene Qom Formation, south of Qom City, Iran: Geoscience Frontiers, v. 6, p. 593-604.
- Flugel, E. , "Microfacies of carbonate rocks, Analysis, interpretation and application", Second edition, Springer, Heidelberg, Dordrecht, London, New York (2010) 984.
- Flugel, E., 1982. "Microfaciecs analysis of Limestone", Springer-Verlag. Berline, 632 P. Wilson, J. L., 1975. "Carbonate facies in geologic history". Springer-Verlag, New york, 471 p.
- Flugel, E., 2004. "Microfacies of carbonate rocks". Springer-Verlag, Berlin, New York, Heidelberg, 976 p.
- Mohammadi, E., M. Hasanzadeh-Dastgerdi, M. Ghaedi, R. Dehghan, A. Safari, H. VaziriMoghaddam, C. Baizidi, M.R. Vaziri, and E. Sfidari, 2013, The Tethyan Seaway Iranian Plate Oligo-Miocene deposits (the Qom Formation): distribution of Rupelian (Early Oligocene) and evaporate deposits as evidences for timing and trending of opening and closure of the Tethyan Seaway: Carbonates and Evaporates, v. 28, p. 321-345.
- Soder, P. A., (1959). Detailed investigations on the marine formation of Qom, unpubl. 2Report: N.I.O.C. Gr., no. 185, 58p.
- Tucker , M.E .,Wright ,V.P. ,1990 .Carbonate Sedimentology . 482 p ., Oxford (Blackwell).

پایش تغییرات سطح پهنه آبی تالاب ها با استفاده از شاخص های سنجش از دور مطالعه موردی: تالاب های شهرستان پلدختر استان لرستان

رضا خسروی[۱]، رضا حسن زاده[۲]، مهدیه حسینجانی زاده[۲]، صدیقه محمدی[۲]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد سنجش از دور زمین شناختی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

۲- استادیار گروه اکولوژی، پژوهشگاه علوم و تکنولوژی پیشرفته و علوم محیطی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

چکیده

بررسی تغییرات تالابها یکی از نیازهای اساسی در مدیریت و ارزیابی منابع طبیعی می باشد. هدف از انجام این تحقیق بررسی تغییرات پهنه آبی تالاب های شهرستان پلدختر طی چهار دهه گذشته از ۱۳۶۴ تا ۱۳۹۷ با استفاده از تصاویرماهواره ای لندست و همچنین کاربرد شاخص های AWEInsh، AWEIsh، NDWI، mNDWI، NDWI plus VI، mNDWI plus VI ، LSWI plus VI می باشد. سطح پهنه آبی تالاب ها با استفاده از این شاخص های در هر سال استخراج گردید و سپس با استفاده از داده های واقعی سطح پهنه آبی تالاب ها که از گوگل ارث در همان سال تهیه شده بود، مقایسه شدند. نتایج نشان داد که شاخص های AWEInsh و AWEIsh با صحت کلی ۹۲.۲۱ و ۹۳ درصد جهت تعیین سطح پهنه آبی تالاب ها بهترین نتایج را ارائه می دهند. همچنین بررسی تغییرات مشخص نمود که سطح تالاب ها در بیشترین سال مربوط به خشکسالی ۱۳۷۹،۴۷۷۹۳.۲ و در سال۱۳۹۷ ، ۲۰۸۶۴۲.۵متر مربع کاهش یافته است که این امر می تواند ناشی از خشکسالی های متمادی یا تغییر در کاربری اراضی مناطق بالادست تالاب ها باشد که نیازمند تحقیقات بیشتر در این زمینه می باشد.

واژگان کلیدی: تغییرات سطح پهنه آبی، تالاب، شاخص های سنجش از دور، تصاویر لندست، پلدختر.

۱. مقدمه

تالاب ها به عنوان یکی از بارزترین زیبایی های خلقت یکی از مفیدترین اکوسیستم های طبیعی به شمار می روند. اما امروزه در معرض روند تخریب و صدمات شدید ناشی از فعالیت های انسانی قرار گرفته اند (درویش صفت، ۱۳۷۷). ارزیابی روند تغییرات کاربری اراضی فرایندی است که منجر به ایجاد درک صحیحی از نحو ۀ تعامل انسان و محیط زیست می شود. این مسئله در مورد مناطق حساس زیستی و بخصوص تالاب‌ها از اهمیت بیشتری برخوردار است(Lambin and Geist, ۲۰۰۶) . براین اساس، پایش روند تغییرات تالاب‌ها و اراضی پیرامونی آنها می تواند در مدیریت این اکوسیستم‌های ارزشمند راهگشا باشد.(Ozesmi and Bauer, 2002). بر اساس تعریف کنوانسیون رامسر، تالاب عبارت است از "مناطق مردابی، آبگیر، تورب زار، و مجموعه‌های آبی به صورت طبیعی، مصنوعی، دائمی یا موقت با آب ساکن، جاری، شیرین، لب شور ، یا شور مشتمل بر آن دسته از آبهای دریایی که عمق آب در کشند پایین از ۶ متر تجاو ز نکند" (مجنونیان، ۱۳۷۷). هدف اصلی کنوانسیون رامسر "حفاظت و استفاده خردمندانه از تالاب ها از طریق اقدامات ملی و همکاری‌های بین‌المللی به منظور دستیابی به توسعۀ پایدار" بود (Jones, 2008). اما می توان گفت که بدلیل عدم توجه کافی به آنها بیش از سایر زیست بوم های طبیعی در معرض آسیب جدی قرار گرفته اند که مهم‌ترین دلایل شامل تبدیل این منابع گرانبها به زمین با تجاوز به حریم تالاب ها و همچنین کاهش کیفیت زیستی تالاب های موجود در اثر ورود انواع آلودگی‌ها از منابع شهری و صنعتی می باشد.

درک روند تغییرات تالاب ها می تواند تا حدی در پیش بینی وضعیت آنها در آینده در صورت ادامه فعالیت های لجام گسیخته انسانی موثر باشد. در این میان علوم سنجش از دوری بعنوان یکی از کاراترین روشها خود نمایی می کند (Ozesmi and Bauer, 2002; Emadi *et al.*, 2010) . در حقیقت سنجش از دور علم شناسایی و تعیین مشخصه‌های پدیده‌های محیط زیست از راه دور می باشد (مخدوم و همکاران، ۱۳۷۰).پژوهش‌های متعددی در زمینه‌ی پایش تغییرات تالاب‌ها با استفاده از تصاویر ماهواره ای صورت گرفته است. از جمله ارزیابی تغییر مساحت تالاب ها طی یک دوره ۲۱ ساله در مناطق خشک و نیمه خشک مشخص نمود که این مساحت تالاب ها بشدت کاهش یلفته است (Zhou *et al.*, 2009) که این کاهش مساحت می تواند در اثر عواملی مانند فشار جمعیت، انحراف آب، سدسازی، آلودگی، حمله بیولوژیکی، بیابانزایی، تغییرات آب و هوایی و سیاستهای نادرست باشد(Augustine and Warrender, 1998; Chen, 2002) . در شرایط طبیعی، تالابها دارای منافع اقتصادی، زیست محیطی و فرهنگی زیادی ازجمله حفظ کیفیت آب، کنترل سیل و فرسایش، زیستگاه حیات وحش و آبزی پروری هستند و همچنین فرصتهای منحصربه فردی برای آموزش و تفرج فراهم میکنند(Rai, 2008, Olhan .*et al* ., 2010). اما فعالیتهای انسانی ازجمله توسعه شهری و کشاورزی، ساخت جاده، اغلب باعث آسیب غیرمستقیم و موجب از دست رفتن مقدار قابل توجهی از تالابها و مناطق ساحلی شده است (Winter *et al.*, 2001; Syphard and Garcia, 2001). از سال ۱۹۸۱ بیش از ۸۱ درصد مساحت تالابها از طریق تبدیل به زمینهای کشاورزی از بین رفته است، اگرچه فعالیتهای غیر کشاورزی نیز تأثیرگذار بوده اند (Brown and Lant, 1999).در ایران جمالزاده در سال ۱۳۸۰ طی مطالعه ای با استفاده از داده های سنجش از دوری و سیستم اطلاعات جغرافیایی میزان حساسیت مناطق مختلف تالاب انزلی را با تحلیل داده های ماهواره ای و انجام نمونه برداری ارزیابی نموده است. همچنین زبردست و جعفری (۱۳۸۱) به ارزیابی روند تغییرات تالاب انزلی با استفاده از سنجش ازدور پرداختند و نشان دادند که تالاب انزلی طی دوره ده ساله دچار تخریب شده و تغییرات پدیده های مرتبط با آن مانند نوع پوشش گیاهی و مساحت بخش آبگیر تالاب به سمت افزایش تغذیه گرایی پیش رفته است. به طور کلی، تالاب هایی با رطوبت بالا، از طریق سنجش از راه دور نسبتا ساده تر از تالاب های خشک قابل شناسایی می باشند. احتمالا در تصاویر چندطیفی وجود یک لکه تیره اغلب نشان دهنده آب و یا مناطق با خاک با رطوبت بالا می باشد که نشاندهنده وجود یک تالاب است. علاوه بر این کاربرد شاخص های سنجش ازدوری نیز در شناسایی تالاب هاب امری مرسوم می باشد از جمله شاخص NDWI که یک شاخص معمول برای تشخیص آب و مناطق با رطوبت بالا است (McFeeters, 1996) .

با توجه به ارزش اکولوژیکی، اقتصادی و اجتماعی تالاب های شهرستان پلدختر و رخداد فعالیتهای مختلف انسانی در منطقه که به تبع آن حیات تالاب ها را دستخوش مخاطرات بسیاری کرده است، نظارت بر تالاب و مشخص کردن تغییرات آن ضروری به نظر می رسد که هدف اصلی این تحقیق نیز بررسی روند تغییرات این تالاب ها طی دوره ۳۳ سال می باشد. بدین منظور از تصاویر چند زمانه ماهواره لندست بین سالهای ۱۳۶۴ تا ۱۳۹۷ استفاده شده است. با توجه به اینکه در مطالعات قبلی به تمامی تالاب ها مورد ارزیابی قرار نگرفته اند، بنابراین در این مطالعه استخراج پهنه های آبی و تغییرات مساحت همه تالاب ها مورد بررسی قرار می گیرد.

۲. مواد و روش انجام تحقیق

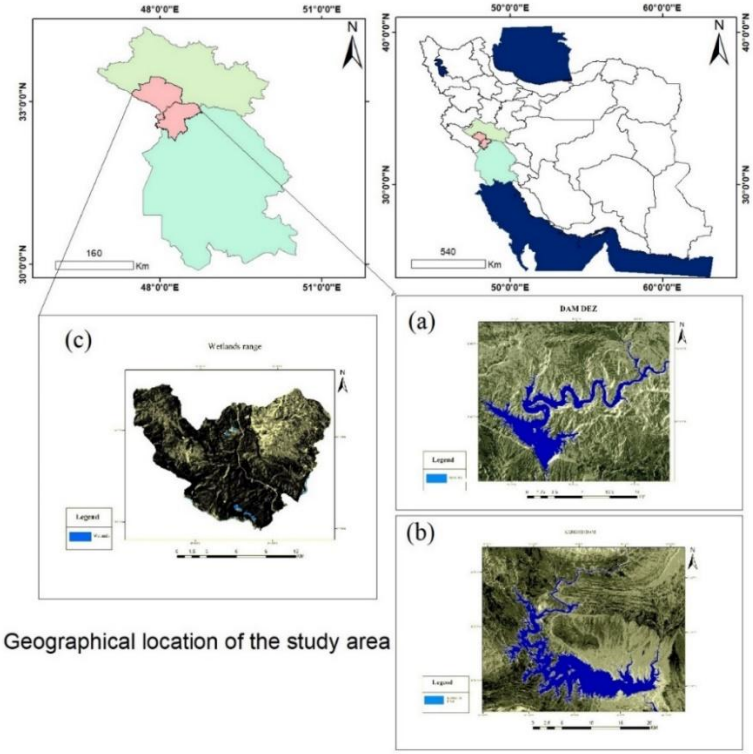
مراحل انجام این تحقیق بر اساس شکل ۱ می باشد.



شکل ۱. مراحل انجام تحقیق

۲-۱. منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در بخش شرقی استان لرستان شامل شهرستان پلدختر که دارای تالاب های فصلی و دائمی هم چون گری بلمک، گری جمجمه، تکانه، لفانه، کبود و زردابه واقع شده که تالاب گری بلمک با بیش از پانصد هکتار وسعت بزرگترین آنهاست. این تالاب ها زیستگاه پرندگانی هم چون چنگر، کشیم، حواصیل خاکستری، اردک اردهای و اردک سر سبز است. همچنین دارای گیاهانی همچون سرخس آبزی، پونه، یونجه، شبدر، جلبک سبز، شقایق و خارشتر می باشد. شکار کردن در این تالابها به علت حضور پرندگان مهاجر و بومی ممنوع است. شرایط آب و هوایی استان نسبتاً گرم و نیمه خشک است ولی برخی از نواحی آن بسیار سرد هستند. بیش‌ترین دما ۴۷ درجه در تابستان، کمترین دما ۲ - درجه در زمستان در شهر پلدختر به ثبت رسیده‌است و مقدار بارش سالانه بطور متوسط ۴۵۰ میلی‌متر است. منطقه مورد مطالعه از نظر جغرافیایی در ۴۷ درجه تا ۴۲ طول شرقی و از ۳۳ درجه تا ۹ دقیقه عرض شمالی واقع شده است (شکل ۲).جهت تحلیل نتایج پردازش تصویر دو پهنه آبی بزرگ در منطقه نیز مورد مطالعه قرار گرفته اند که شامل سد کرخه که یکی از بزرگ‌ترین سدهای خاکی دنیا و بزرگ‌ترین سد خاکی ایران و خاورمیانه است که بر روی رودخانه کرخه در ۲۲ کیلومتری شمال غربی شهر اندیمشک در استان خوزستان ساخته شده‌است و سد دز که در ۲۳ کیلومتری شمال شرق اندیمشک قرار گرفته است (شکل ۲).



Geographical location of the study area

شکل۲:موقیعت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

سد دز (a)سد کرخه (b) محدوده تالاب ها (c)

۲-۲. داده های مورد نیاز

در این مطالعه داده های سنجنده چند طیفی ماهواره سری لندست و داده های رقومی ارتفاعی به منظور انجام تصحیحات اتمسفری و ژئو متری بر روی داده های ماهواره استفاده شده است. داده های ماهواره ای در نرم افزار ENVI5.3.1 مورد تفسیر و پردازش و سپس در نرم افزارArcGIS 10.7 کارتوگرافی نقشه ها انجام شد. مجموعه داده های این مطالعه شامل تصاویر ماهواره لندست در سالهای ۱۳۶۴، ۱۳۶۹، ۱۳۷۹ ، ۱۳۸۴، ۱۳۸۹، ۱۳۹۴ و ۱۳۹۷ می باشند. تصاویر مورد استفاده مربوط به تاریخ های مختلف از فصول مختلف سال می باشند زیرا تمام تصاویر در یک بازه زمانی مشخص وجود نداشتند و همچنین به دلیل تطابق زمانی با تصاویر تاریخی گوگل ارث مجبور به انجام و برداشت تصاویری با نزدیکترین فاصله زمانی با آن ها بوده ایم که بتوان در آن پوشش گیاهی و پهنه آبی دریاچه تالاب را نیز بدون روندهای بارشی اضافه شده بر آن بررسی نمود.

۲-۳. روشهای پردازش اطلاعات

فرایند پردازش داده ها در سه مرحله پیش پردازش پردازش و پس پردازش انجام شده است. برای ارزیابی نسبت خطای اتمسفری در سطح تصاویر ماهواره ای، ارزش عددی پیکسل های تصویردر مناطق مربوط به توده های آبی محاسبه شد و باتوجه به وجود خطای اتمسفری و ضرورت حذف آن از روش باقیمانده های لگاریتمی برای کاهش عددی پیکسل های تیره استفاده شد.

۲-۳-۱. شاخص های طیفی

جهت استخراج پهنه آبی تالاب ها از شاخص های مختلف از جمله AWEInsh ، AWEIsh ، NDWI، mNDWI ، LSWI plus VI، mNDWI plus VI،NDWI plus VI در دوره زمانی ۱۳۶۴ تا ۱۳۹۷ استفاده و پهنه آبی سدها و تالاب ها در هر تصویر به صورت جداگانه استخراج گردید. جدول ۱فرمول های محاسباتی این شاخص ها را نشان می دهد و هر یک از شاخص ها در زیر شرح داده می شوند.

جدول ۱: شاخص های طیفی مورد استفاده جهت استخراج پهنه های آبی

Algorithms based on index used	Algorithms	Threshold rules	Reference
NDWI	$NDWI = (B_{green} - B_{NIR})/(B_{green} + BNIR)$	NDWI > 0	McFeeters (1996)
mNDWI	mNDWI = (Bgreen - BSWIR-1)/(Bgreen+ BSWIR-1)	mNDWI > 0	Xu (2006)
$AWEI_{sh}$	$AWEI_{sh} = B_{blue} + 2.5 * Bgreen - 1.5*(BNIR + BSWIR-1) - 0.25 * BSWIR-2$	$AWEI_{sh} > 0$	Feyisa et al. (2014)
$AWEI_{nsh}$	AWEInsh = 4 * (Bgreen - BSWIR-1) - $(0.25 * B_{NIR-2} + 2.75 * B_{SWIR-1})$	$AWEI_{nsh} > 0$	Feyisa et al. (2014)
NDWI plus VI	$EVI = 2.5 * (B_{NIR} - B_{red}) / (B_{NIR} + 6.0 * B_{red} - 7.5 * B_{blue+1})$	EVI < 0.1 and (NDWI>NDVI or NDWI > EVI	Menarguez (2015)
mNDWI plus VI	$NDVI = (B_{NIR} - B_{red})/(B_{NIR} + B_{red})$	EVI < 0.1 and (mNDWI>NDVI or mNDWI >EVI	Menarguez (2015)
LSWI plus VI	$LSWI = (B_{NIR} - B_{SWIR-1})/(B_{NIR} +BSWIR-1)$	EVI < 0.1 and (LSWI>NDVI or LSWI > EVI	Menarguez (2015)

الف- شاخص نرمال شده رطوبت (NDWI)

این شاخص برای به حداکثر رساندن بازتاب آب با استفاده از طول موج سبز، به حداقل رساندن بازتاب کم NIR با ویژگی های اب، و بازتاب بالای NIR توسط ویژگی های پوشش گیاهی و خاک طراحی شده است. جایی که مادون قرمز نزدیک (NIR) و GREENبه ترتیب مقادیر بازتابی طیفی به دست آمده در بخش مادون قرمز و سبز طیف الکترومغناطیسی هستند. از لحاظ تئوری، مقادیر NDWI از +۱ تا -۱ است. یک مقدار NDWI که منفی یا نزدیک به صفر است به معنای بدون آب است در حالی که مقدار NDWI نزدیک به +۱ نشان دهنده بالاترین رطوبت است. این داده های به طور فزاینده ای برای نقشه برداری آب های سطحی و تالاب ها استفاده می شوند (مک فترز،۲۰۱۳).

$$NDWI = (B_{green} - B_{NIR})/(B_{green} + B_{NIR})$$

ب) شاخص اب اختلاف نرمال اصلاح شده (MNDWI)

MNDWI از NDWI مشتق شده است. تعدیل شاخص اب تفاوت (NDWI) به منظور افزایش بارزکردن ویژگی های اب در تصاویر سنجش از دور است. .ین شاخص می تواند مانع اختلاف ناشی از پوشش گیاهی، شهری وکوه ها شود و می تواند بخوبی اطلاعات اب را بارز سازد.

$$mNDWI = (Bgreen - BSWIR\text{-}1)/(Bgreen + BSWIR\text{-}1)$$

ج) AWEI

هدف اولیه فرمول بندی AWEI این بود که حداکثر جداسازی پیکسل های آب و غیر آب را از طریق تفکیک باند، اضافه کردن و استفاده از ضرایب مختلف به حداکثر برساند. بر این اساس، دو معادله جداگانه برای جلوگیری از پیکسل های غیر آب در نظر گرفته شده و سطح آب را با دقت بهبود می دهد. اولین شاخص AWEI nsh که یک شاخص جهت از بین بردن پیکسل هایی با سطوح ساخته شده از تیره در مناطق با پس زمینه شهری است ودومین شاخص AWEI sh که عمدتا برای بهبود بیشتر دقت با حذف پیکسل های سایه می باشد.

$$AWEInsh = 4 * (Bgreen - Bswir1) \_ (0.25 * B_{NIR} + 2.75 * B_{SWIR2})$$

$$AWEIsh = B_{blue+}0.25 * Bgreen -1.5* (B_{NIR} + B_{SWIR1})- 0.25 * B_{SWIR2}$$

د) NDWI plus VI

شاخص اصلاح شده ی EVI می باشد. این شاخص در واقع همان شاخص NDVI بهینه شده است. در واقع در این شاخص اثرات پخش اتمسفر حذف یا تعدیل می شوند.

$$EVI = 2.5 * (B_{NIR} - B_{red}) / (B_{NIR} + 6.0 * B_{red} - 7.5 * B_{blue+1})$$

و) mNDWI plus VI

شاخص اصلاح شده ی NDVI می باشد.

$$NDVI = (B_{NIR} - B_{red})/(B_{NIR} + B_{red})$$

ه) LSWI plus VI

شاخص اصلاح شده ی LSWI می باشد. عملکرد قابل قبول از LSWI می تواند به ویژگی آن در تعریف ویژگی های آب مخلوط با پوشش گیاهی مربوط باشد. مطالعات نشان می دهد که این شاخص قادر به افزایش ویژگی های آب به ویژه در مواردی است که مخلوطی از آب و پوشش گیاهی وجود دارد

$$LSWI = (B_{NIR} - B_{SWIR-1})/(B_{NIR} + BSWIR-1)$$

۲-۴. روش اعتبار سنجی: صحت کلی

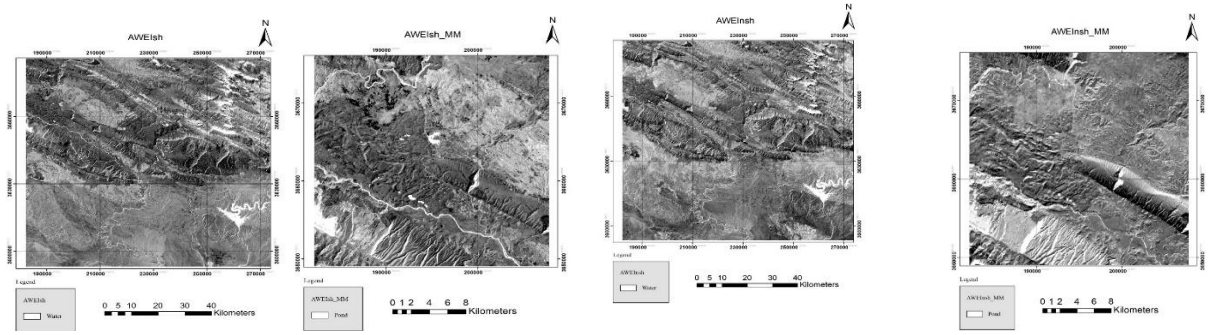
از مهم ترین فاکتورهایی که در گام اول در ماتریس خطا مورد توجه قرار میگیرد این فاکتور دقت را بر اساس تعداد پیکسل هایی که به درستی طبقه بندی شده اند محاسبه میکند. به عبارت دیگر تعداد پیکسل هایی که برای هریک از کلاس های مذکور به درستی طبقه بندی شده انـد به تمامی تعداد پیکسل های چک شده تقسیم میشوند. با استفاده از این فاکتور میتوان به دقت کلی نقشه تولید شده پی برد.

دقت کلی از جمع عناصر قطر اصلی ماریس خطا تقسیم بر تعداد کل پیکسل ها طبق رابطه زیر بدست می آید.دفت کلی طبقه بندی که بیانگرمیزان اعتبار طبقه بندی انجام شده است و در نقشه های کاربری استخراج شده از تصاویر ماهواره ای بایستی بیش از ۸۵درصد باشد.

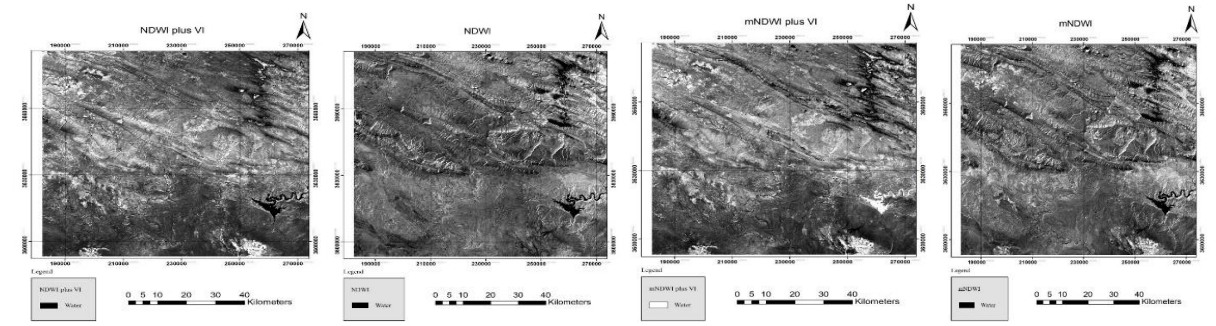
$$OA=1/n \sum Pij$$

۳. نتایج و بحث

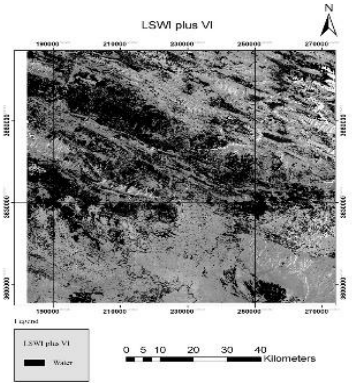
استخراج مرز پهنه آبی سد ها و تالاب ها با استفاده از شاخص های ذکر شده در شکل های ۳(الف تا ذ) و شکل ۴(الف تـا ذ) نشـان داده شده است. مساحت پهنه آبی تالاب ها با استفاده از شاخص های مربوطه استخراج و تغییـرات سـطح آب مـورد بررسـی قـرار گرفت (جدول ۲).



الف):شاخص AWEInsh-MM ب) شاخص AWEInsh پ) شاخص AWEIsh-MM چ) شاخص AWEIsh



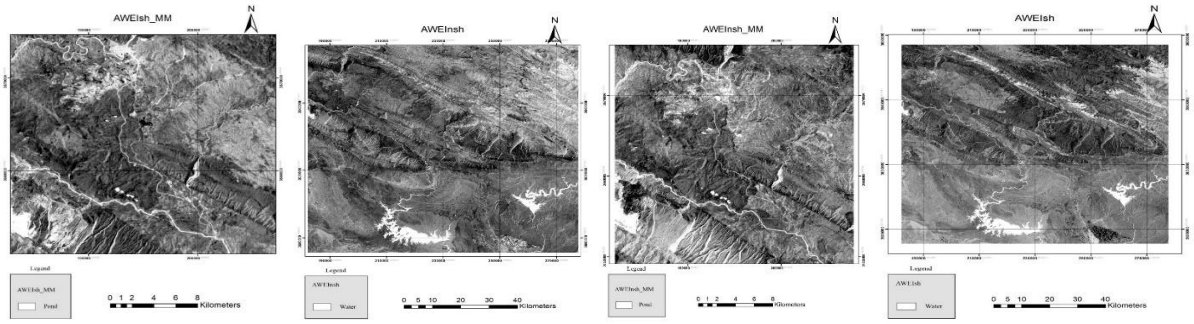
ج):شاخص MNDWI ح) شاخص m NDWI plus VI د) شاخص NDWI ذ) شاخص NDWI plus VI



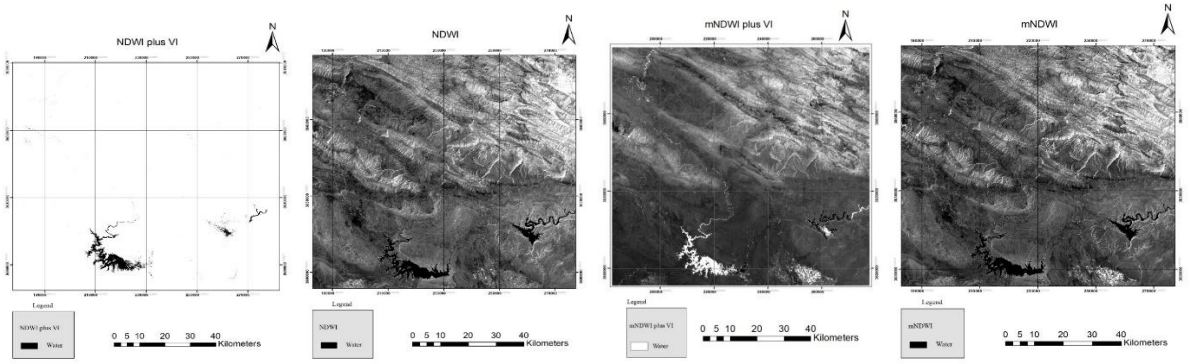
ر)شاخص LSWI plus VI

شکل۳:استخراج پهنه های آبی (تالاب هاو سدها) در سال۱۳۶۴

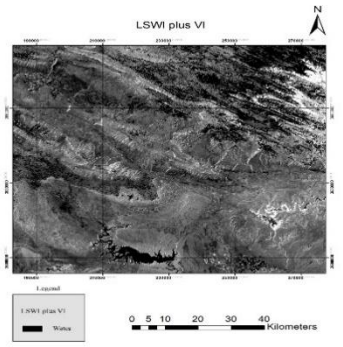
الف):شاخص AWEInsh-MM ب) شاخص AWEInsh پ) شاخص AWEIsh-MM چ) شاخص AWEIshج):شاخص MNDWIح) شاخص m NDWI plus VI د) شاخص NDWI ذ) شاخص NDWI plus VI ر)شاخص LSWI plus VI



الف):شاخص AWEInsh-MM ب) شاخص AWEInsh پ) شاخص AWEIsh-MM چ) شاخص AWEIsh



ج):شاخص MNDWI ح) شاخص m NDWI plus VI د) شاخص NDWI ذ) شاخص NDWI plus VI



ر)شاخصLSWI plus VI

شکل۴:استخراج پهنه های آبی (تالاب هاو سدها) در سال۱۳۹۷

الف):شاخصAWEInsh-MM ب) شاخصAWEInsh پ) شاخصAWEIsh-MM چ) شاخصAWEIshج):شاخص MNDWIح) شاخصm NDWI plus VI د) شاخص NDWI ذ) شاخصNDWI plus VI ر)شاخصLSWI plus VI

نتایج تحلیل صحت کلی در مقایسه با پهنه آبی تالاب ها استخراج شده از سرور گوگل ارث نشان می دهد که شاخص های AWEInshو AWEIsh با صحت کلی ۹۳ و ۹۹ درصد بهترین خروجی را ارائه می دهند (جدول ۳) و ۵ شاخص دیگر mNDWI،NDWI، mNDWI plus VI، NDWI plus VI و LSWI plus VI نتایج به نسبت متفاوتی در دوره زمانی بدست می دهند که بدترین ان ها شاخص LSWI plus VI می باشد.

جدول ۳: صحت کلی شاخص های AWEInsh و AWEIsh

Mab_SH_ Talab	Mab_NSH _Talab	صحت کلی
۲۱.۲۸	۳۵.۵۷	۱۳۶۴
۸۶.۶۵	۶۶.۵۴	۱۳۶۹
۹۸.۹۸	۹۶.۴۲	۱۳۷۴
۹۹.۷۹	۹۹.۷۹	۱۳۷۹
۹۱.۷۱	۹۱.۷۱	۱۳۸۴
۹۱.۸۷	۷۴.۵۲	۱۳۸۹
۹۸.۹۸	۹۶.۴۲	۱۳۹۴
۹۹.۱۹	۹۹.۹۹	۱۳۹۷

نتایج نشان می دهد که شاخص LSWI PLUS VI ناتوان در استخراج سطح اب سد ها و تالاب های در سالهای ۱۳۶۴ تـا ۱۳۸۹ است (باکمترین میزان صحت کلی) به دلیل حساسیت زیاد به مناطق ابی زمین های کشاورزی وگیاهان و همچنین سایه هـا راهـم جز محدوده ی ابی درنظرگرفته است. اما برای سال های ۱۳۹۴و ۱۳۹۷ در استخراج سطح اب سدها و تالاب ها مـوثر بـوده اسـت. درحالی که شاخص AWEIsh و AWEInsh بالاترین نتایج صحت را بدست می دهد. براین اساس این دو شـاخص بـرای مـدل تغییرات مکانی و زمانی سطح پهنه آبی در سدهای دز و کرخه و تالاب ها در دوره ی ۱۳۶۴ تا ۱۳۹۷استفاده شدند.

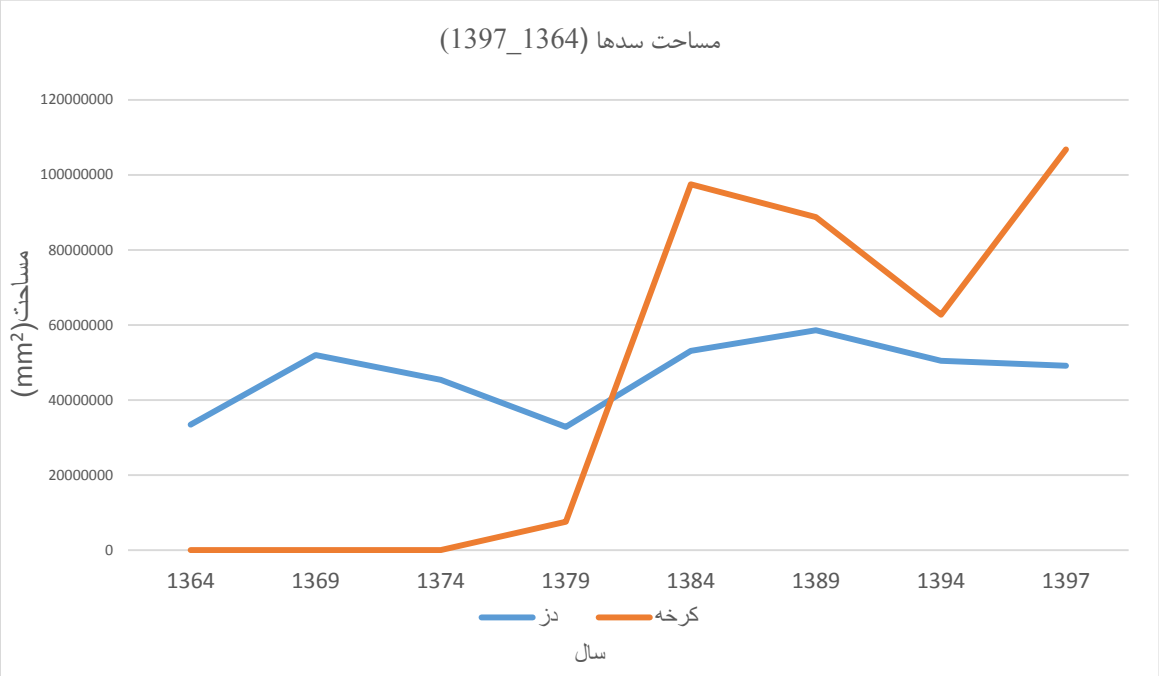
نتایج این پژوهش نشان می دهد که مساحت سطح سد دز در سال۱۳۶۴، ۳۳۴۳۵۰۲۴.۴ مترمربع، در سال۱۳۷۹، ۳۲۸۳۱۷۵۷.۹ که بیشترین کاهش مساحت سد دز را داشته و درسال ۱۳۸۹، ۵۸۵۹۰۷۵۲.۸ مترمربع بیشترین افزایش مسـاحت و درسـال۱۳۸۹، ۴۹۱۴۹۳۵۲.۰۹ متر مربع یعنی اخرین سال می باشد. بررسی ها نشان دهنده ی روند کاهش شدید تغییرات سـطح اب سـد دز در سال ۱۳۸۹و همچنین سال های اخر دوره یعنی ۱۳۹۴ و۱۳۹۷ مـی باشـد. همچـین بـرای سـد کرخـه در سـال ۱۳۹۴ بیشـترین مقدارکاهش رانشان می دهد که این تغییر عمدتا در جهت امتداد مسیر رودخانه منتهی بـه سـدها و همچنـین درجهـت جنـوب و جنوب غربی میباشد (شکل ۵).

نتایج تحلیلی تغییر سطح آبی تالاب ها نشـان از فصـلی بـودن تـالاب هـا در منطقـه دارد. سـطح آب تـالاب هـا در سـال ۱۳۶۴، ۹۳۱۸۹۶ مترمربع است و در سال ۱۳۹۷، ۱۴۶۰۸۱۹.۷ مترمربع تغییر یافته که کمترین مساحت درسال۱۳۶۵، ۴۷۷۹۳.۲ مترمربع و بیشترین افزایش در سال ۱۳۷۴، ۱۵۲۶۵۲۵ مترمربع می باشد. مقایسه ی مسـاحت تـالاب هـای یـازده گانـه پلدخترنشـان مـی دهدکه تالاب های گوری بلمک وگوری کبود نسبت به سایر تالاب هـا سـطح بیشـتری را پوشـش مـی دهنـد وکـوچکترین تـالاب محدوده ی،تالاب گوری سیاه است.با بررسی تالاب گوری بلمک که بزرگترین تالاب درمحدوه مورد نظر است و بصورت فصـلی مـی باشد، شاهد کم آبی و حتی خشکسالی تالاب در سال های ۱۳۶۹،۱۳۷۹و۱۳۸۴ می باشیم. اما برای تـالاب هـای تکانـه و لفانـه۱و لفانه۲ که در۶ کیلومتری جنوب شهرپلدختر و نزدیکترین تالاب ها به تالاب گوری بلمک می باشـند رونـدکاهش تغییـرات ازسـال ۱۳۷۴به بعد تشدید یافته است و برای تالاب های گوری زردآبه و گوری سیاهه که در ۱۸ کیلومتری جنوب شـرقی پلـدختر اسـت روند کاهش تغییرات از سال ۱۳۷۹بوده است. بطوری که برای سال های۱۳۸۴و۱۳۸۹ حتی تالاب سیاهه خشـک شـده اسـت. امـا برای ۴ تالاب منطقه تنگ فنی (تاف ۱و تاف۲،جمجمه ،گری کبود) تقریبا روند مشابه ای با تالاب های قبـل مسـتند شـده اسـت، یعنی بعد از سال ۱۳۷۹روند کاهش شدید تغییرات را نشان می دهند (شکل ۶).

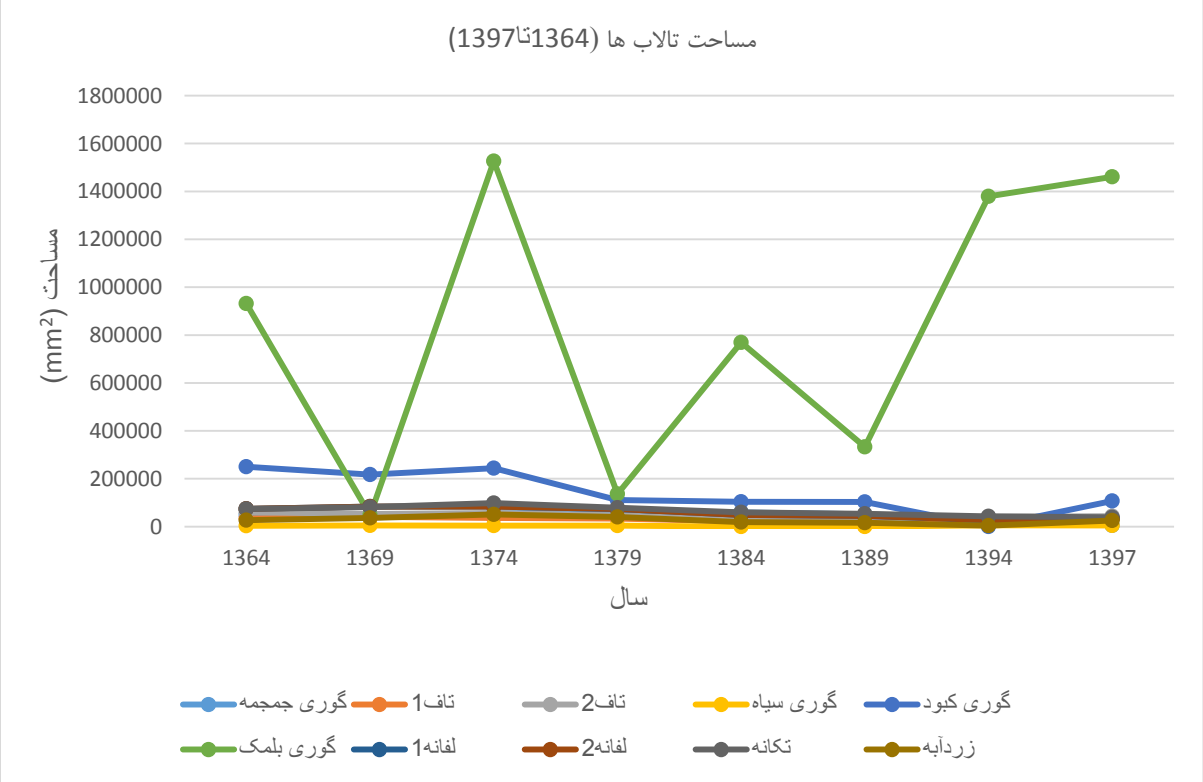
جدول ۲. مساحت (بر حسب متر مربع) پهنه های آبی بدست آماده بر اساس شاخص AWEInsh. طی سال‌های ۱۳۶۴ تا ۱۳۹۷ برای سد دز و کرخه و تالاب های شهرستان پلدختر

مساحت	۱۳۶۴	۱۳۶۹	۱۳۷۴	۱۳۷۹	۱۳۸۴	۱۳۸۹	۱۳۹۴	۱۳۹۷
دز	۳۳۴۳۵۰۲۴	۵۲۰۱۱۹۷۸	۴۵۳۶۸۸۱۳	۳۲۸۳۱۷۵۸	۵۳۱۱۳۶۱۶.۴	۵۸۵۹۰۷۵۳	۵۰۴۵۳۵۹۵	۴۹۱۴۹۳۵۴
کرخه	۰	۰	.	۷۵۵۳۷۸۹	۹۷۵۱۱۷۰۹.۲	۸۸۷۴۷۶۸۴	۶۲۷۲۴۵۰۲	۱۰۶۷۷۴۹۳۶.۷
گـــــوری جمجمه	۴۸۱۴۳.۷	۳۸۴۱۱	۵۵۰۳۲.۳	۶۵۰۰۹.۹	۵۹۷۷۷	۵۱۴۸۵.۷	۳۴۴۸۳	۴۸۴۲۳
تاف۱	۳۴۳۸۹.۴4	۴۰۹۴۳.۴	۳۶۵۲۱	۳۳۲۲۵.۲	۲۲۴۱۱.۳	۳۴۷۱.۴	۲۹۹۲۱	۳۳۴۳۸.۳
تاف۲	۶۰۵۴۶.۴	۵۲۸۸۵.۶	۵۶۶۳۸.۹	۴۶۷۷۳.۳	۲۷۸۸۰.۵	۲۷۸۸۶.۶	۴۱۸۳۴.۹	۴۳۲۴۳.۶
گوری سیاه	۳۶۵۷.۹	۴۵۵۵.۸	۴۲۱۳.۹	۳۹۹۵.۸	.	.	۵۳۴۸.۶	۵۰۵۰.۴
گوری کبود	۲۴۹۹۳۳.۹	۲۱۷۳۰۱.۴	۲۴۳۹۷۴.۸	۱۱۰۹۱۹.۴	۱۰۳۸۶۱	۱۰۲۸۸۰.۴	۰	۱۰۶۷۵۹.۵
گوری بلمک	۹۳۱۸۹۶	۴۷۷۹۳.۳	۱۵۲۶۵۲۵	۱۳۶۲۴۲.۲	۷۶۹۴۳۲.۴	۳۳۳۱۷۹.۸	۱۳۷۹۳۱۶	۱۴۶۰۸۱۹.۷

لفانه۱	۷۴۴۵۶.۷	۸۳۸۲۸.۵	۸۳۶۸۱.۳	۷۳۵۷۲.۸	۴۸۶۶۰.۵	۴۵۰۴۷.۵	۲۷۴۲۷.۵	۳۳۶۳۵.۹
لفانه۲	۷۴۴۵۶.۷	۸۳۸۲۸.۵	۸۳۶۸۱.۳	۷۳۵۷۲.۸	۵۸۶۶۰.۵	۴۵۰۴۷.۵	۲۷۴۲۷.۵	۳۳۶۳۵.۹
تکانه	۷۳۳۱۱.۱	۸۱۳۲۹.۵	۹۸۰۵۷.۵	۷۸۸۳۸.۸	۵۹۵۹۵.۹	۵۳۸۷۵.۴	۴۳۰۴۷.۹	۳۹۱۹۰.۱
زردآبه	۲۶۶۶۹.۹	۳۵۹۲۰.۷	۵۱۰۰۹.۹	۴۰۵۵۴.۳	۱۹۰۶۶.۷	۱۶۱۲۷.۰۳	۳۸۷۰.۳	۲۵۴۹۱.۶



شکل ۵: نمودار تغییرات مساحت سد کرخه و دز طی سال های ۱۳۶۴ تا ۱۳۹۷



شکل ۶: نمودار تغییرات مساحت پهنه آبی تالاب های طی سال های ۱۳۶۴ تا ۱۳۹۷

۴. نتیجه گیری:

نتایج بدست آمده جهت تعیین تغییرات پهنه آبی تالاب ها با استفاده از شاخص های آبی نشان داد که شاخص هـای AWEInsh و AWEIsh با صحت کلی ۹۳ و ۹۹ درصد بهترین نتایج را ارائه می دهند و در تعیین پهنه های آبـی بـا مسـاحت کـم قابلیـت استفاده بیشتری دارند. همچنین روند تغییرات پهنه آبی ۱۲ تالاب در استان لرستان به اسامی تالاب های لفانه ۱ ، لفانه ۲ ، تکانه ، تاف ۱ ، تاف ۲ ، جمجمه ، گری کبود ، گری بلمک ، زردابه ، و سیاهه شهرستان پلدختر ، تالاب بیشه دالان شهرسـتان بروجـرد و تالاب تنور در شهرستان دورود، طی دوره ۱۳۶۴ تا ۱۳۹۷ نشاندهنده کاهش شدید مساحت پهنه آبـی در ایـن تـالاب هـا و رونـد نزولی آن می باشد که یافتن دلایل این کاهش پهنه آبی در این تالاب ها نیازمند تحقیقات بیشتر می باشد.

منابع:

درویش صفت، ع.، ۱۳۷۷. برآورد صحت نقشه های موضـوعی پایگاه داده GIS. پنجمین همایش سامانه های اطلاعات جغرافیایی، ۲۴ اردیبهشت ۱۳۷۷، تهران، ایران.

رحیمی بلوچی، ل. و ملکمحمدی، ب.، ۱۳۹۲. ارزیابی ریسکهای محیط زیستی تالاب بین المللی شادگان بر اساس شاخص های عملکرد اکولوژیکی، محیط شناسی۳۹(۶۵)،صحفات ۱۰۱_۱۱۲.

زبردست، ل. و جعفری، ح.، ۱۳۸۹. ارزیابی روند تغییرات تالاب انزلی با استفاده از سنجش ازدور و ارائه ی راه حل مدیریتی، مجله محیطشناسی، ۵۷، صفحات ۵۷_۶۴

امینی، ج .، ۱۳۸۸. ترجمه پردازش کامپیوتری تصاویر سنجشازدور، تألیف پاول ام میتر، انتشارات دانشگاه تهران.۵۷۶ ص.

برنامه مدیریت جامع تالاب شادگان، ۱۳۸۹. سازمان حفاظت محیطزیست، طرح حفاظت از تالابهای ایران.

حجازی، س. ج.، زارعی، ر.، گودرزی، م.، ۱۳۹۰. بررسی و ارزیابی اثرات جغرافیایی و زیست محیطی گردشگری با استفاده از مدل (AHP)نمونه موردی: تالاب بین المللی شادگان(، فصلنامه اکو بیولوژی تالاب / دانشگاه آزاد اسلامی واحد اهواز، (۹) ۳، صفحات ۵۹_۷۰.

مجنونیان، ه. ۱۳۷۷. تالاب‌ها: طبقه‌بندی و حفاظت تالاب‌ها: ارزش‌ها و کارکردها. انتشارات سازمان حفاظت محیط زیست. ۱۷۰ صفحه.

مخدوم، م. و همکاران. ۱۳۸۰. ارزیابی و برنامه ریزی محیط زیست با سامانه‌های اطلاعات جغرافیایی. انتشارات دانشگاه تهران. ۳۰۴ صفحه.

Olhan, E., Gün, S., Ataseven, Y., Arisoy, H., 2010. Effects of agricultural activities in Seyfe Wetland, Scientific Research and Essay, Vol. 5(1), pp. 9-14.

Rai, V., 2008. Modeling a wetland system – The case of Keoladeo National Park (KNP), India. Ecological Modelling, Vol. 210 (3), pp. 247-252.

Jones,K., et al. 2008. Monitoring and assessment of wetlands using Earth Observation. Journal of Environmental Management. Article in press.

Lambin,E.F., H.,Geist. 2006. Land-Use and Land-Cover Change: Local Processes and Global Impacts. Springer.

Ozesmi,S.L., E.M.,Bauer. 2002. Satellite remote sensing of wetlands. Wetlands Ecology and Management. (10): 381-402.

Augustine M. and Warrender, F ., 1998. Wetland classification using optical and radar data and neural network classification, Int. J . of Remote Sensing. Vol. 19, pp. 1545-1560.

Chen, X., 2002. Using remote sensing and GIS to analyze land cover change and its impacts on regional sustainable development, Int. J. Remote Sensing. Vol.23, pp. 107-124.

Emadi, M ., Baghernejad, M., Pakparvar, M. and Kowsar, S. A., 2010. An approach for land suitability evaluation using geostatistics, remote sensing, and geographic information system in arid and semiarid ecosystems, Environmental Monitoring and Assessment. vol. 164, pp. 501–511.

McFeeters, S K. "The use of Normalised Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features." *International Journal of Remote Sensing*, 1996: 1425-1432.

Xu, H. "Modification of the Normalised Difference Water Index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery." *International Journal of Remote Sensing* 27 (2006): 3025-3033.

Feyisa, G.L.; Meilby, H.; Fensholt, R.; Proud, S.R. AutomatedWater Extraction Index: A new technique for

surface water mapping using Landsat imagery. Remote Sens. Environ. 2014, 140, 23–35.

Menarguez, M.A. Global Water Body Mapping from 1984 to 2015 Using Global High Resolution Multispectral Satellite Imagery; University of Oklahoma: Norman, OK, USA, 2015.

Bortels, L, J C Chan, R Merken, and N Koedam. "Long-term monitoring of wetlands along the Western-Greek migration route using landsat and ASTER satellite images. Amvrakikos Gulf (Greece)." *Journal of National Conservation* 19 (2011): 215-223.

Chander, G., B. L. Markham, and D. L. Helder. 2009. Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. Remote Sensing of Environment 113:893-903.

Crist, E.P. and Cicone, R.C. 1984. A Physically-Based Transformation of Thematic Mapper Data-The TM Tasseled Cap. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 1984, 22, 256–263.

Crist, E.P. A TM. 1985. Tasseled Cap Equivalent Transformation for Reflectance Factor Data.

Remote Sens. Environ. 17, 301–306.

Devranche, A, G Lefebvre, and B Poulin. "Wetland Monitoring using classification trees and SPOT-5 seasonal time series." *Remote Sensing Environment* 114 (2010): 552-562.

Du, Z, et al. "Estimating surface waterarea changes using time-series Landsat data in Qingjiang River Basin, China." *Journal of Applied Remote Sensing*, 2012

Elvidge, C.D., and Chen, Z., (1995), Comparison of broad-band and narrow- band red and near - infrared vegetation indices, Remote

Sensing of Environment, 54(1), PP.38-48.

Gong, P., Pu, R., Biging, G.S., and Larrieu, M.R., (2003), Estimation of forest leaf area index using vegetation indices derived from Hyperion hyper spectral data, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 40, PP.1355-1362.

Goward, S.,N.,G.,D., Cruickshanks, and A.,S., Hope (1985), Observed relation between thermal emission and reflected spectral radiance of a complex vegetated landscape, Remote Sensig of Environment, 18, PP.137-146.

Goward, S.N., Xue, Y., and Czajkowski, K.P., (2000), Evaluating land surface moisture conditions from the remotely sensed temperature/vegetation index measurements an exploration with the simplified simple biosphere model, Remote Sensing of Environment, 79, PP.225– 242.

Haboudane, D., Miller, J.R., Pattey, E., Zarco-Tejada, P.J., and Strachan, I.B., (2004), Hyper spectral vegetation indices and novel algorithms for predicting green LAI of crop canopies: Modeling and validation in the context of precision agriculture, Remote Sensing of Environment, 90, PP.337-352.

Hoersch, B.G., Braun and U., Schmidt., (2002), Relation between landform and vegetation in alpine regions of Wallis, Switzerland, A multiscale remote sensing and GIS approach, Computers, Environment & Urban Systems, 26, PP.113-139.

Huete, A.R. (1988), A Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI), Remote Sensing of Environment, 25(3), PP.295-309.

Jiang, J., Tian, G. (2010), Analysis of the impact of land use/land cover hange on land surface temperature with remote sensing,Procedia Environ, Sci., 2, PP.571–575.

Kurt, S., Karaburun, A, and Demirci, A. (2010), Coastline changes in Istanbul between 1987 and 2007, Scientific Research and Essays, Vol.5 (19), PP. 3009-3017.

Gomarasca M, Brivio P, Pagnoni F, Galli A, One century of land use changes in the metropolitan area of Milan (Italy), International Journal of Remote Sensing, 1993, 14, 211-223.

ارزیابی اثرات اکسیداتیو غلظت بالای نانوذرات کرومیت بر دیابت نوع۲

*نویسنده مسئول: محبوبه داوری مقدم ، دانشجوی کارشناسی ارشد ، davari.mh@yahoo.com

سایر نویسندگان: دکتر رامین ساریخانی ، عضوهیئت علمی دانشگاه لرستان،دکتر مسعود علیرضایی عضو هیئت علمی دانشگاه لرستان،دکتر محسن عادلی عضو هیئت علمی دانشگاه لرستان،دکتر آرتیمیس قاسمی دهنوی عضو هیئت علمی دانشگاه لرستان

چکیده

کرومیت به عنوان کانه فلزی کروم، در سیستم مکعبی رده اکتائدریک متبلور می شود . مقاومت به انسولین به شدت با چاقی و عدم تحرک جسمی در ارتباط است. استرس اکسیداتیو عبارت است از عدم تعادل بین تولید رادیکال های آزاد اکسیژن و ظرفیت دفاع آنتی اکسیدانی بدن می باشد، به شدت با دیابت و عوارض آن در ارتباط است. در پژوهش حاضر برای بررسی تاثیراکسیداتیو نانوذرات کرومیت با دوز بالا بر درمان دیابت نوع۲ انجام شد. در این مطالعه۳۲ سر موش صحرای به۴ گروه مساوی تقسیم شدند.گروه اول: کنترل،گروه دوم: دیابتیک ،گروه سوم: موش های دیابتیک در یافت کننده دوز ۲۰۰۰میکروگرم کرومیت ،گروه چهارم: موش های صحرایی سالم دریافت کننده دوز ۲۰۰۰ میکروگرم کرومیت . در طی دوره ی درمان کرومیت را روزانه در آب محلول نموده وبه موش ها خورانده شدبا پایان دوره و خون گیری مستقیم از قلب ، نمونه خون ها برای انجام آزمایش های بیو شیمیایی جمع آوری شدند.فاکتور های از قبیل تری گلیسرید ،کلسترول ،قندخون ،HDL،LDL وهموگلوبین HbA1c اندازه گیری شدند. تری گلیسرید گروه دیابتیک دریافت کننده کرومیت با دوز ۲۰۰۰میکروگرم افزایش معنی داری داشت .HbA1c در گروه دیابتی در یافت کننده کرومیت بادوز۲۰۰۰میکروگرم با گروه دیابتیک کاهش معنی داری داشت $p<0.05$ LDLو HDL درمیان گروه ها تفاوتی نداشت. کلسترول گروه دیابتیک دریافت کننده کرومیت بادوز ۲۰۰۰میکروگرم افزایش معنی داری با سایر گروه داشت.بنابراین به نظر می رسد علیرغم این که کروم در دوزهای پایین برای بهبود بیماری دیابت استفاده می گردد کرومیت در دوز ۲۰۰۰میکروگرم نقش اکسیداتیو و مخرب دارد.

کلیدواژه: کرومیت ،دیابت ،اکسیداتیو،مقاومت به انسولین

Evaluation oxidative effects of high Chromite nanoparticles dose on type 2 diabetes

*Corresponding Author: Mahboubeh Davari Moghaddam, MSc student of Environmental Geology, davari.mh@yahoo.com

Other Authors: Dr. Ramin Sarikhani, Lorestan University Academic Member, Dr. Masoud Alirezaie, Lorestan University, Dr. Mohsen Adeli, Lorestan University, Dr. Artemis Ghasemi Dehnavi, Lorestan University...

Abstract

Chromite, as a chromium metal ore, crystallizes in an octahedric cube system. Insulin resistance is strongly associated with obesity and physical inactivity. Oxidative stress is an imbalance between the production of oxygen free radicals and the body's antioxidant defense capacity, strongly associated with diabetes and its complication . In the present study the effect of high-dose antioxidant chromite nanoparticles in the treatment of type 2 diabetes. In this study, 32 rats were divided into 4 equal groups Group 1: Control, Group 2: Diabetic, Group 3: Diabetic rats

receiving 2000 µg chromite, Group 4: Normal rats receiving 2000 µg chromite. During the treatment period, the chromite was dissolved daily in water and fed to rats. By the end of the period and the blood directly from the heart, blood samples were collected for biochemical test. Factors such as triglyceride, cholesterol, blood glucose, LDL, HDL and HbA1c were measured. Triglyceride in the diabetic group receiving chromite at a dose of 2000 µg significantly increased. HbA1c in the diabetic group was significantly decreased in the 2000 µg chromatin-treated diabetic group ($p < 0.05$). LDL and HDL were not different between groups. Cholesterol in the diabetic group receiving chromatin at a dose of 2000 µg significantly increased with the other group. So it seems despite the fact that Chrome is used in low doses to improve diabetes, chromite at a dose of 2000 µg role of oxidative and destructive.

Key Words: Chromite, Diabetes, Oxidative, Insulin resistance

مقدمه

کرومیت به عنوان کانه فلزی کروم، در سیستم مکعبی رده اکتائدریک متبلور می شود .از نظر ساختمانی به گروه اسپینل ها تعلق دارد و اغلب به صورت دانه ریز و متراکم یافت می شود، تک بلور آن کمیاب بوده و دارای سطوح شکست ناصاف می باشد، کرومیت عمدتا فاقد کلیواژ یا سطح جدایش است .(۱) سنگ های افیولیتی فرومد در بخش باختری افیولیت سبزوار واقع شده اند .رخنمون اصلی آنها در استان خراسان رضوی، در شمال سبزوار و انتهای دنباله باختری آنها در ناحیه فرومد قابل پیگیری است .بر پایه تقسیم بندی استوکلین و نبوی ناحیه فرومد بخشی از ایران مرکزی است .این منطقه بر پایه نقشه زمین ساخت خاورمیانه در پهنه سبزوار و در نقشه پهنه های رسوبی ساختاری ایران در لبه شمالی گنداوانا قرار دارد. به طور کلی سکانس افیولیتی منطقه فرومد دارای روند خاوری- باختری بوده و مشتمل بر هارزبورژیت ها، دونیت ها، سرپانتینیت ها، توده های گابرویی، سنگهای بازالتی- آندزیتی، پیلولاواها، دایکهای دیابازی رودنژیتی شده، سنگ آهک ها، چرت ها و سنگ های پیروکلاستیکی می باشد. مرز واحدهای مختلف افیولیتی در اکثر موارد گسله بوده و علاوه بر این در برخی موارد توده های داسیتی همراه با مجموعه افیولیتی دیده می شوند.(۲) مقاومت به انسولین به شدت با چاقی و عدم تحرک جسمی در ارتباط است. گفته می شود مقاومت به انسولین در شرایطی وجود دارد که اثرات بیولوژیکی انسولین برای دفع گلوکز در عضله اسکلتی و سرکوب تولید گلوکز درون زا در درجه اول در کبد مورد انتظار کمتر باشد. ارتباط تنگاتنگی بین مقاومت به انسولین و مسیرهای سیگنالینگ التهابی کلاسیک نیز اخیراً مشخص شده است.(۳) مقاومت به انسولین در نتیجه از بین رفتن حساسیت بافت ها به آثار طبیعی انسولین ایجا د می شود وموجب هیپر گلیسمی ،هیپر تری گلیسریدمی وافزایش غلظت اسید های چرب آزاد می گردد.(۴)از آنجایی که بدن سعی می کند غلظت های گلوگز پلاسما را طبیعی نگه دارد ،مکانیسم جبرانی افزایش ترشح انسولین در نهایت ممکن است به نارسایی پانکراس منجر شود.پاتو فیزیولوژی وضعیت مقاومت به انسولین ،علاوه بر پیدایش دیابت نوع ۲، موجب چاقی ،آترواسکلروز،پرفشاری خون ودیس لیپیدمی می باشد.مطالعات آینده نگر نشان داده اند که دیابت نوع ۲هنگامی اتفاق می افتد که سلول های بتای پانکراس نتوانند وضعیت مقاومت به انسولین را جبران کنند.تصور می شود که مقاومت به انسولین بیشتر نتیجه نقص در مسیر پیغام رسانی پس از گیرنده ی انسولین باشد.(۵) هیپر گلیسمی یک عامل اولیه و مهم در ایجاد عوارض دیابت است، اما عوامل اکسیداتیو و رادیکال های آزاد نیز به دنبال هیپرگلیسمی در ایجاد پیامد ها و عوارض دیابت دخیل هستند.(۶) علائم هیپرگلیسمی شامل پرادراری، پرنوشی، کاهش وزن، گاهی اوقات با اشتهای زیاد، و تاری دید می شو د . اختلال رشد و حساسیت به عفونت های خاص نیز ممکن است همراه با هیپرگلیسمی مزمن باشد. (۷) استرس اکسیداتیو که عبارت از عدم تعادل بین تولید رادیکال های آزاد اکسیژن و ظرفیت دفاع آنتی اکسیدانی

بدن می باشد، به شدت با دیابت و عوارض آن در ارتباط است. رادیکال های آزاد، اتم ها یا مولکول هایی هستند که دارای الکترون فرد بوده و به علت داشتن همین الکترون بسیار واکنش پذیر و ناپایدار هستند و برای رسیدن به پایداری به سایر مولکول ها برخورد کرده و تعدادی مولکول بی ثبات تری ایجاد می کنند و موجب تخریب سلول می شود. سه نوع مهم و شناخته شده رادیکال های آزاد عبارتند از: هیدروکسیل OH ، سوپر اکسید، پر اکسید. اغلب رادیکال های آزاد توسط میتوکندری تولید می شود و بیشترین تخریب خود را روی غشا و DNA انجام می دهند . بیشتر رادیکال های آزاد دربدن از اکسیژن مشتق می شود. مطالعات گسترده روی استرس اکسیداتیو نشان داده که هیپرگلیسمی و هیپرانسولینمی و مقاومت به انسولین باعث افزایش استرس اکسیداتیو ها و تولید رادیکال های آزاد در سلول می شود.(۸) آنتی اکسیدان ها از طریق واکنش با رادیکالهای آزاد و گونه های فعال باعث کاهش یا جلوگیری از استرس اکسیداتیو میشوند (۹). رادیکال آزاد حاصل شکستگی نابرابر پیوندهای یک مولکول پایدار می باشدو خود اتم یا یونی است که دارای یک یا چند الکترون جفت نشده باشد. (۱۰)رادیکال های آزاد در پاتوژنز انواع بیماری ها از قبیل سرطان،بیماری های نرودژنراتیو،دیابت وپیری و...نقش مهمی دارند.(۱۱)این ترکیبات به انواع مولکول های بیولوژیکی حمله می کنند وباعث تغییر ساختاری وبیوشیمیایی آن ها می شود.(۱۲) آهن فراوانترین فلز موجود در بدن است. این عنصر به عنوان جزئی از هموگلوبین، میوگلوبین، سیتوکروم، کاتالاز،پراکسیداز، گزانتین اکسیداز و آلفا گلیسرو فسفو دهیدروژناز شناخته شده است.(۱۳) . هدف از انجام مطالعه حاضر برسی اثرات مخرب غلظت بالای کرومیت در مدل دیابتیک موش صحرایی بود.

روش مطالعه

در پژوهش حاضر برای بررسی تاثیراکسیداتیو نانوذرات کرومیت بر درمان دیابت ۳۲ سر موش صحرای خریداری گردید و به۴ گروه ۸تایی تقسیم شدندکه عبارتند :از گروه اول شاهد ،گروه دوم دیابتیک شده شاهد،گروه سوم دیابتیک شده دریافت کننده ۲۰۰۰میکروگرم کرومیت ، ،گروه چهارم موش های سالم دریافت کننده ۲۰۰۰ میکروگرم کرومیت. در گروه های دیابتی با تزریق درون صفاقیSTZ حل شده در بافر سیترات سدیم دیابتی شدند.در طی دوره ی درمان کرومیت را روزانه در آب محلول نموده وبه موش ها خورانده شد.پس اتمام دوره ،خون گیری مستقیم از قلب انجام شد ونمونه خون ها برای انجام آزمایش های بیو شیمیایی جمع آوری شدند.فاکتور های از قبیل تری گلیسرید ،کلسترول ،قندخون ،HDL،LDL وهموگلوبین HbA1c ندازه گیری شدند.کانی مورد مطالعه از معدن فرومد سبزوار تهیه شد. با دستگاه آسیای گلوله ای کانی کرومیت در اندازه ۲۰۰و۵۰۰نانومتر پودر شد. میانگین قطر ذرات ۴۷/۸۲نانو متر بود. در نتایج حاصل از SEM در صد پراکندگی عناصربه ترتیب کروم ،اکسیژن،آهن،منیزیم،سیلیس ،آلومینیم می باشند که سیلیس به عنوان ناخالصی شناخته می شود.باتوجه به مطالعات گذشته آهن میتواند نقش اکسیداتیو را ایفا کند .

بحث و نتیجه‌گیری

باتوجه به نتایج حاصل شده از آزمایش های بیوشیمیایی صورت گرفته در میان تمام گروه ها HDLوLDL تفاوت معنی دار ی وجود نداشت .تری گلیسرید گروه دیابتیک در یافت کننده کرومیت با دوز ۲۰۰۰میکروگرم با تمام گروه ها افزایش معنی داری داشت .HbA1cدر گروه دیابتی در یافت کننده کرومیت ۲۰۰۰با گروه دیابتیک کاهش معنی داری داشت. FBSگروه دریافت کننده کرومیت با دوز۲۰۰۰ میکروگرم با گروه دیابتیک کاهش معنی داری نشان داد. کلسترول گروه

دریافت کننده کرومیت با دوز ۲۰۰۰میکروگرم افزایش معنی داری با سایر گروه ها داشت .هنگامی که ذخایر آهن بافتی طی مصرف زیاد و طولانی آهن بیشتر از حد باشد می تواند منجر به آسیب های پراکسیداتیو در کبد شود. درواقع افزایش آهن از طریق واکنشهای فنتون و هابروایس باعث تولید رادیکالهای ازاد و ایجاد اثرات اکسیداتیو شده و بیماری دیابت را پیچیده تر می کند. بنابراین علیرغم اثرات درمانی کروم در دوزهای پایین بنظر می رسد کرومیت با غلظت بالا د ارای اثرات مخرب اکسیداتیو است.

منابع فارسی

۱- شیرازی ،عارف؛شیرازی ،عادل؛خاک مردان ،شایان؛هزار خانی ،اردشیر."از کلیات تا اکتاشف کرومیت ".سومین کنفرانس بین المللی یافته های نوین علوم وتکنولوژی.(۱۳۹۶-۱۳۹۷).

۲-ایرانی ،زهرا؛بمانی، مهدی." مقایسه و بررسی کاربرد تصاویر لندست ۷ و ۸ به منظور اکتشاف کرومیت درمحدوده افیولیت فرومد".مجموعه مقالات هجدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، صفحه ۱۱۹-۱۲۳. اردیبهشت(۱۳۹۷).

۸-.شمیرانی،الهام ؛ناجی،طاهره." مروری بر نقش آنتی اکسیدان ها در درمان دیابت نوع۲". ۴۴ ،تشخیص آزمایشگاهی ،۱۳۶ ،(۱۳۹۶).

۱۳-مسلمی ،نفیسه؛نجف زاده ،حسین؛کوچک،مریم ؛شهریاری،علی؛ بررسی تاثیر مصرف نانو اکسید آهن بر پروفایل لیپیدی و شاخصهای استرس اکسیداتیو در سرم و کبد موش صحرایی. دو ماهنامه علمی– پژوهشی فیض، دوره هفدهم، شماره ۳، صفحات۲۴۷-۲۵۴. (مرداد و شهریور ۱۳۹۲).

References

۳-Stumvoll M, Goldstein B J, Haeften T W van . "Type 2 diabetes: principles of pathogenesis and therapy." Lancet; 365: 1333–46.(2005).

٤- Garg A, Helderman JH, Koffler M, Ayuso R, Rosenstock J, Raskin P. "Relationship between lipoprotein levels and in vivo insulin action in normal young white men". Metabolism; 37: 982-7.(1988).

۵-Taskinen MR. "Insulin resistance and lipoprotein metabolism". Current Opinion in Lipidology; 6: 53-۱۶۰.(1995).

۶- Stratton IM, Adler AI, H Neil AW. "Associationof Glycaemia with macrovascular and microvascu lar complications of type 2 diabetes " ukpds 35: Prospective observational study BMJ; 321: 405-12. (2000).

۷-American Diabetes Association,"Diagnosis and Classification of Diabetes Mellitus".Diabetes Care Volume 37, Supplement 1, January .(2014).

۹-Powers SK, Jackson MJ. Exercise-induced oxidative stress: cellular mechanisms and impact on muscle force production. Physiological reviews. 88(4):1243-76.(2008).

۱۰-Halliwell B, Gutteridge J. Free Radicals in Biology and Medicine. 4th Edition, Oxford: Clarendon Press; (2006).

۱۱-Pham-Huy LA, He H, Pham-Huy C. Free Radicals, Antioxidants in Disease and Health. Int JBiomed Sci. 4(2): 89-96.(2008).

۱۲-Wu D1, Cederbaum AI. Alcohol Oxidative Stress, and Free Radical Damage. Alcohol Res Health. 27(4): 277-84.(2003).

بررسی آلودگی عناصر بالقوه سمناک در آب و رسوب منطقه کوهپایه-سگزی

کیمیا پاک طینت، دانشجوی کارشناسی ارشد، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز
دکتر مهدی زارعی*، هیئت علمی بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز: zareim@shirazu.ac.ir
دکتر بهنام کشاورزی، هیئت علمی بخش زمین، دانشگاه شیراز
شاهرخ اسعد پور، دانشجوی کارشناسی ارشد، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز
دکتر سجاد عباسی، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز
لیدا جلالی، بخش علوم زمین، دانشگاه شیراز

چکیده

در این پژوهش آلودگی عناصر بالقوه سمناک در آبخوان کوهپایه-سگزی و رسوبات رودخانه زاینده رود مورد بررسی قرار گرفته است. بدین منظور ۲۰ نمونه آب از چاه‌های منطقه و ۶ نمونه رسوب از بستر رودخانه زاینده‌رود گرفته شد. نتایج به دست آمده در نمونه‌های آب با مقادیر استاندارد WHO و FAO مقایسه و ضریب تمایز و شاخص ارزیابی عناصر بالقوه سمناک (HEI) محاسبه شد. همچنین از روش‌های آماری ضریب همبستگی و تحلیل مولفه اصلی (PCA) جهت تحلیل نتایج استفاده گردید. بر اساس نتایج، غلظت آلومینیوم، سرب به ترتیب در ۵۵ و ۴۵ درصد از ایستگاه‌های نمونه برداری غلظت بالاتر از مقادیر پیشنهادی WHO دارند. در مقایسه با مقدار استاندارد FAO، تنها عنصر مولیبدن در ۲ ایستگاه بالاتر از حد مجاز بوده است. منشا عناصر بالقوه سمناک (PTEs) در آب احتمالاً تحت تاثیر هر دو منبع زمین‌زاد و انسان‌زاد می‌باشد. برای بررسی وضعیت PTEs در رسوبات از ضریب‌غنی‌شدگی، فاکتور آلودگی، درجه آلودگی اصلاح شده، شاخص آلودگی نمرو، بار آلودگی اصلاح شده، شاخص کیفیت رسوب (SQG) و ضریب همبستگی استفاده گردید. تمامی ضرایب به دست آمده نشان‌دهنده آلودگی شدید در ایستگاه S5 واقع در پایین دست تصفیه خانه اصفهان می‌باشند که احتمالا به دلیل وجود فعالیت‌های انسانی در بالادست این منطقه است.

کلیدواژه: عناصر بالقوه سمناک، زاینده‌رود، آبخوان کوهپایه-سگزی، استاندارد WHO

Investigating potentially toxic elements contamination in water and sediment of the Kouhpayeh-segzi area

Kimiya Paktinat, Department of Earth Sciences, Shiraz University
Mehdi Zarei*, Department of Earth Sciences, Shiraz University
Behnam Keshavarzi, Department of Earth Sciences, Shiraz University
Shahrokh Asaadpour, Department of Earth Sciences, Shiraz University
Sajjad Abbasi, Department of Earth Sciences, Shiraz University
Lida Jalali, Department of Earth Sciences, Shiraz University

Abstract

In this study, heavy metal contamination in the Kouhpayeh-Segzi aquifer and sediments of Zayandehrood River has been investigated. For this purpose, 20 water samples were collected from wells and 6 sediment samples from Zayandehrood. Then, based on the results obtained in water samples, differentiation coefficient and heavy metal evaluation index (HEI) were calculated and also statistical methods of correlation coefficient and principal component analysis (PCA) were used. These results were compared with the standard values of WHO and FAO. Aluminum in 55 percent, lead in 45 percent of sampled waters were above WHO levels. Compared to the FAO

standard, only the molybdenum element at two stations are above the permitted limit for agriculture. The source of contamination in water is probably both terrestrial and anthropogenic. Enrichment factor, contamination factor, Modified Degree Of Contamination, Nemerow Pollution Index, Modified Pollution Index, sediment quality index (SQG) and correlation coefficient were used to investigate sediments. All the coefficients obtained indicate severe contamination at S5 station, possibly due to human activities upstream of the area.

Key Words: potentially toxic element, Zayandehrood, Kouhpayeh_Segzi Aquifer, WHO standard

مقدمه

در کشورهای در حال توسعه و به خصوص در مناطق خشک و نیمه خشک به علت افزایش جمعیت و در پی آن توسعه کشاورزی، صنعت و شرب بهره برداری از منابع آب زیرزمینی و سطحی افزایش چشمگیری داشته است. منابع آب زیرزمینی به صورت مستقیم یا غیرمستقیم از آب‌های سطحی و بارندگی تغذیه می‌گردند، بنابراین استفاده پایدار از این منابع به معنای برداشت محدود و کنترل شده از آن هاست. افزایش جمعیت و به دنبال آن توسعه کشاورزی، صنعت و شرب نه تنها باعث افزایش بهره برداری و کاهش ذخیره و افت سطح منابع آب زیرزمینی میگردد بلکه باعث افزایش یونهای محلول، ورود آلاینده‌ها، پساب مناطق شهری و صنعتی، زهاب کشاورزی و عناصر بالقوه سمناک به منابع آب زیرزمینی و سطحی گردیده و به همین دلیل بررسی کیفیت آب‌های زیرزمینی هر آبخوان از اهمیت زیادی برخوردار است.

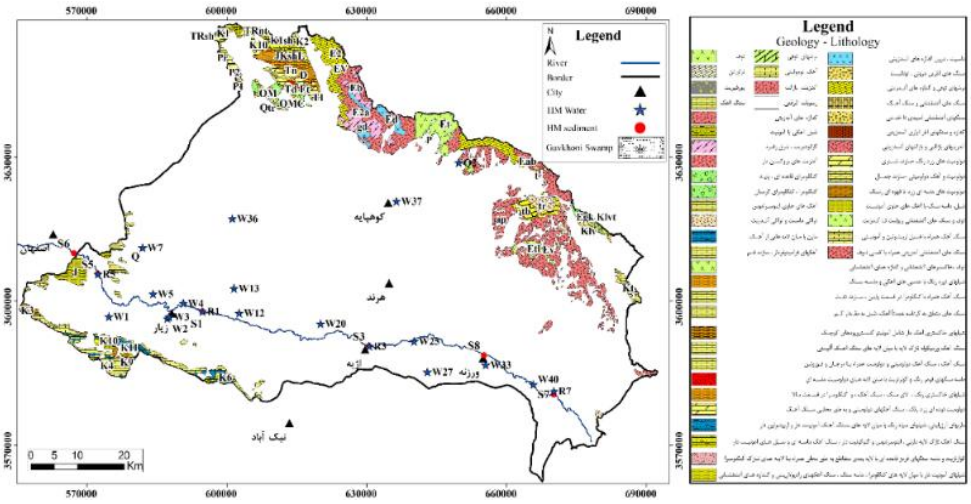
روش مطالعه

موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

محدوده مطالعاتی کوهپایه – سگزی با مساحت ۶۴۲۴/۷ کیلومتر مربع در جنوب شرقی حوضه آبریز گاوخونی و در پایاب رودخانه زاینده رود قرار دارد. میزان متوسط بارش سالانه در ارتفاعات محدوده کوهپایه-سگزی برابر با ۱۵۱ میلیمتر و در دشت برابر با ۹۵ میلی متر می‌باشد. منطقه ی مورد مطالعه دارای گستره سازندهای زمین شناسی از پالئوزوئیک تا عهد حاضر می‌باشد. به طور کلی پیچیدگی‌های زمین شناسی در این محدوده کم بوده و سازندهای اصلی منطقه آذرین و رسوبی می‌باشند. بیشتر گستره محدوده کوهپایه-سگزی و گاوخونی را رسوبات کواترنری و عهد حاضر به همراه رسوبات ریز دانه و نمکی پوشش می‌دهند (شکل ۱).

مواد و روش‌ها

تعداد ۲۰ نمونه آب شامل ۱۵ نمونه از چاه‌های منطقه، ۴ نمونه از آب سطحی رودخانه زاینده رود و ۱ نمونه از آب قنات برای آنالیز عناصر بالقوه سمناک برداشت شد. در شکل ۱ موقعیت این نقاط نشان داده شده است. نمونه های آب پس از فیلتراسیون با فیلترهای ۰/۴۵ میکرون در بطری‌های پلی اتیلن ۱۰۰ سی سی تیره جمع‌آوری گردید. سپس با استفاده از اسید نیتریک، pH نمونه‌ها به زیر ۲ رسانده شد. در هر ایستگاه همزمان با نمونه برداری برخی از پارامترهای فیزیکوشیمیایی آب مانند دما، Eh، EC و pH با استفاده از دستگاه‌های قابل حمل اندازه‌گیری شد. آنالیز عناصر بالقوه سمناک به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه زرآزما تهران انجام شده است.



شکل ۱- نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه و موقعیت نقاط نمونه برداری آب و رسوب

همچنین ۶ ایستگاه جهت نمونه برداری از رسوب بستر رودخانه زاینده رود انتخاب و نمونه برداری شد. نمونه برداری از رسوبات در قسمت های خشک رودخانه با استفاده از بیلچه فولادی ضدزنگ و در قسمت هایی که رودخانه دارای آب بود با استفاده از گرپ انجام شد. نمونه برداری به صورت ترکیبی انجام گرفت، بدین صورت که در عرض رودخانه از چند نقطه نمونه برداشته شد و سپس ادغام و همگن شدند. در هر ایستگاه همزمان با نمونه برداری از رسوب در صورت وجود آب پارامترهای فیزیکوشیمیایی آن از جمله اسیدینگی (pH)، پتانسیل اکسایش-کاهش (Eh)، هدایت الکتریکی (EC) و دما با استفاده از دستگاه پرتابل اندازه‌گیری شدند. نمونه‌ها پس از انتقال به آزمایشگاه در دمای اتاق خشک و سپس توسط هاون چینی همگن شدند. قسمتی از نمونه‌ها برای تعیین غلظت عناصر بالقوه سمناک از الک ۰/۶۳ میکرون عبور داده شدند و سپس برای تجزیه به روش ICP-MS به آزمایشگاه زرآزما در تهران انتقال یافتند. قسمتی دیگر از رسوب برای تعیین بافت و سایر پارامترهای فیزیکوشیمیایی از الک ۲ میلی متر عبور داده شد و در آزمایشگاه مرکز زمین پزشکی دانشگاه شیراز مورد آزمایش قرار گرفت. شکل ۱ موقعیت ایستگاه‌های نمونه برداری از رسوب برای اندازه گیری عناصر بالقوه سمناک را نشان می‌دهد.

بحث و نتیجه‌گیری

بررسی عناصر بالقوه سمناک در منابع آب منطقه

در این مطالعه برای بررسی و مقایسه کیفیت آب، غلظت عناصر بالقوه سمناک با مقادیر استانداردهای پیشنهادی توسط FAO و WHO مقایسه گردیده است که نتایج آن در جدول ۱ و شکل۲الف مشاهده می‌گردد. برای ارزیابی کمی شدت آلودگی عناصر بالقوه سمناک در آب از شاخص ارزیابی عناصر بالقوه سمناک (HEI) استفاده شد. میانگین، بیشینه و کمینه مقدار شاخص به ترتیب ۱۰/۶، ۲۱/۲، ۳/۴ به دست آمد و در تمام نقاط در رده آلودگی کم (HEI<400) قرار می‌گیرد. همچنین غلظت آلومینیوم بین ۸۰ تا ۳۸۶۰ ppb متغیر بوده که بیشترین غلظت آلومینوم مربوط به ایستگاه‌های R3 و R5 می‌باشد که در پایین دست تصفیه‌خانه جنوب واقع شده‌اند. این موضوع می‌تواند به دلیل استفاده گسترده از نمک‌های آلومینیوم در فرایند تصفیه به عنوان ماده منعقد کننده و تخلیه پساب آن تصفیه خانه به درون رودخانه باشد. کروم نیز با توجه به اینکه در مولفه اول جدول PCA قرار گرفته است و همچنین در بیشتر ایستگاه‌ها کاهیدگی دارد احتمالاً بیشتر تحت تاثیر منابع انسان‌زاد می‌باشد. در منطقه مطالعاتی بیشترین غلظت عنصر آرسنیک در ایستگاه W4 و برابر با ppb۲۳/۰۲ به دست آمده است. لازم به ذکر است که این ایستگاه از چاه‌های با کیفیت منطقه محسوب می گردد.

بنابراین دلیل احتمالی افزایش غلظت آرسنیک می‌تواند گسترش استفاده از حشره کش‌ها و آفت‌کش‌ها در فرآیند کشاورزی منطقه مورد مطالعه باشد. آلودگی مولیبدن از نظر آب شرب در هیچ ایستگاهی مشاهده نشده است. اما این عنصر در دو ایستگاه (W20,W40) برای مصارف کشاورزی (بر اساس استاندارد FAO) آلودگی نشان داده است. با توجه به رفتار ژئوشیمیایی مشابه عناصر مولیبدن و مس، افزایش غلظت عنصر مولیبدن می‌تواند جذب مس، به عنوان یک عنصر مغذی و ضروری، توسط گیاه را مختل نماید. غلظت سرب در ۱۲ ایستگاه بالاتر از حد تشخیص می باشد که از میان آنها در ۹ ایستگاه غلظت بیشتر از حد مجاز برای شرب است ولی در هیچ ایستگاهی برای مصارف کشاورزی آلودگی نداشته است. غلظت روی نیز در تمامی ایستگاه‌ها کمتر از حد استاندارد آب شرب و آب کشاورزی می باشد و آلودگی به روی در منابع آب منطقه مشاهده نشده است. همبستگی قوی و مثبتی بین سرب و روی (۶۹/.)، نشان دهنده منشا مشترک احتمالی آنها می‌باشد. این منشا می‌تواند به دلیل کانه‌زایی سرب و روی در اصفهان، تخلیه فاضلاب یا تصفیه-خانه‌هایی باشد که در بالادست این نقاط وجود دارند. اسماعیلی و همکاران (۱۳۹۲) در بررسی زمین‌شیمی فلزات بالقوه سمناک در منابع آب و خاک کلان شهر اصفهان، غنی‌شدگی زیاد برای عناصر آرسنیک، سرب و آهن در برخی نقاط گزارش کرده است. همچنین رستگاری‌مهر و همکاران (۱۳۹۰) در مطالعه زمین‌شیمی زیست‌محیطی عناصر بالقوه سمناک در آب و رسوبات زاینده‌رود، غلظت زیادی از عناصر سرب و روی در منطقه گزارش کرده است. بنابراین می‌توان گفت در استان اصفهان و مناطق مورد مطالعه، عناصر سرب و روی غلظت نسبتاً بالایی دارند. با توجه به حضور آهن و روی در مولفه سوم PCA (جدول۲) و ضریب همبستگی مثبت و قوی و همچنین ضریب تغییرات بالاتر از ۴/. می‌توان بیان کرد که هردو عنصر دارای منشا مشترک و به احتمال قوی زمین‌زاد می‌باشند.

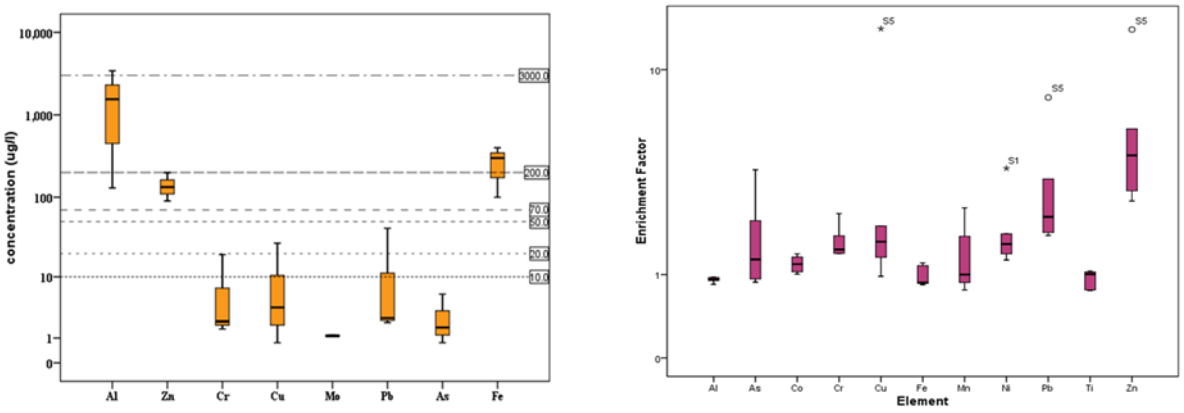
جدول ۱- خلاصه آماری غلظت عناصر بالقوه سمناک در آب

	Al	Zn	Cr	Cu	Mo	Pb	As	Fe
Mean	1237.50	86.10	10.47	3.16	4.12	16.89	2.64	0.06
S.E	277.98	16.61	3.13	1.35	1.42	4.30	1.13	0.02
Median	955.00	85.00	1.87	0.75	1.72	3.58	0.75	0.03
S.D	1243.14	74.29	13.98	6.02	6.33	19.22	5.03	0.10
Skewness	0.70	0.22	1.70	3.67	2.64	0.57	3.86	2.67
Kurtosis	-0.71	-1.70	3.04	14.56	6.31	-1.27	15.90	6.30
Minimum	80.00	10.00	0.75	0.75	0.03	0.08	0.75	0.01
Maximum	3860.00	200.00	52.60	27.07	23.90	54.00	23.02	0.35
C.V	1.00	0.86	1.34	1.90	1.54	1.14	1.91	1.63

S.E= Standard Error
S.D= Standard Deviation
C.V= Coefficient of Variation

بررسی عناصر بالقوه سمناک در رسوب رودخانه زاینده رود

نتایج خلاصه آماری غلظت عناصر بالقوه سمناک در رسوبات در جدول ۳ آورده شده است. در این پژوهش برای ارزیابی شدت آلودگی ناشی از فعالیت‌های انسانی و منابع زمین‌زاد در رسوبات از روش‌های ضریب غنی‌شدگی، فاکتور آلودگی، درجه آلودگی اصلاح شده، شاخص آلودگی نمرو، بار آلودگی اصلاح شده و شاخص کیفیت رسوب (SQG) استفاده گردید. نتایج ضریب غنی شدگی (شکل ۲ب) نشان می‌دهد که ایستگاه S5 برای عناصرکروم، مس، سرب و روی غنی شدگی زیاد و در نتیجه آلودگی شدید وجود دارد که به احتمال زیاد به دلیل وجود دو تصفیه خانه و دو محل تخلیه فاضلاب در نزدیکی آن می‌باشد. با توجه به نتایج جدول ۴ درجه آلودگی اصلاح شده در ایستگاه‌های S5، آلودگی متوسط و بقیه ایستگاه‌ها ناآلوده هستند. طبق شاخص آلودگی اصلاح شده نیز در ایستگاه S5 آلودگی شدید، ایستگاه‌های S6 و S3 آلودگی متوسط و در ایستگاه‌های S8, S7, S1 آلودگی متوسط تا سنگین مشاهده شد. همچنین براساس شاخص آلودگی نمرو نیز S5 آلودگی شدید، S1 آلودگی سنگین، S6,S3,S7 آلودگی متوسط و S8 آلودگی کم را نشان می‌دهند.



الف ب

شکل ۲- نمودار جعبه ای الف) توزیع غلظت عناصر بالقوه سمناک در آب، ب) ضریب غنی‌شدگی عناصر بالقوه سمناک در رسوبات

با توجه به نتایج ضریب همبستگی، عناصر آلومینیوم، کبالت، نیکل و تیتانیوم همبستگی مثبت و قوی دارند که نشان می‌دهد دارای منشا مشترک هستند. با توجه به ضریب غنی‌شدگی کم و ضریب تغییرات کمتر از ۴/. این عناصر احتمالا بیشتر تحت تاثیر منابع زمین‌زاد هستند. ضریب همبستگی بین سرب، روی، مس و آرسنیک نیز حاکی از همبستگی قوی و مثبت بین این عناصر و داشتن منشا مشترک برای آنها است. با توجه به غنی‌شدگی زیاد در این عناصر و ضریب تغییرات بیشتر از ۴/. می‌توان منشا احتمالی مشترک‌شان را فعالیت‌های انسانی بیان کرد. با توجه به همبستگی بین عناصر منگنز، کروم و آهن و غنی‌شدگی کم تا متوسط این عناصر و همچنین چولگی نمودارهای جعبه‌ای آنها، می‌توان گفت احتمالاً این عناصر به صورت قابل توجهی تحت تاثیر هر دو منشا انسان‌زاد و زمین‌زاد هستند.

جدول ۳- خلاصه آماری عناصر بالقوه سمناک در رسوبات

	Al	As	Co	Cr	Cu	Fe	Mn	Ni	Pb	Ti	Zn
Mean	37741.5	10	11.5	76.83	87.5	23010.5	525.5	70.17	33.67	2459	287
Std. Deviation	9661.45	3.31	2.99	28.32	132.93	5672.54	185.58	47.27	26.98	656.526	240.14
Skewness	-1.84	0.49	-1.03	-0.36	2.42	-0.27	1.88	1.72	1.84	-1.88	1.92
Kurtosis	3.70	-1.10	0.62	0.65	5.87	1.51	4.04	3.59	3.29	4.007	3.78
Minimum	19205	6.2	6	32	23	13952	355	24	13	1191	108
Maximum	45447	14.9	14	115	358	31294	884	160	85	3035	750
شیل میانگین	80000	13	19	90	45	47200	850	68	20		95
CV	0.26	0.33	0.26	0.37	1.52	0.25	0.35	0.67	0.80	0.27	0.84

جدول ۴- نتایج ضرایب درجه آلودگی اصلاح شده، شاخص آلودگی نمرو و بار آلودگی اصلاح شده

ایستگاه	درجه آلودگی اصلاح شده	شاخص آلودگی نمرو	بار آلودگی اصلاح شده
S1	ناآلوده	آلودگی سنگین	آلودگی متوسط - سنگین
S3	ناآلوده	آلودگی متوسط	آلودگی متوسط
S5	آلودگی متوسط	آلودگی شدید	آلودگی شدید
S6	ناآلوده	آلودگی متوسط	آلودگی متوسط
S7	ناآلوده	آلودگی متوسط	آلودگی متوسط - سنگین
S8	ناآلوده	آلودگی کم	آلودگی متوسط - سنگین

جدول ۲- نتایج PCA در نمونه‌های آب

Variable	Component		
	1	2	3
Cl	**0.964**	0.11	-0.036
Na	**0.962**	0.127	-0.043
Cr	**0.853**	0.417	0.047
Pb	**0.661**	**0.612**	-0.013
Mo	0.041	**0.814**	-0.046
Al	-0.404	**-0.754**	0.193
Fe	-0.14	-0.214	**0.939**
Zn	0.358	**0.614**	**0.623**

Extraction Method: Principal Component Analysis.
Rotation Method: Varimax with Kaiser Normalization.
a. Rotation converged in 4 iterations.

نتیجه گیری

نتایج این پژوهش نشان داد که عناصر آرسنیک، سرب و آلومینیوم در برخی از نمونه‌های آب آلودگی ایجاد کرده است که منشا احتمالی آلودگی آب به این عناصر را می‌توان فعالیت‌های انسانی در نظر گرفت. در رسوبات نیز عناصر سرب و روی با توجه به غنی‌شدگی قابل ملاحظه، ضریب تغییرات بیش از ۰/۴ و ضریب همبستگی مثبت و قوی می‌توان به منشا احتمالی مشترک و انسانی این دو عنصر اشاره کرد. در این پژوهش نشان داده شده است که خروجی فاضلاب‌های صنعتی- شهری و پساب‌های کشاورزی باعث افزایش غلظت عناصر بالقوه سمناک در آب و رسوب می‌شوند و تداوم این روند می‌تواند خطری جدی برای محیط زیست و انسان‌های بومی این منطقه باشد.

منابع فارسی

اسماعیلی، ع. (۱۳۹۲). زمین‌شیمی فلزات بالقوه سمناک در منابع آب و خاک کلان شهر اصفهان.

آقانباتی، ع. (۱۳۸۵). زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

رستگاری‌مهر، م. (۱۳۹۰). مطالعه زمین‌شیمی زیست‌محیطی فلزات سنگین در آب و رسوبات بخشی از رودخانه زاینده‌رود (شعاع ۵۰ کیلومتری از مرکز شهر اصفهان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، زمین‌شناسی زیست محیطی، دانشگاه شیراز.

مر، ف و رستگاری مهر، م و کشاورزی، ب،(۱۳۹۰)،بررسی غلظت عناصر کادمیوم، کروم، سرب و نیکل در رسوبات بخشی از رودخانه زاینده رود(شعاع ۵۰ کیلومتری از مرکز شهر اصفهان)، پانزدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.

References

Eby, G.N., 2004. Principles of Environmental Geochemistry: Thomson Brooks. *Cole, Pacific Grove, CA.*

World Health Organization, 2004. *Guidelines for drinking-water quality* (Vol.1). World Health Organization.

Mehr, M.R., Keshavarzi, B., Moore, F., Sharifi, R., Lahijanzadeh, A. and Kermani, M., 2017. Distribution, source identification and health risk assessment of soil heavy metals in urban areas of Isfahan province, Iran. *Journal of African earth sciences*, *132*, pp.16-26

تأثیر شیمیایی شیرابه لندفیل ملایر بر آب جاری با تأکید بر غلظت فلزات سنگین

فاطمه نادری*، دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی زیست‌محیطی دانشگاه بوعلی سینا،
fatemeh.naderi1372@gmail.com

مهرداد براتی، استادیار گروه زمین‌شناسی دانشگاه بوعلی سینا

چکیده

لندفیل شهرستان ملایر در شمال غرب شهر ملایر، در محلی به مختصات، N ″46 ′21 °34 و E ″47 ′40 °48 و مساحت ۱۵ هکتار در زمینی تپه ماهوری با لیتولوژی ناتراوا سنگ‌های دگرگونه اسلیتی، فیلیتی و شیستی قرار دارد. به طور متوسط روزانه ۱۳۸ تن زباله در آن محل دفن می‌شود که مقدار زیادی شیرابه تولید می‌کند. ۱۵ نمونه شیرابه و آب جاری به منظور بررسی خصوصیات شیمیایی برداشت گردید و با دستگاه ICP_ OES مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفتند. نتایج آزمایش‌ها نشان می‌دهد که طبق استاندارد آب آشامیدنی ایران و استاندارد خروجی فاضلاب سازمان محیط زیست، غلظت عناصر سنگین AS، Fe، Al و Mn در نمونه‌های شیرابه بالاتر از حد مجاز استاندارد بوده و غلظت عناصر Sb، Mn در نمونه‌های آب سطحی نیز بیش‌تر از استاندارد آب آشامیدنی ایران می‌باشد. از طرفی با دور شدن از لندفیل مقدار این فلزات به طور عمومی کاسته می‌شود. افزایش این فلزات به درون آب‌های سطحی در نهایت سبب آلودگی سفره‌های آب زیرزمینی در این منطقه در شرایط فعلی می‌شود.

کلیدواژه:

لندفیل، شیرابه، فلزات سنگین، آلودگی آب، شهرستان ملایر

Chemical effects of Malayer landfill leachate on running waters with emphasis on heavy metal concentrations

Fatemeh Naderi*, MSc student of Environmental Geology, Bu-Ali Sina University,
fatemeh.naderi1372@gmail.com

Mehrdad Barati, Bu Ali Sina University

Abstract

Malayer Landfill is located in northwest of Malayer city, its coordinate are, 34° 21′ 46 ″ N and 48° 40′ 47 ″ E and a 15-hectare area of hilly terrain with natrava lithology of slate, phyllite and schist metamorphic rocks. An average of 138 tonnes of waste are buried daily at this site, which produces a large amount of leachate.

15 samples leachate and running water were collected for chemical analysis and analyzed by ICP_OES method. According to Iranian drinking water standard and environmental waste water output standard, concentrations of heavy metals as AS, Fe, Al and Mn in leachate samples were higher than standard and concentrations of Sb and Mn in running water samples are higher too. On the other hand, by increasing distance from the landfill, the amount of these metals are generally reduced, Increasing of these metal amounts, increasing running waters pollutions and subsurface waters pollutions finally in the study area.

Key Words:

Landfill, leachate, heavy metals, water pollution, Malayer city

مقدمه

افزایش سریع جمعیت، رشد صنایع و فناوری و تمایل بشر به افزایش مواد مصرفی، ازیاد مواد زائد را سبب شده‌است. توجه به محیط زیست و موضوع مواد زائد جامد، مسأله مهمی است که در سال‌های اخیر مورد توجه جهانیان قرار گرفته-است. در نتیجه کنترل آن‌ها، تضمین در سلامت و بقای محیط زیست را به همراه دارد (عمرانی، ۱۳۷۷).

هدف از این تحقیق، ارزیابی تأثیر لندفیل شهرستان ملایر بر روی آلودگی منابع آبی مجاور، با در نظر گرفتن غلظت فلزات سنگین از قبیل Al، As، Cr، Cu، Fe، Mn، Ni، Sb و Zn می‌باشد.

از سال ۱۳۶۶ این محل، به عنوان لندفیل شهرستان ملایر انتخاب شده است. به‌طور میانگین روزانه ۱۳۸ تن زباله شهری، بیمارستانی و صنعتی به این محل منتقل می‌شود، که بدون بسترسازی و پوشش اولیه و نهایی مناسب و تنها با پوشش کمی از خاک به روش دره‌ای - گودالی دفن می‌گردد (شکل ۱ a). عدم طراحی مناسب برای لندفیل و دفن سنتی و غیربهداشتی زباله در این مکان، منجر به تولید و آزادسازی شیرابه در محیط شده‌است. که حجم شیرابه‌ها در فصول مرطوب با شروع بارندگی افزایش می‌یابد (شکل ۱ b). انواع پلاستیک حجم کمی از این زباله‌ها را شامل می‌شود که جز مواد جامد طبقه‌بندی می‌گردد. از جمله خصوصیات پلاستیک‌ها چگالی پایین آن‌هاست که عمدتاً به‌صورت صفحه‌ای و یا پاکتی بوده و توسط باد به راحتی جابجا می‌شوند و منطقه‌ای حدود ۳ برابر وسعت لندفیل را آلوده کرده‌اند (شکل ۱ c). گاهگاهی زباله‌ها با عامل انسانی یا غیرانسانی دچار حریق شده که با ایجاد دود بسیار بر اثر احتراق ناقص و بوع نامطبوع سبب آلودگی هوا می‌شوند. در این مواقع آتش‌نشانی جهت خاموش کردن آتش به محل اعزام می‌گردد که جهت خاموش کردن آتش مقدار زیادی آب به زباله‌ها پاشیده می‌شود (شکل ۱ d) و چون آتش به قسمت‌های عمیق سرایت کرده‌است بر حجم آب پاشیده شده افزوده می‌شود، این آب در نهایت به حجم شیرابه‌ها می‌افزاید.

پسماندهای تخلیه‌شده در لندفیل ملایر به‌صورت مخلوط و درهم دفن می‌گردد. زباله‌گردها به جداسازی پسماندهای خشک با ارزش در محل دفن مشغول می‌باشند. حضور گسترده پرندگان زباله‌خوار نیز در محدوده لندفیل به دلیل عدم ایجاد پوشش مناسب روزانه بر روی زباله‌ها کاملاً مشهود می‌باشد.



شکل ۱. a) نحوه دفن زباله در لندفیل ملایر. b) یکی از حوضچه شیرابه تشکیل شده در پایین‌دست لندفیل. C) پراکنده‌شدن زباله‌های پلاستیکی در اطراف لندفیل در اثر وزش باد. d) پاشیدن آب به محل آتش‌سوزی در لندفیل توسط آتش‌نشانان.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه

لندفیل شهرستان ملایر در شمال غرب شهر ملایر، در محلی به مختصات، N $34^{o}\ 21^{/}\ 46^{//}$ و E $48^{o}\ 40^{/}\ 47^{//}$ و مساحت ۱۵ هکتار در زمینی تپه ماهوری قرار دارد.

محدوده مورد مطالعه در زون ساختاری سنندج- سیرجان واقع‌شده‌است (اشتوکلین ۱۹۶۸). لیتولوژی منطقه مورد مطالعه شامل فیلیت، سلیت و شیست خاکستری تیره و ماسه سنگ دگرگونه می‌باشند. تعداد زیادی رگه‌های سیلیسی با ضخامتی بین ۱ تا ۵۰ سانتی‌متر با طولی بین ۱ تا ۱۰ متر و با امتداد موازی شیستوزیته و لایه‌بندی این مجموعه را همراهی می‌کند. از دیدگاه زمین‌شناسی مهندسی تمام این سنگ‌ها به واسطه آن که از اجزا ریزاندازه تشکیل شده‌اند، در زمره سنگ‌های ناتراوا قرار می‌گیرند و آب باران بیش‌تر از آن که به داخل زمین نفوذ کند به‌صورت رواناب جاری می‌شود.

روش مطالعه

نمونه‌برداری از شیرابه زباله در حوضچه شیرابه تشکیل‌شده در پایین‌دست لندفیل انجام شد. به این صورت که ۸ نمونه شیرابه و ۷ نمونه آب از رودخانه فصلی اطراف لندفیل و پایین دست آن در تیرماه ۱۳۹۸ برداشت گردید. نمونه‌برداری به صورت پراکنده و در جهت حرکت شیرابه و آب از مناطق بالادست و پایین‌دست لندفیل انجام شد.
از هر محل نمونه‌برداری یک بطری ۲۵۰ میلی‌لیتری، تهیه شد. در آزمایشگاه ژئوشیمی گروه زمین‌شناسی دانشگاه بوعلی سینا پارامترهای pH، EC، TDS و دما اندازه‌گیری شدند. اندازه‌گیری فلزات سنگین نمونه‌های شیرابه و آب توسط دستگاه ICP- OES در آزمایشگاه زرآزما انجام گردید.

بحث و نتیجه‌گیری

بر اساس آنالیزهای شیمیایی صورت گرفته، غلظت عناصر سنگین بر روی شیرابه اخذ شده از لندفیل ملایر تعیین و نتایج آن در جدول ۱ ارائه شده‌است.

جدول ۱. غلظت فلزات سنگین در نمونه‌های شیرابه لندفیل ملایر به همراه استاندارد دفع شیرابه

محل نمونه‌برداری	PH	غلظت (میلی‌گرم در لیتر)							
		Al	As	Cr	Cu	Fe	Mn	Ni	Zn
FM 1	7.53	ND*	ND	ND	ND	0.3	0.3	ND	**ND**
FM 2	7.51	ND	ND	ND	ND	0.3	0.3	ND	**ND**
FM 3	7.76	1.6	0.8	0.4	ND	3.3	0.2	0.3	**0.5**
FM 4	7.72	2	1.1	0.6	0.1	9.9	0.2	0.5	**0.7**
FM 5	7.73	1.1	0.8	0.4	ND	5.6	1.9	0.3	**0.4**
FM 6	7.71	5.1	1.4	0.7	0.1	17.2	0.6	0.7	**0.8**
FM 9	7.71	1.4	1.1	0.6	0.1	11.4	1.1	0.6	**0.6**
FM 10	7.72	1.4	0.8	0.4	ND	7.4	1.2	0.3	**0.4**
استاندارد دفع شیرابه	6.5-8.5	5	0.1	2.5	1	3	1	2	**2**

* مقادیری در حد تشخیص دستگاه یافت نشد.

مقدار مجاز فلزات سنگین موجود در شیرابه‌ها بر اساس "استاندارد خروجی فاضلاب‌ها" سازمان حفاظت محیط‌زیست در سطر آخر جدول ۱ ارائه شده است. بر اساس نتایج ارائه شده در جدول ۱، غلظت عناصر سنگین آزمایش شده As و Fe در نمونه‌های FM 3، FM 4، FM 5، FM 6، FM 9، FM 10 بالاتر از حد مجاز استاندارد می‌باشد. همچنین غلظت عنصر Al در نمونه FM 6 و غلظت عنصر Mn در نمونه‌های FM 5، FM 9، FM 10 نیز بالاتر از حد مجاز استاندارد بوده‌است و غلظت عناصر سنگین در بقیه نمونه‌های شیرابه پایین‌تر از حد مجاز استاندارد می‌باشند.

همان‌طور که ملاحظه می‌شود بیش‌ترین میزان غلظت فلزات سنگین در شیرابه محل دفن زباله ملایر مربوط به As و Fe است که به ترتیب حدود ۱۴ و ۶ برابر مقدار استاندارد می‌باشد. با توجه به اینکه بیش‌تر زباله موجود در محل دفن را زباله خانگی تشکیل می‌دهند، غلظت بالای عنصر Fe در شیرابه توجیه‌پذیر می‌باشد. شیرابه زباله‌های خانگی دارای ترکیبات فنلی و رنگ قهوه‌ای می‌باشند که بوی بدی نیز دارند و ترکیبات آهن و منگنز در محلول آن‌ها به مقدار زیاد وجود دارد.

به علاوه، به دلیل فقدان لایه‌های پوششی بر روی زباله‌ها در فصول بارانی، حجم قابل توجهی از آب به داخل زباله نفوذ می‌کند که منجر به تولید شیرابه بیش‌تری می‌شود. عدم کنترل در زهکشی این شیرابه‌ها و رها شدن آن در محیط، سبب افزایش حجم شیرابه و در نتیجه کاهش غلظت فلزات سنگین در آن می‌شود. از آن‌جا که حجم زیادی از زباله‌ها را سبزیجات و پوست میوه‌های در حال فساد تشکیل می‌دهند و در ساختمان در حال فساد آن‌ها مقدار زیادی عناصر حشره‌کش، سموم و کودهای شیمیایی وجود دارد مقدار فلز As نیز در شیرابه‌ها افزایش می‌یابد.

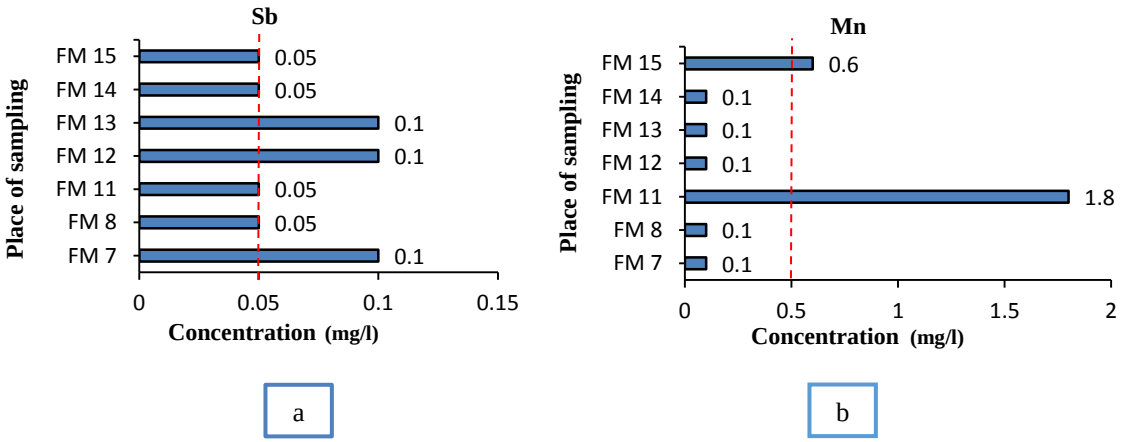
به منظور ارزیابی پتانسیل آلودگی آب سطحی توسط شیرابه آزاد شده از لندفیل، از ۷ نمونه آب سطحی اخذ شده از رودخانه جاری در اطراف لندفیل استفاده شده‌است. نتایج آنالیز عناصر سنگین اندازه گیری شده در این نمونه‌ها در جدول ۲ و شکل ۲ نشان داده شده‌است. همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، غلظت Sb در نمونه‌های FM 7، FM 12، FM 13 حدود ۲۰ برابر حد استاندارد و غلظت Mn در نمونه FM 11 حدود ۴ برابر و همچنین غلظت Mn در نمونه FM 15 بیش‌تر از استاندارد آب آشامیدنی ایران است. غلظت Al، As، Cr، Cu، Fe، Ni، Zn در تمامی نمونه‌ها مطلوب و در محدوده استاندارد می‌باشد.

جدول 2. غلظت فلزات سنگین در نمونه‌های آب جاری (رود خانه) اخذ شده در اطراف لندفیل ملایر به همراه مقادیر استاندارد آب آشامیدنی

محل نمونه‌برداری	غلظت (میلی‌گرم در لیتر)								
	Al	**As**	**Cr**	**Cu**	**Fe**	**Mn**	**Ni**	**Sb**	**Zn**
FM 7	<0.1*	<0.05*	<0.0<	<0.05	0.1	<0.1	<0.05	0.1	**<0.05**
FM 8	<0.1	<0.05	<0.05	<0.05	0.1	<0.1	<0.05	<0.05	**<0.05**
FM 11	<0.1	<0.05	<0.05	<0.05	0/2	1.8	<0.05	<0.05	**<0.05**
FM 12	<0.1	<0.05	<0.05	<0.05	<0.1	<0.1	<0.05	0.1	**<0.05**
FM 13	<0.1	<0.05	<0.05	<0.05	<0.1	<0.1	<0.05	0.1	**<0.05**
FM 14	<0.1	<0.05	<0.05	<0.05	0.1	<0.1	<0.05	<0.05	**<0.05**
FM 15	<0.1	<0.05	<0.05	<0.05	<0.1	0.6	<0.05	<0.05	**<0.05**
استاندارد آب آشامیدنی	0.2	0.05	0.05	1	0.3	0.5	0.1	0.005	**3**

* مقادیری در حد تشخیص دستگاه یافت نشد.

در این میان، نمونه‌های FM 11، FM 12، FM 13 تأثیر پذیری بیش‌تری از لندفیل زباله داشته و مقادیر آلودگی بیش‌تری از Mn، Sb را نشان می‌دهند که با توجه به فاصله کم‌تر این محل‌ها به لندفیل توجیه‌پذیر است.



شکل ۲. مقایسه برخی از فلزات سنگین با مقادیر حد مجاز استاندارد (خط چین قرمز) در نمونه‌های آب جاری در نزدیکی لندفیل ملایر a) Mn و b) Sb

همان‌طور که ملاحظه می‌شود، شیرابه ناشی از محل دفن زباله بر روی کیفیت آب جاری اثر قابل ملاحظه‌ای داشته‌است. لازم به ذکر است که سطح آلودگی در آب‌های سطحی نسبت به آب‌های زیرزمینی به دلیل سرعت جریان آب و ظرفیت کم فیلتر شدن توسط خاک، نسبتاً بالاتر می‌باشد. با توجه به نتایج به دست آمده در این پژوهش، غلظت عناصر سنگین AS، Fe، Al و Mn در نمونه‌های شیرابه و غلظت عناصر Sb، Mn در نمونه‌های آب جاری بالاتر از حد مجاز استاندارد می‌باشد. ادامه این روند سبب آلودگی بیش‌تر آب‌های جاری و در نهایت سفره‌های آب زیرزمینی می‌گردد. در صورت عدم تغییر مکان لندفیل یا افزایش راندمان لندفیل فعلی با طراحی علمی جدید بر اساس اصول مهندسی و بهداشتی، این روند ادامه خواهد داشت. استفاده از پوشش‌های طبیعی، مصنوعی یا مرکب و سیستم جمع‌آوری شیرابه باعث کاهش نفوذ شیرابه به آب‌های جاری و افزایش کیفیت آب‌های سطحی و زیرزمینی در اطراف لندفیل ملایر می‌شود. که کاهش آلودگی آن‌ها را در پی خواهد داشت.

منابع

[۱]. عمرانی، ق. ع.، (۱۳۷۷). مواد زائد جامد، مدیریت، جمع‌آوری و حمل و نقل بهداشتی و تهیه کمپوست، جلد اول، انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی.

[۲]. خانلری، غ. ر.، طالب بیدختی، ع. ر.، (۱۳۹۱). تأثیر شیرابه‌های محل دفن زباله همدان بر آب‌های زیرزمینی، مجله انجمن زمین‌شناسی مهندسی ایران، جلد پنجم، شماره ۳ و ۴، ص ۸۱ تا ۹۲.

[۳]. رضازاده، س.، غنوی، ز.، (۱۳۸۷). بررسی روند تغییرات کیفی شیرابه زباله و آب‌های زیرزمینی مجاور محل دفن زباله شهر قزوین، مجموعه مقالات چهارمین همایش ملی مدیریت پسماند، ۲ و ۳ اردیبهشت ، مشهد..

[٤]. Samuding, Kamarudin., Abustan, Ismail.,(2009). Distribution of Heavy Metals Profile in Groundwater System at Solid Waste Disposal Site. European Journal of Scientific Research ISSN 1450-216X Vol.37 No.1, PP.58-66.

[٥]. Christopher O. Akinbile, Mohd S. Yusoff .,(2010). Enviromental Impact of Leachate Pollution on Groundwater Supplies in Akure, Nigeria, International Journal of Enviromental Science and Development, Vol 2, No1, February 2011.

بررسی پترو گرافی و ژئوشیمی واحدهای آذرین قاسم‌آباد(شمال شهرکرد)

زیبا محمدی سرپیری*[۱] مریم آهنکوب[۲] فریما آیتی[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه پیام نور شهرکردZ. mohamadi337@gmail. com

۲-دکترای زمین‌شناسی اقتصادی، عضو هیئت‌علمی دانشگاه پیام نور شهرکرد

۳-دکترای زمین‌شناسی اقتصادی، عضو هیئت‌علمی دانشگاه پیام نور شهرکرد

چکیده

منطقه موردمطالعه در غرب سد زاینده‌رود بین شهر بن و روستای هوره واقع‌شده است. ازلحاظ تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران جزء زون سنندج– سیرجان محسوب می‌شود. عمده سنگ‌های منطقه را واحدهای آتشفشانی آندزیتی، آندزیت بازالتی و واحدهای رسوبی و ماسه‌سنگی می‌باشد. مطالعات پتروگرافی دال بر حضور کانی‌های الیوین، پلاژیوکلاز، پیروکسن می‌باشد که اغلب دارای بافت پورفیری هستند. داده‌های ژئوشیمیایی دال بر تشکیل این سنگ‌ها مرتبط با جزایر کمانی در یک محیط مرتبط با فرورانش می‌باشد.

کلیدواژه: سنگ‌های آذرین – کمان آتشفشانی – توله ایتی – کالکو آلکالن – قاسم‌آباد.

Petrographic and geochemical study of Qasim Abad igneous units (North Shahrekord)

Ziba Mohammadi Sarpiri * 1 Maryam Ahanakob 2 Freima Ayat 3

1- MSc Student of Petrology, Payame Noor University of Shahrekord Z. mohamadi337@gmail. com

2-Doctor of Economic Geology, Faculty member of Payam Noor University of Shahrekord

3-Doctor of Economic Geology, Faculty member of Payam Noor University of Shahrekord

Abstract

The study area is located to the west of the Zayandehrud Dam between the town of Bonn and the village of Horeh. Most of the rocks in the area are andesitic volcanic units, basaltic andesitic and sedimentary and sandstone units. In general, the formation environment of these rocks can be considered as a subduction-related environment and an active continental margin environment.

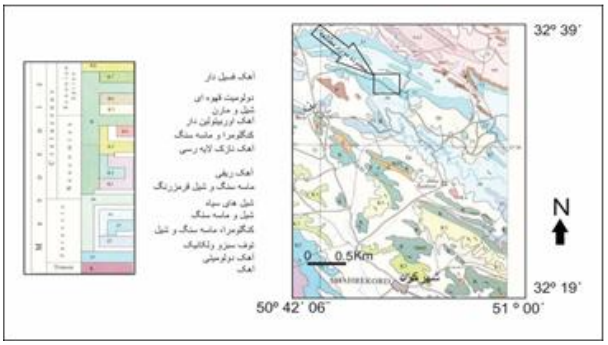
Key Words: Igneous Stones - Volcanic Arc - Cubic Alite - Calco Alkaline - Qasem Abad.

مقدمه

گستره‌ی موردبررسی در حاشیه شرقی زاینده‌رود حدود ۲۵ کیلومتری شمال شهرکرد، در مختصات جغرافیایی طول‌های جغرافیایی ′۱۹ °۳۲ و′۳۹ °۳۲ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ″۰۶ ′۴۲ °۵۰ و °۵۱ شمالی در جوار منطقه قاسم‌آباد واقع گردیده است (شکل ۱). منطقه موردمطالعه ازلحاظ ساختاری و پهنه‌بندی در زون ساختاری سنندج سیرجان (Pearce et al, 1979)و همچنین در زیر پهنه با دگرشکلی پیچیده واقع‌شده است(Middlemost,1994). بخشی از نقشه ۴ گوش زمین‌شناسی شهرکرد به مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰ است(زاهدی، ۱۳۷۱). ازنظر تقسیمات کشوری محدوده مطالعاتی در استان چهارمحال و بختیاری و بخش شهرکرد واقع‌شده است. سنگ‌های منطقه شامل: سنگ‌های کربناته کرتاسه و شیل ژوراسیک می‌باشد، که اغلب دارای ارتباط پیوسته و ناپیوسته به‌واسطه حضور گسل‌ها می‌باشد. چین‌خوردگی‌ها در منطقه در امتداد شمال غرب– جنوب شرق و از نوع چین‌های برگشته و متقارن تا مایل با سطح محوری پرشیب می‌باشند. از شمال به جنوب در منطقه موردمطالعه و اطراف آن چهار گسل تقریباً موازی از نوع معکوس و به اسامی بن، دره بید،

شیدا و دالان با روندی مشابه چین‌های شمال غرب، جنوب شرق وجود دارد. محدوده موردمطالعه، بین گسل‌های معکوس دالان و شیدا قرارگرفته است. سازندهای موجود در منطقه شامل سازندهای پرمین، که به شکل نواری باریک و بلند باضخامتی در حدود ۴۰۰ تا ۵۰۰ متر، به‌صورت محلی رخنمون دارد. واحد کرتاسه در شمال شهرکرد و پیرامون کمربند سنگ‌های آتشفشانی موردمطالعه، به‌صورت رخنمون‌هایی از واحد کربناته‌ی کرتاسه‌ی زیرین دارای برگوارگی به رنگ خاکستری روشن تا کرم می‌باشد(Garven, G.,1985). واحد ژوراسیک شامل توف سبز و ولکانیک‌ها دارای میان لایه‌های ماسه‌سنگ، شیل و آهک می‌باشند. رخنمون‌های محدودی از دوران سنوزوئیک در محدوده منطقه موردمطالعه مشاهده می‌شود. و به‌طور دگرشیب، واحد کنگلومرایی ائوسن بر روی سنگ‌آهک‌های کرتاسه زیرین قرار می‌گیرد. بخش اعظم آن را طبقات کنگلومرایی باسیمان اکسید آهن و زمینه ماسه‌ای تشکیل می‌دهد. واحد میوسن باضخامتی بین ۱۰ تا ۲۰ متر، تناوبی از مارن‌های سبز متمایل به خاکستری سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای خاکستری تا کرم ژیپس‌دار می‌باشد. خارپوست اسکوتلا، در قسمت‌های آهکی این واحد یافت می‌شود. رسوبات کواترنری شامل واحدهای سخت نشده کواترنری است که از آن جمله می‌توان به بسترهای فعال رودخانه‌ای، پهنه‌های رسی، سیلتی، واریزه‌های دامنه‌ای، تراس‌های رودخانه‌ای جوان و تراس‌های رودخانه‌ای قدیمی اشاره کرد.

بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی واحدهای آذرین قاسم‌آباد از نکات جالب‌توجه در زمین‌شناسی ایران بوده که تاکنون کمتر بدان پرداخته‌شده است. سنگ‌های آتشفشانی بازالتی را باید تجلی یک فرایند اساسی ذوب بخشی در تکامل سیارات زمین مانند، محسوب داشت. در مجاورت آبادی‌های هوره و کازیگ دشت در میان گدازه‌های آتشفشانی، آثاری از فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی سنگ‌های دیابازی و آگلومرا، با ساخت بالشی وجود دارد که قابل‌مشاهده هستند. به نظر (Stocklin, J. , 1968) رخداد کوهزایی لارامید در ایران علاوه بر بستن نئوتتیس سبب ایجاد گسل‌های معکوس با مؤلفه کمی امتداد لغز راستگرد و اختلاف ارتفاع در زون سنندج- سیرجان نسبت به زون ایران مرکزی شده است (Mohajjel, 2003. Bazaltic Volcanism Study Project, 1981. Leach, D. L. , 2001. Leach, D. L. ,2005. Pearce, J. A. ,and Norry M. J, 1979)



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی محدوده موردمطالعه، (زاهدی، ۱۳۷۱) اقتباس از نقشه زمین‌شناسی شهرکرد با مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰

روش مطالعه

پس از پیمایش و بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری منظم و سیستماتیک، از ایستگاه‌های مختلف با دقت انجام گرفت. جمعاً ۵۴ مورد نمونه جمع‌آوری شد. تعداد ۳۵ نمونه سنگی تازه برای تهیه مقاطع نازک انتخاب شدند. ۵ نمونه باکم‌ترین

میزان تجزیه و دگرسانی از منطقه موردمطالعه با استفاده از روش ICP Ms-AES اکسیدهای اصلی و فرعی و عناصر نادر خاکی و کمیاب در آزمایشگاه ACME کانادا مورد آنالیز قرار گرفت. نتایج داده‌های ژئوشیمیایی با استفاده از نمودارهای تجربی و با کمک نرم‌افزارهای پترولوژیکی(Exel, Igpet, GCDKit) مورد تجزیه‌وتحلیل قرار گرفتند و با استفاده از مطالعات صحرایی، نتایج بررسی‌های میکروسکوپی و آنالیز شیمیایی مدلی برای تشکیل سنگ‌ها ارائه گردید.

بحث و نتیجه‌گیری

لیتولوژی مشاهده‌شده در منطقه موردمطالعه عبارت‌اند از رخنمون‌هایی از سنگ‌های رسوبی و دگرگونی و سنگ‌های آذرین است. واحدهای آذرین اغلب به رنگ‌های خاکستری تا سیاه و سبز دیده می‌شوند. در مقاطع موردمطالعه درنتیجه سوسوریتیزاسیون، کانی‌های ثانوی حاصل‌شده مانند کلسیت، کلریت، اپیدوت، پرهنیت، آلبیت و کانی‌های رسی یا در درون پلاژیوکلازها باقیمانده و یا در فضای بین بلورهای اولیه تجمع پیداکرده‌اند. در حفره‌های بازالت‌ها، اپیدوت به‌عنوان محصول دگرگونی هیدروترمال دیده می‌شود. به دلیل آلتراسیون‌سدیک پلاژیوکلازها و ایجاد فلدسپات‌های نئوفورم در تعداد محدودی از نمونه‌ها، پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی سنتتیک واضح و شفاف می‌باشند، که شاید این پلاژیوکلازها از تجزیه در امان مانده‌اند. در برخی از پلاژیوکلازها (اسیدی) آثار دگرسانی سریسیتی شدن مشهود می‌باشد. در دگرسانی با حرارت ۳۰۰تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد عناصر آلکالن مثل Na و K از سیلیکات‌ها خارج و آلومینوسیلیکات‌ها به‌ویژه پلاژیوکلاز از بین می‌رود. در طی واکنش جایگزینی، تبدیل فلدسپات‌ها به سریسیت (جایگزینی بخشی یا کامل فلدسپات توسط میکای ریزدانه در اثر دگرسانی هیدروترمال، افزایش آب و پتاسیم) صورت می‌گیرد.

آثاری از تحلیل رفتگی و گردشدگی در حواشی برخی از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود. که این دلیلی بر اختلاط ماگما در مخزن ماگمایی می‌باشد. بالا رفتن دما تا بالاتر از دمای لیکیدوس، و گرم شدن پلاژیوکلازها باعث حل شدن فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و گرد شدن حواشی آن‌ها می‌شود. بر این اساس فرایند تغذیه مخزن ماگمایی باعث تغییر دمای ماگما و برهم زدن تعادل بین بلورهای از قبل تشکیل‌شده و ماگمای جدیدالورود شده و پلاژیو کلازها برای رسیدن به تعادلی جدید با ماگما وارد واکنش شده و حاشیه‌های گرد شده پیدا می‌کنند (Pearce, J. A. ,and Nicsoon , 1987). منطقه مطالعاتی بر اساس مطالعات کانی‌شناسی و بافت‌شناسی دارای سنگ‌های آندزیتی، آندزیت بازالتی، بازالتی می‌باشد.

آندزیت

بیشترین حجم سنگی منطقه موردمطالعه را این واحد به خود اختصاص داده است. ازلحاظ کانی‌شناسی، کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز و آمفیبول و کانی‌های فرعی آلکالی‌فلدسپات، کوارتز، زیرکن و بیوتیت می‌باشند. پلاژیو کلاز موجود در این سنگ‌ها اکثراً به‌صورت فنوکریست‌هایی که دارای زونینگ و منطقه بندی نوسانی هستند، دیده می‌شوند. که علت اصلی منطقه بندی نوسانی و زونینگ برقرار نبودن تعادل کامل در خلال تبلور می‌باشد. عدم تعادل در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود، که از نشانه‌های آن وجود خوردگی در پلاژیوکلازها و آمفیبول می‌باشد. نیکسون و پیرس(Pearce, J. A. and Nicsoon. , 1987,) در تحقیقات خودشان بیان نمودند که تزریق متعدد ماگمای بازیک داغ و تازه به درون اتاقک ماگمایی تفریق و سرد شده باعث می‌شود پلاژیو کلازهایی که قبلاً متبلور شده بودند، تحلیل روند. پس این‌گونه می‌توان این موضوع را توجیه کرد که ورود ماگمای بازیک جدید به آشیانه ماگمایی که ماگمای بازیک قبلی در آن، در حال تفریق و تبلوراست دلیل به هم خوردن تعادل شیمیایی و ایجاد خوردگی در کانی‌ها می‌گردد. و همچنین وجود

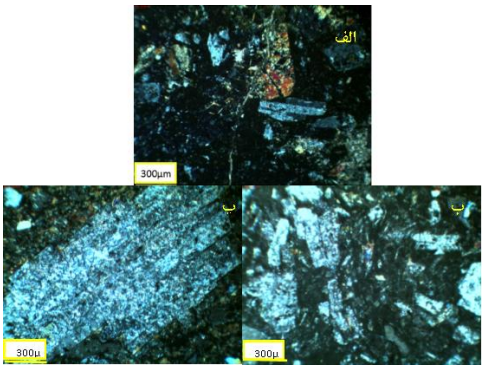
آمفیبول‌هایی با حاشیه سوخته و اپاسیته شده نیز از نشانه‌های عدم تعادل در این‌گونه سنگ‌ها می‌باشد. برخی از محققین دلیل این اپاسیته شدن را مربوط به آزاد شدن فشار در هنگام صعود ماده مذاب می‌دانند، که این امر باعث می‌شود تا هورنبلند بیشتر از این با ماگما در حال تعادل نباشد، این امر باعث نوعی تخریب شبکه با تشکیل یک آمیختگی جدید متراکم، بیشتر از هماتیت، مگنتیت، کلینوپیروکسن حاوی آهن کم و سایر کانی‌های مشابه می‌گردد.

آندزیت بازالت

در بیشتر موارد این واحد به همراه سنگ‌های آندزیتی دیده می‌شود و تفکیک آن‌ها از سنگ‌های آندزیتی بر روی نقشه زمین‌شناسی کاری بسیار دشوار می‌باشد. وجود فنوکریست‌های اوژیت و هیپرستن تنها تفاوت این سنگ‌ها با سنگ‌های آندزیتی می‌باشد.

بازالت

پلاژیو کلاز، اوژیت و هیپرستن از کانی‌های اصلی این واحد سنگی می‌باشد. پلاژیو کلازها اغلب به‌صورت میله‌ای و میکرولیت‌های کوچک هستند که زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند و بافت جریانی را ایجاد می‌کنند. نکته‌ی مورد تأمل در مورد این پلاژیو کلازها بالا بودن مقدار آن‌ها می‌باشد. پیروکسن‌ها به علت قرار گرفتن در یک زمینه میکرولیتی باعث ایجاد بافت گلومروپورفیریو میکرولیتیک پورفیری می‌شوند.



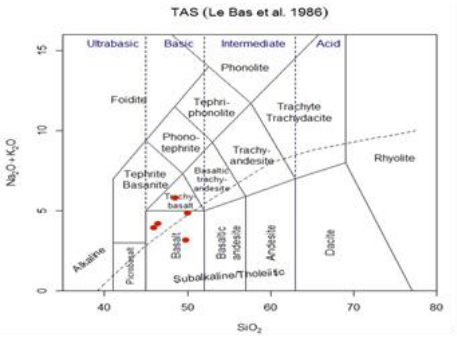
شکل ۲: الف، الیوین و پیروکسن در بازالت، ب و پ: پلاژیوکلاز در آندزیت با بافت پورفیری

جایگاه تکتونیکی

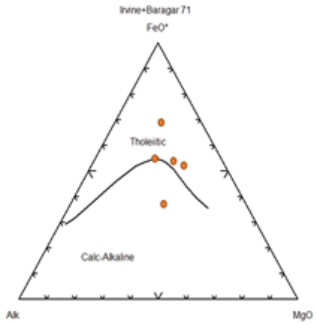
در نمودار نرمالیز شده سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough,1989) آنومالی منفی Ti و Nb مشاهده می‌شود که نشانه تأثیر فرایند آلایش پوسته‌ای در این سنگ‌ها می‌باشد(Wyllei, P. J. 1969) . همچنین این نمودار غنی‌شدگی عناصر LiLE, Th , Hf , Zr نسبت به Sr وHFSE ها (مانند Ta,P,Nbو Ti) را نشان داده که این موضوع بیانگر توزیع عناصر کمیاب در پوسته می‌باشد. و منجر به آلایش پوسته‌ای در این سنگ‌ها می‌شود. آنومالی منفی Ti نیز می‌تواند منعکس‌کننده نقش اکسیدهای Ti , Fe باشد. با وارد شدن Ti به ساختمان کانی‌هایی مانند تیتانو مگنتیت در مراحل اولیه تفریق، می‌تواند عامل ایجاد آنومالی شود. در ماگماتیسم‌های مرتبط با فرورانش فوگاسیته بالای O2 در زون فرورانش باعث تهی شدگی Ti می‌شود. در نمودار نرمالیز شده نسبت به گوشته اولیه آنومالی مثبت Pb دیده می‌شود که بیانگر آلایش پوسته‌ای ذر سنگ‌های منطقه است. بر اساس نسبت Zr در مقابل Nb محدوده‌های کافتی و فرو رانش را از یکدیگر جدا می‌کند. به‌طوری‌که سنگ‌های پتاسیم داری که Nb بیشتر از80 ppm دارند، ولکانیسم درون‌قاره‌ای را نشان می‌دهند. سنگ‌هایی که مقدارNb آن‌ها کمتر از 50 ppm است، مستقیم یا غیرمستقیم مرتبط با فرو رانش هستند. نمونه‌های موردبررسی در محدوده مرتبط با فرو رانش قراردادند. بر اساس نمودارهای (Muller 1997) سنگ های منطقه

در محدوده مرتبط با قوس‌های آتشفشانی هستند. بر این اساس سنگ های منطقه در محدوده‌ی کمانه‌ای ماگمایی ناشی از فرورانش قرار می‌گیرند. با توجه به خصوصیات ژئوشیمیایی و همچنین با در نظر گرفتن موقعیت زمانی و مکانی این سنگ های آتشفشانی به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها با ماگماتیسم ناشی از فرو رانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در ارتباط بوده و در یک محیط کمان ماگمایی تشکیل‌شده‌اند. به نظر می‌رسد که کمان ماگمایی سنگ های منطقه، ناشی از فرورانش یک پوسته اقیانوسی به زیرپوسته‌ی قاره‌ای باشد. در این نمودار از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز برای تشخیص رژیم تکتونیکی استفاده می‌شود (Pearce and Gale 1977). به این صورت که اگر در گدازه‌ها نسبت $Zr/Y < 3$ باشد، متعلق به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای می‌باشد. و اگر در آن‌ها نسبت $Zr/Y > 3$ باشد به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارند. سنگ های آتشفشانی منطقه موردمطالعه دارای نسبت $Zr/Y > 3$ هستند و در گروه قوس‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرند. بنابراین محیط تکتو نو ماگمایی منطقه موردمطالعه را می‌توان جزء محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای* به شمار آورد. از دیدگاه تکتونیک صفحه‌ای، این منطقه مرز صفحه‌ی ایران در شمال و صفحه عربی در جنوب می‌باشد که در که حاصل بسته شدن نئوتتیس و برخورد صفحه‌ی عربی به صفحه‌ی ایران می‌باشد که رشته‌کوه‌های زاگرس شکل‌گرفته‌اند و نهایتاً کشور ایران در کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیابه شکل کنونی خود دست‌یافته است.

بر پایه تقسیم‌بندی مجموع آلکالی در مقابل سیلیس TAS(Le Maitre,1989) سنگ‌های آذرین منطقه موردمطالعه اکثریت در محدوده بازالت و تراکی بازلت قرار می‌گیرند (شکل۳).

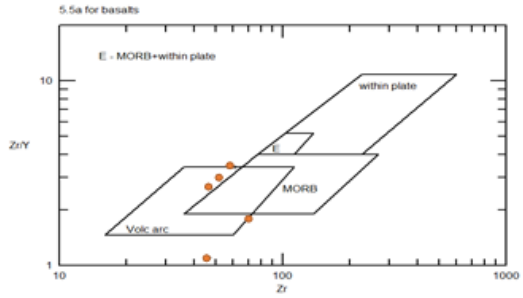


شکل ۳- موقعیت نمونه‌های موردمطالعه در نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس(TAS)

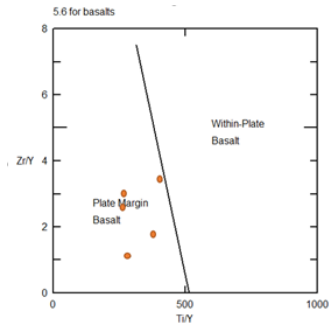


شکل ۴- تعیین جایگاه سری سنگ های موردمطالعه در نمودار AFM (Irvine and Barager, 1971)

* -active continental margin



شکل ۵- در نمودار Zr/Y-Zr اقتباس از (Pearce and Norry 1979)، نمونه‌ها در موقعیت موردمطالعه به جزایر اقیانوسی تعلق دارند.



شکل ۶-در نمودار Zr/Y-T/Y (Pearce, J. A. , Gale, G. H. , 1977). نمونه‌ها در موقعیت حاشیه صفحه‌ای واقع‌شده‌اند.

نتیجه‌گیری

سنگ‌ها آتشفشانی و نیمه عمیق اطراف منطقه قاسم‌آباد در غرب سد زاینده‌رود بین شهر بن و روستای هوره شامل سنگ‌های آندزیتی، آندزیت بازالتی، بازالتی می‌باشند. مطالعات پتروگرافی دال بر حضور نمونه‌های بازالت تا آندزیت بازالتی با بافت پورفیری و میکرولیتیک پورفیری می‌باشند. کانی‌های عمده تشکیل‌دهنده نمونه‌ها شامل پلاژیوکلاز، الیوین و گاهی پیروکسن به همراه کانی‌های اپاک و سایر کانی‌های فرعی است. استفاده از نمودارهای تعیین سری ماگمایی نیز نشان از ماهیت توله ایتی تا کالکوالکالن نمونه‌ها دارد که در موقعیت جزایر قوسی مرتبط با موقعیت حاشیه قاره‌ای تشکیل‌شده‌اند.

منابع فارسی:

۱. زاهدی، م. ، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی شهرکرد ۱:۲۵۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

۲. قاسمی، ا. ، حاج حسینی، م. ، حسینی، م. ، ۱۳۸۵. شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه چادگان. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

1. Bazaltic Volcanism Study Project. ,(1981) Bazaltic Volcanism on the Terrestrial Planets, Pergamon Press Inc. ,New York, USA.
2. Classification of the common volcanic rocks: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-545.
3. Garven, G. , 1985. The role of regional fluid flow in the genesis of the Pine Point deposit, Western Canada Sedimentary Basin. Economic Geology 80: 307-324.
4. Irvine, T. N. and Barager, W. R. A. , 1971. A guide to the chemical
5. Kuno H. ,1968, Differentiation of basaltmagmas. In: HissH. H. and Poldervaart A. (eds),Basalts: The Polderuaart treatise on rocks of basaltic composition, Vol. 2. Interscience, New York, pp. 623-688.

6. Le Maitre,R. W. (Editor),Bateman,P. , Dudek, A. ,Keller, J. , Lameyer, M. , Le Bas, M. J. ,Sabine,P. a. ,Schmid, R. , Sorensen, H. , Streckeisen, A. , Woolley, A. R. , Zanettin, B. ,1989. A Classification of Igneous Rocks and a Glossary of Terms. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 193pp.
7. Leach, D. L. , Bechstadt, T. , Boni, M. , and Zeeh, S. , 2003. Triassic-hosted MVf Zn-Pb ores of Poland, Austria. Slovenia and Italy, In Kelly, J. G. , Andrew, C. J. , Ashton, J. H. , Boland, M. B. , Earls, G. , Fusciardi, L. , & Stanley, G. , Europe's major base metal depoSits. Economic Geology 169-214.
8. Leach, D. L. , Bradley, D. , Lewchuck, M. T. , Symons, D. T. A. , de Marsily, G. , and Brannon, J. C. , 2001. Mississippi Valley-type lead–zinc deposits through geological time, implications from recent age-dating research. Miner Deposita 36: 711–740.
9. Leach, D. L. , Sangster, D. F. , Kelley, K. D. , Large, R. R. , Garven, G. , Allen, C. R. , Gutzmer, J. , Walters, S. , 2005. Sediment-hosted lead–zinc deposits, a global perspective. Economic Geology 100th Anniversary Volume, Society of Economic Geologists. pp. 561–607.
10. Mohajjel, M, Fergusson, C. L, and Sahand, M. R. , 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision,Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. Journal of Asian Earth ciences. 21: 397–412.
11. Muller,D. ,Rock, n. m. s Groves,D. I. , 1997. Geochemical discrimination between shoshnitic potassic volcanic rocks from different tectonic setting:apilot study. Mineral petrol,No. 259-280
12. Pearce, J. A. , 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in: Thorpe, R. S. , (eds.), Andesites, Wiley, New York, p. 525–548.
13. Pearce, J. A. , Gale, G. H. , 1977. "Identification of ore deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks, Geological Society, Special. ", Publication, 7, p. 14-24
14. Pearce, J. A. ,and Nicsoon. , 1987, An expert system for the tectonic characterization of ancient volcanic rocks. J. Volc. Geothermal Res. , 32, 51-65.
15. Pearce, J. A. ,and Norry M. J, 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contrib. Mineral. Petrol. ,69,33-47.
16. Rollinson H. ,(1993)Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", longman scientific and Technical…352p.
17. Shelly, D. 1993. Igneous and metamorphic rocks under microscop,, Chapman and Hall, Cambridge. 444.
18. Stocklin, J. , 1968. Structural history and tectonics of Iran. American Association of Petrology and Geology. Bulletin 52,1229 – 1258
19. Sun S. S. , Mcdonough W F. , (1989) "A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes", Geological Society Special publication,. v. 42,p. 313-345.
20. Sun S. S. and McDonough W. F. , 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D. and NorryM. J. (eds.), Magmatism in ocean basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42,pp. 313-345.
21. Wyllei, P. J. (1969) The origin of ultramafic and ultrabasic roks,Tectonophysics,7,437-55.

ساخت منشوری در بازالت‌های منطقه اوچبولاغ، شمال زنجان

محمد ابراهیمی*[۱]، رسول اسمعیلی[۲،۳]، مهران شیروانی[۱]، ایوب ویسی‌نیا[۱]، فاطمه آقامرادی[۱]، مسعود شهسواری[۱]

۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان

۲ آزمایشگاه تحول لیتوسفر، انسیتوی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک، آکادمی علوم چین، پکن، چین

۳ دانشگاه آکادمی علوم چین، پکن، چین

چکیده

روستای اوچبلاغ در شمال غرب زنجان و به فاصله ۵۰ کیلومتری از آن قرار دارد. با توجه به پهنه‌بندی‌های ساختاری-رسوبی ایران منطقه مورد مطالعه در زون البرز غربی و زیرپهنه طارم واقع می‌باشد. در شمال و شمال غرب زنجان در چندین منطقه از جمله اوچبلاغ جریان‌های گدازه بازالتی جوان احتمالاً به سن پلیوکواترنری رخنمون دارند. یکی از شاخص‌ترین ویژگی‌های این جریان‌های گدازه بازالتی وجود ساخت منشوری در آنها است. در منطقه اوچبلاغ ساخت منشوری به خوبی در گدازه‌های بازالتی توسعه یافته است. قطر منشورها معمولاً ۲۰ تا ۳۰ سانتی‌متر بوده ولی در مواردی قطر آنها تا نزدیک به ۱ متر می‌رسد. طول منشورها غالباً بالغ بر ۱ متر بوده و ممکن است از ۳ متر نیز تجاوز نماید، با این حال منشورهای با طول کمتر از ۱ متر نیز وجود دارند. قاعده منشورها به صورت مثلث، مربع، مستطیل، پنج ضلعی و یا شش ضلعی می‌باشد. منشورها به صورت مستقیم و یا به صورت انحنادار هستند. از روی انحنای ستون‌ها می‌توان جهت حرکت جریان گدازه را مشخص نمود.

کلیدواژه: جریان گدازه، بازالت، ساخت منشوری، اوچبلاغ، زنجان، البرز.

Columnar joints in the Uchbolagh area, NW Zanjan

Mohammad Ebrahimi*[1], Rasoul Esmaeili[2, 3], Mehran Shirvani[1], Ayoub Vesinia[1], Fatemeh Aghamoradi[1], Masoud Shahsavari[1]

[1] Department of geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan

[2] State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

[3] University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

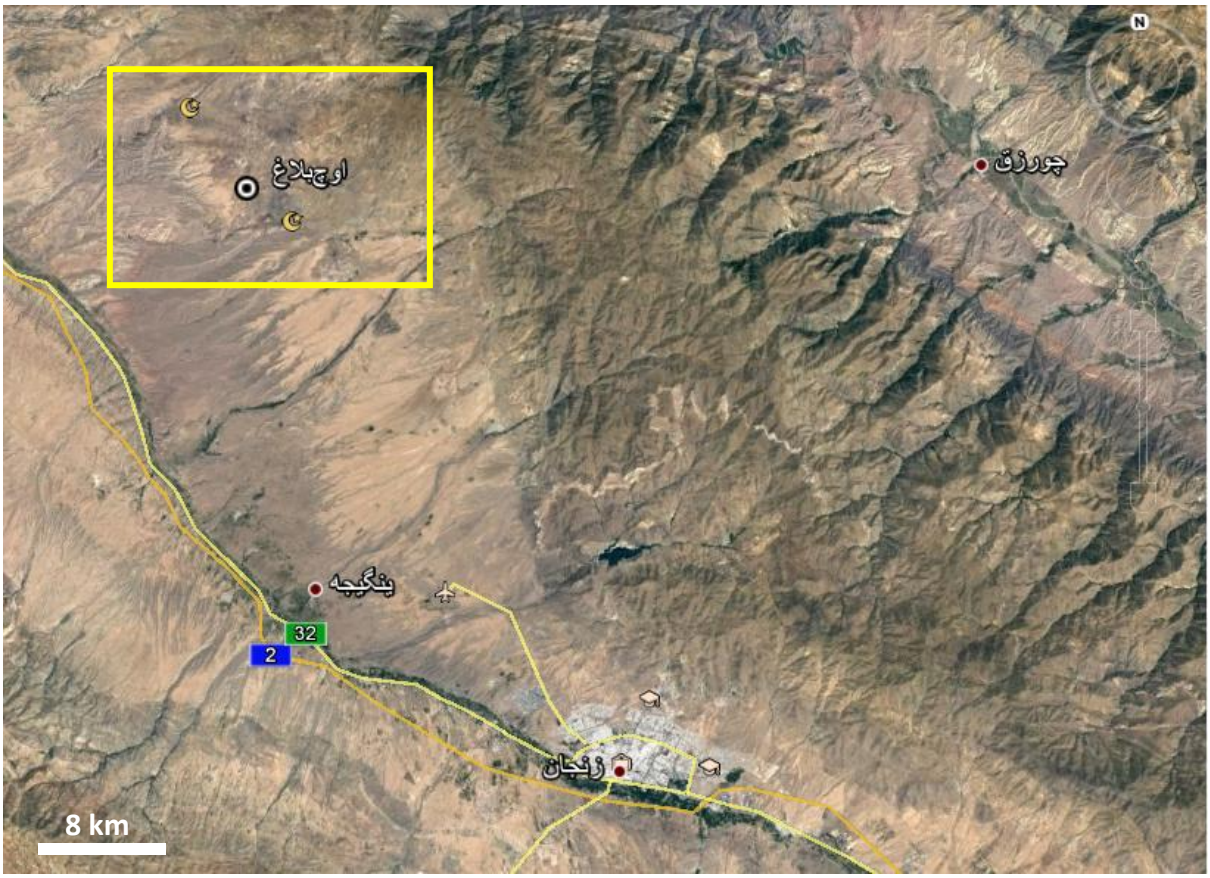
Abstract

The Uchbolagh village is located about 50 km northwest of Zanjan. From structural point of view, the study area belongs to the Alborz structural zone and Tarom subzone. In north and northwest of Zanjan including the Uchbolagh area young basaltic lava flows with the probable age of Plio-Quaternary are exposed. One of the most striking features of these basaltic lava flows is columnar jointing. In the Uchbolagh area, columnar joints have been well developed in the basaltic lava flows. The diameter of the basaltic columns is usually 20 to 30 centimeter but in some cases may reach up to 1 meter. Length of the columns is often more than 1 meter but may exceed 3 meter, however columns with length of less than 1 meter are also observed. Cross sections of the columns can be seen as triangular, square, rectangular, pentagonal and hexagonal. The columns are either straight or mildly curved. From direction of the curve the direction of lava flow movement can be inferred.

Key Words: Lava flow, columnar jointing, Uchbolagh, Zanjan, Alborz.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب زنجان و به فاصله حدود ۵۰ کیلومتری از آن واقع می‌باشد (شکل ۱). بر اساس پهنه‌بندی‌های ساختاری-رسوبی ایران (نبوی، ۱۳۵۵، Alavi, 1991) منطقه مورد مطالعه در زون البرز غربی- آذربایجان و زیرپهنه طارم واقع می‌باشد. ژئوشیمی و پتروژنز بازالت‌های منطقه اوچبلاغ به دلیل آلتره بودن مورد مطالعه قرار نگرفته است. در این مطالعه ساخت منشوری در این بازالت‌ها بررسی شده است.



شکل ۱- تصویر گوگل‌ارث از بخش شمالی زنجان که منطقه مورد مطالعه با مستطیل زرد رنگ بر روی آن نمایش داده شده است.

روش مطالعه

جهت انجام این تحقیق بازدید صحرایی از منطقه برنامه‌ریزی گردید. در جریان انجام بازدید صحرایی ابعاد ستون‌های بازالتی اندازه‌گیری گردید. از مناظر مختلف ساخت منشوری در منطقه مورد مطالعه عکس‌برداری گردید و نهایتاً مقاله تدوین شد.

زمین‌شناسی منطقه

بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین (فریدی و انوری، ۱۳۷۹) واحدهای رسوبی و سنگی دارای رخنمون در منطقه مورد مطالعه شامل رسوبات آتشفشانی-آذرآواری ائوسن (معادل سازند کرج) شامل جریان‌های گدازه با ترکیب متنوع و انواع سنگ‌های آذرآواری شامل آگلومرا، برش آتشفشانی، توف‌های بلورین، توف خرده‌سنگی، توف خرده‌سنگی بلورین و توف خاکستر می‌باشد. بر اساس هیرایاما و همکاران (۱۹۶۶) ضخامت توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن در کوهای طارم حدود ۳۸۰۰ متر بوده و این مجموعه را به دو عضو کردکند (بخش زیرین) و آمند (بخش بالایی) تقسیم نمودند. در مناطق کمی دورتر (منطقه حاج سیران) سنگ‌های گرانیتوییدی (عمدتاً کوارتز مونزونیت و مونزونیت) برون‌زد دارند. علاوه بر این جریان‌های گدازه بازالتی جوان (پلیوکواترنری ؟) و روسوبات آبرفتی کواترنری در منطقه رخنمون دارند.

ساخت منشوری در منطقه اوچ‌بلاغ و مکانیسم تشکیل آن

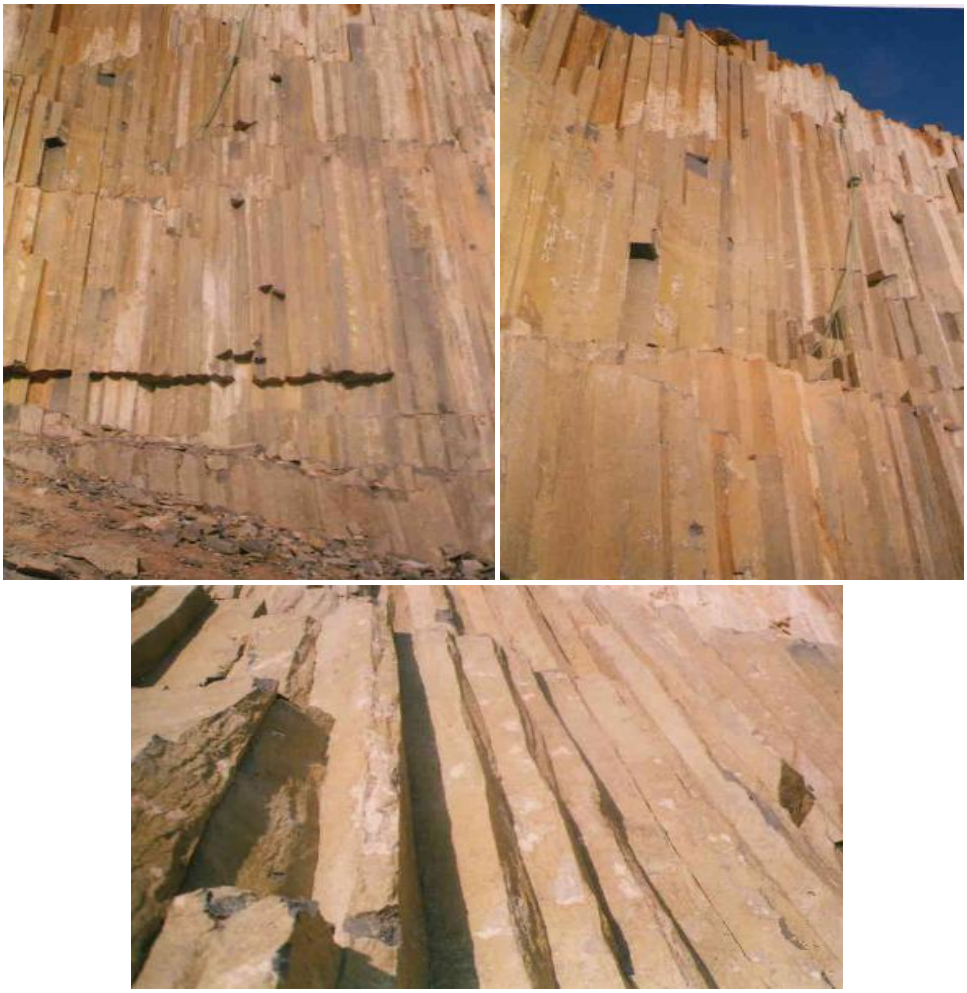
همانطور که در چکیده مقاله نیز اشاره شد در شمال و شمال غرب زنجان در چندین منطقه از جمله اوچ‌بلاغ جریان‌های گدازه بازالتی جوان احتمالاً به سن پلیوکواترنری رخنمون دارند. سن پلیوکواترنری این بازالت‌ها بر اساس موقعیت چینه‌شناسی آنها و همچنین افقی بودن یا شیب ملایمی که دارند، قابل استنتاج است. این بازالت‌ها صرفاً توسط رسوبات آبرفتی کواترنری پوشیده شده‌اند. از ویژگی‌های بارز این بازالت‌ها وجود ساخت منشوری در آنها است. در منطقه اوچ‌بلاغ ساخت منشوری به خوبی در گدازه‌های بازالتی توسعه یافته و مناظر زیبایی را در سینه‌کارهای استخراجی ایجاد نموده است. به عقیده کانتا (۱۹۸۰ و ۱۹۸۱) ساخت منشوری در بازالت‌ها حاصل عملکرد فرایند دینامیک در سیال است. فرایند همرفت انتشاری مضاعف به دلیل اختلاف در ترکیب شیمیایی و دمای گدازه راکد در بالا و پایین جریان گدازه موجب شکل‌گیری درزه‌های قایم در جهات مختلف شده و ستون‌های بازالتی ایجاد می‌گردند. در سطح جریان گدازه ستون‌ها ابعاد کوچک‌تری داشته و نامنظم هستند، به عبارت دیگر ستون‌بندی درغین دارند. در حالی که در بخش‌های عمیق‌تر جریان گدازه ستون‌ها ابعاد بزرگ‌تری داشته و ستون‌بندی واقعی دارند. قطر منشورها معمولاً حدود ۳۰ سانتی‌متر بوده ولی در مواردی قطر آنها تا نزدیک به ۱ متر می‌رسد. طول منشورها غالباً بالغ بر ۱ متر بوده و ممکن است از ۴ متر نیز تجاوز نماید، با این حال منشورهای با طول کمتر از ۱ متر نیز وجود دارند (شکل‌های ۲ و ۳). همانگونه که در شکل ۴ مشاهده می‌گردد، سطح قاعده منشورها به صورت مثلث، مربع، مستطیل، پنج ضلعی و یا شش ضلعی می‌باشد (Wicander and Monroe, 1995). منشورها به صورت مستقیم و یا به صورت انحنادار و کمی خمیده هستند (شکل ۵). در صورتی که در مراحل آخر سرد شدن و انجماد، گدازه ثابت و بدون حرکت باشد، منشورهایی به صورت مستقیم و فاقد انحنا تشکیل می‌شوند. در حالی که اگر در مراحل پایانی سرد شدن و انجماد، گدازه دارای حرکت باشد، منشورهایی به صورت انحنادار و خمیده تشکیل می‌شوند. از روی انحنای ستون‌ها می‌توان جهت حرکت جریان گدازه را مشخص نمود.

نتیجه‌گیری

بر اساس پهنه‌بندی ساختاری-رسوبی ایران منطقه مورد مطالعه در پهنه البرزغربی-آذربایجان و زیرپهنه طارم قرار دارد. بازالت‌های مورد بحث در این مقاله جوان بوده و صرفاً توسط رسوبات آبرفتی جوان پوشیده شده‌اند. این بازالت‌ها پس از برخورد صفحه عربی به صفحه ایران مرکزی و بر اثر فعالیت‌های آتشفشانی پس‌برخوردی ایجاد شده‌اند. جریان‌های گدازه مورد مطالعه به صورت افقی و یا با شیب ملایم می‌باشند. یکی از ویژگی‌های شاخص این بازالت‌ها دارا بودن ساخت منشوری است که مناظر زیبایی را در سینه‌کارهای استخرجی به نمایش گذاشته‌اند. از روی انحنای ستون‌های بازالتی می‌توان جهت حرکت جریان گدازه را در مراحل پایانی سرد شدن و انجماد یافتن مشخص نمود. اگر چه بازالت‌های دارای ساخت منشوری به راحتی قابل استخراج و بهره‌برداری به عنوان سنگ لاشه هستند، ولی می‌توان به صورت بهتری از آنها استفاده نمود. همچنین با توجه به مناظر و چشم‌انداز زیبایی که این منشورها ایجاد نموده‌اند، شایسته است از آنها بعنوان ژئوسایت حفاظت و مراقبت گردد.



شکل ۲- نمای دور از منشورهای بازالتی در سینه‌کار استخراجی در منطقه اوچبلاغ. چندین سری از منشورهای بازالتی بر روی هم قرار گرفته‌اند. در این تصویر منشورهای بازالتی به صورت مستقیم می‌باشند.



شکل ۳- سه نمای نزدیک از منشورهای بازالتی در سینه‌کار استخراجی در منطقه اوچبلاغ. در این تصویر منشورهای بازالتی به صورت مستقیم می‌باشند.



شکل ۴- نمای نزدیک از منشورهای بازالتی در سینه‌کار استخراجی در منطقه اوچبلاغ. سطح قاعده منشورها به صورت مربع، مستطیل، پنج‌گوش و شش‌گوش است.



شکل ۵- نمای دور از منشورهای بازالتی در سینه‌کار استخراجی در منطقه اوچ‌بلاغ. خمیدگی منشورهای بازالتی جهت حرکت جریان گدازه را مشخص می‌سازد.

قدردانی

هزینه‌های بازدید صحرایی این تحقیق توسط مولف اول مقاله تامین شده است. از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه زنجان به دلیل حمایت مالی جهت ارایه این مقاله در بیست و دومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران قدردانی می‌گردد.

منابع

۱- فریدی، م. و انوری، ه.، ۱۳۷۹، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هشتجین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۲- نبوی، م.ح.، ۱۳۵۵، دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارت سازمان زمین‌شناسی واکتشافات معدنی کشور

3- Alavi, M., 1991, Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnant in northeastern Iran. Geological Society of America Bulletin, 103(8), 983–992.

4- Hirayama k., Samimi M., Zahedi M. and Hushmandzadeh A., 1966, Geology of the Tarom district, western part (Zanjan area, northwest Iran), Geological Survey of Iran, Rep. No. 8.

5- Kantha, L.H., 1980, “Basalt fingers” – origin of columnar joints? Geological Magazine, 118: 251-264.

6- Kantha, L.H., 1980, A note on the effect of viscosity on double-diffusive processes. Journal of Geophysical Research. 85: 4398-4404.

7- Wicander, R. and Monroe, J.S., 1995, Essentials of geology. West Publishing Company, 428 p.

زمین شناسی، ژئوشیمی و پتانسیل اقتصادی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه، استان یزد.

نویسنده مسئول: مهدی بختیاری، کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، m.bakhtiary@mail.sbu.ac.ir

سایر نویسندگان: حنیف رحمانی[۱]، جمشید حسن زاده[۲]، سعید علیرضایی[۳]

۱-کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، han.rahmani@mail.sbu.ac.ir ، ۲-گروه زمین شناسی موسسه فناوری کالیفرنیا، jamshid@caltech.edu ، ۳-گروه زمین شناسی دانشگاه شهید بهشتی، s-alirezaei@mail.sbu.ac.ir

چکیده:

باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه یک مجموعه (کمپلکس) آذرین با ترکیب مونزوگرانیت، گرانودیوریت و لوکوگرانیت است که در واحدهای سنگی پالئوزوئیک بالایی و تریاس- ژوراسیک نفوذ کرده است. کهن ترین واحد سنگی منطقه را سازند سنگ آهکی- دولومیتی جمال با سن پرمین زیرین تشکیل داده که با همبری گسلی در حاشیه جنوب غربی باتولیت شیرکوه قرار گرفته است. براساس داده‌های ژئوشیمی سنگ کل، باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه، پرآلومین، کالک آلکالن با پتاسیم بالا و دارای ویژگی های کانی شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای تیپ S است. نمونه های معرف از واحدهای سنگی مجموعه شیرکوه با غنی شدگی از عناصر لیتوفیل درشت- یون LILE مانند Rb, Cs, K, U, Th و تهی شدگی از عناصر با توان میدان بالا HFSE مانند Nb و Ti مشخص می شوند. واحد اصلی شیرکوه (مونزوگرانیت) با حضور موسکوویت و فراوانی محلی گارنت، آلومینوسیلیکات ها و کردیریت مشخص می شود که از ویژگی های کانی شناسی گرانیتوئیدهای تیپ S است.

داده های رسوبات آبراهه ای، آنومالی آشکاری از فلزات کانسنگ ساز گرانیتوفیل (Sn-W-Nb-Ta-Zr-Y-Th-U) نشان نمی دهد. میانگین فراوانی قلع و تنگستن در رسوبات آبراهه‌ای که آشکارا بیشتر از گرانیتوئیدهای تیپ I است و می تواند تاییدی بر ماهیت پرآلومین و خاستگاه پوسته ای مجموعه گرانیتوئیدی شیرکوه باشد. نبود ذخایر قلع و تنگستن و سایر عناصر گرانیتوفیل در باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه از یک سو به دلیل ماهیت و عمق جایگیری این باتولیت و از سوی دیگر به دلیل فرسایش نسبتا ژرفی است که بر آن حادث شده است. یک توده گرانیتی جوان (ائوسن میانی به روش اورانیوم- سرب زیرکن) در بخش شرقی باتولیت شیرکوه وجود دارد که سبب اسکارن زایی در سنگ آهک- دولومیت سازند تفت شده است. این توده ماهیت متالومین دارد (2).

کلیدواژه: ژئوشیمی سنگ کل، ژئوشیمی رسوب آبراهه‌ای، باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه، گرانیت تیپ S، یزد.

Geology, Geochemistry and Economic Potential of Shirkuh Granitoid Batholith in Yazd Province.

First Author: Mehdi Bakhtiari*, M.Sc. Economic Geology, m.bakhtiary@mail.sbu.ac.ir

Other Authors: Hanif Rahmani[1], Jamshid Hassanzadeh[2], Saeid Alirezaei[3]

[1]M.Sc. Economic Geology, han.rahmani@mail.sbu.ac.ir, [2]Department of Geology, Caltech, jamshid@caltech.edu, [3]Department of geology, Shahid Beheshti university, s-alirezaei@mail.sbu.ac.ir[3]

Abstract

The Shirkuh granitoid batholith consists of monzogranite, granodiorite, and leucogranite intruded into the Upper Paleozoic carbonates and Triassic-Jurassic shales and sandstones. The oldest rock unit in the area is the Permian limestone-dolomite of the Jamal formation with outcrops to the southwest of the batholith. The batholith is

peraluminous, high-K calc-alkaline, with mineralogical and geochemical features of S-type granitoids. The granitoids are characterized by enrichments in large-ion lithophile elements LILE such as Rb, Cs, K, U, Th and depletions in high-field HFSE elements such as Nb and Ti. The main rock type (monzogranite) is distinguished by the presence of muscovite and local abundances of garnet, aluminosilicates, and cordierite that support the S-type nature of the granitoid.

No distinct anomalies in granitophile elements (Sn-W-Nb-Ta-Zr-Y-Th-U) were indicated by stream sediments. The average abundances of Sn and W respectively are clearly higher than those for I-type granitoids and further support the S-type nature of the granitoids. The absence of distinct anomalies and occurrences of Sn, W, and other granitophile elements associated with the Shirkuh granitoid can be explained by deep-seated nature of the intrusive complex and/or the relatively deep erosion of rocks. A deep erosion is supported by the scarcity of pegmatitic and aplitic bodies in the granitoid.

In the eastern part of the Shirkuh batholith, skarn-type assemblages are developed in the limestone/dolomite of the Cretaceous Taft formation. The skarn is associated with a middle Eocene granitic body (zircon U-Pb age) metaluminous granite.

Key Words: Whole Rock Geochemistry, Stream Sediment Geochemistry, Ore potential, Shirkuh Granitoid Batholith, S Type Granite, Yazd.

مقدمه

گرانیتوئیدها در جایگاه های زمین شناسی متفاوتی پدید می‌آیند و میزبان ذخایر اقتصادی گوناگونی هستند. ارتباط مکانی و زمانی نزدیکی بین برخی کانسارها با گرانیتوئیدها وجود دارد که حاکی از رابطه زایشی بین آنها است. مهم ترین مرحله پلوتونیسم منطقه در ژوراسیک میانی روی داده و با حوادث زمین شناسی ایران مرکزی در مزوزوئیک مرتبط می باشد. گرانیت‌های پرآلومین ممکن است در موقعیت برخورد لیتوسفرهای قاره‌ای (Continental Collision) پدید آیند، مانند نمونه‌های جنوب شرق آسیا از زمان پرموتریاس، شرق امریکای شمالی از زمان دونین و کمربند واریسکن اروپای مرکزی از زمان پالئوزوئیک پسین (7). این گرانیت‌ها همچنین در موقعیت کمانهای ماگمایی قاره‌ای مرتبط با فرورانش (تیپ آند) و مناطق ریفتی قاره‌ای شناخته شده‌اند (6). مثالهای نوع آند در بولیوی- پرو از ترشیری و نوع ریفتی در جنوب چین و نیجریه از مزوزوئیک شناخته شده‌اند. از ذخایر مهم و حائز اهمیت همراه با این تیپ گرانیتوئیدها می توان به ذخایر قلع و تنگستن اشاره کرد. ذخایر تنگستن گرایزنی از ذخایر شاخص همراه با گرانیتوئیدهای تیپ S است (8). این ذخایر که ممکن است حاوی قلع نیز باشند عموما در داخل یا نزدیکی توده های نفوذی گرانیتی یافت می‌شوند که در عمق کم (۱ تا ۴ کیلومتر) در پوسته زمین نفوذ کرده‌اند. توده‌های نفوذی مادر، بسیار تفریق یافته‌اند و غالبا غنی از عناصر لیتوفیل مانند Rb, Li, Be, Sn, W, Mo, Ta, NB, U, Th, REE و عناصر پویایی مانند F و B هستند (8). در این مقاله، پتانسیل اقتصادی گرانیتوئید پرآلومین شیرکوه با استفاده از مشاهدات صحرایی، سنگ شناسی، ژئوشیمی سنگ کل و ژئوشیمی آبراهه ای بررسی شده است.

زمین شناسی منطقه:

محدوده مورد مطالعه در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب غرب شهر یزد و ۲۰ کیلومتری-جنوب غرب شهرستان تفت در استان یزد قرار دارد و از نظر تقسیمات زمین شناسی ایران (Stoklin, 1968) در زون ایران مرکزی واقع شده است. بر اساس تقسیم بندی واحدهای ساختمانی-رسوبی ایران (4) باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه در لبه غربی خرده قاره ایران مرکزی واقع شده است. گرانیت شیرکوه در واقع یک مجموعه گرانیتوئیدی است که در واحدهای سنگی تریاس بالایی-ژوراسیک و پالئوزوییک نفوذ کرده است. مجموعه گرانیتوئیدی شیرکوه حاوی انکلاوهایی از سنگ های آذرین ریزدانه و سنگهای دگرگونه است.

داده های ژئوشیمیایی موجود نشان می‌دهد که باتولیت شیرکوه، یک توده واحد همگن نیست، بلکه از فازهای نفوذی متفاوتی پدید آمده است (19). داده های ایزوتوپی با استفاده از روش Rb-Sr سن ۱۷۶ میلیون سال را نشان می دهد (13). داده های ایزوتوپی با استفاده از روش K-Ar سن ۱۵۹-۱۸۶ میلیون سال را برای این باتولیت تعیین کرده اند(17) . داده های ایزوتوپی با استفاده از روش U-Pb سن ۱.۵± ۱۶۶.۱ و ۱.۷± ۱۶۶.۸ میلیون سال را نشان می دهد (12).

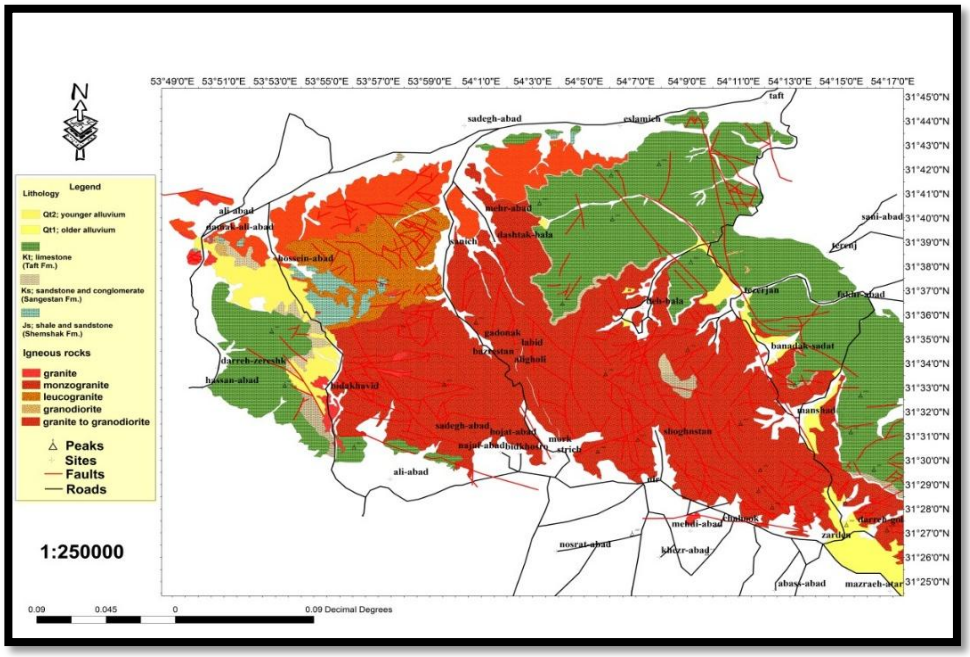
روش مطالعه:

این مطالعه بر مشاهدات و برداشت های میدانی، مطالعه مقاطع نازک از واحدهای سنگی مختلف باتولیت، و آنالیز سنگ کل استوار است. تعداد ۲۰ نمونه سنگ کل با استفاده از روش های ICP-MS (آزمایشگاه ACME کانادا)، XRF (آزمایشگاه زرآزما، ایران) و ICP-AES (آزمایشگاه کانپژوه، ایران) انجام شده است. به منظور بررسی پتانسیل کانه زایی و ردیابی آنومالی های ژئوشیمیایی و منبع احتمالی آنها از داده‌های ژئوشیمیایی رسوبات آبراهه‌ای ورقه یک صدهزارم زمین شناسی خضرآباد، نیر و یزد (GIS Geoindustria A.S - Praha- Czech Republic 1997) سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور استفاده شده است.

بحث:

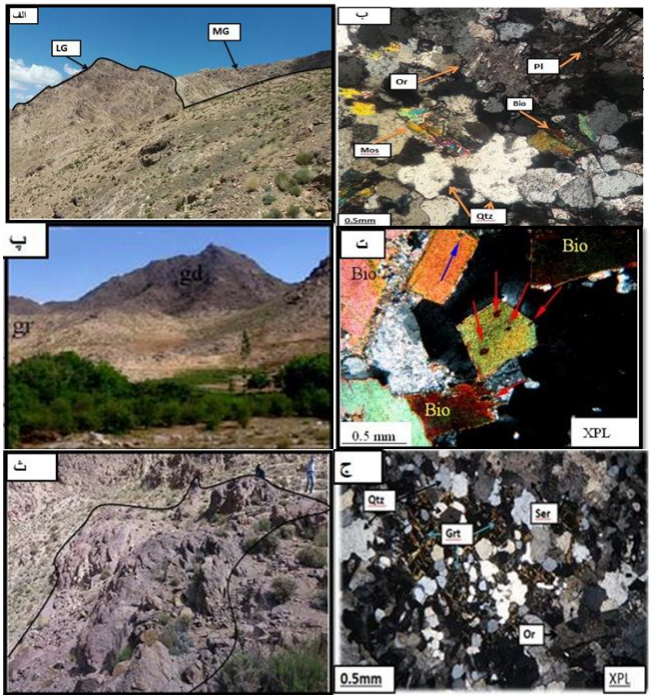
سنگ شناسی:

بر اساس مطالعات صحرایی، کانی شناسی و پتروگرافی، باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه شامل سه فاز اصلی مونزوگرانیت، گرانودیوریت و لوکوگرانیت است (شکل ۱).



شکل۱. نقشه زمین شناسی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه یزد (برگرفته از نقشه های زمین شناسی۱/۱۰۰۰۰۰ خضرآباد، نیر و یزد (حاج ملاعلی و همکاران، ۱۳۷۲، شهرکی قدیمی و همکاران، ۱۳۸۷، حاج ملا علی و همکاران، ۱۳۷۹) با اندکی تغییرات).

فاز مونزوگرانیت بخش اصلی این باتولیت را تشکیل داده و ترکیب آن شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت، موسکوویت و کانی های فرعی گارنت، کردیریت، سیلیمانیت و کانی همراه آپاتیت، زیرکن و ایلمنیت است (شکل ۲ الف و ب). فاز گرانودیوریت شامل مجموعه کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، فلدسپار پتاسیم و بیوتیت-موسکوویت با مقادیر متغیر است و بیشتر محدود به حاشیه شمالی باتولیت است (شکل۲ پ و ت). فاز لوکوگرانیت با ترکیب کوارتز، فلدسپار پتاسیم، پلاژیوکلاز و نبود کانی های تیره بیشتر محدود به حاشیه غربی باتولیت شیرکوه است (شکل ث و ج)(1).



شکل۲. کانی شناسی فازهای مختلف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه یزد. الف و ب) واحد مونزوگرانیتی، پ و ت) واحد گرانودیوریتی و ث و ج) واحد لوکوگرانیتی.

ژئوشیمی باتولیت شیرکوه:

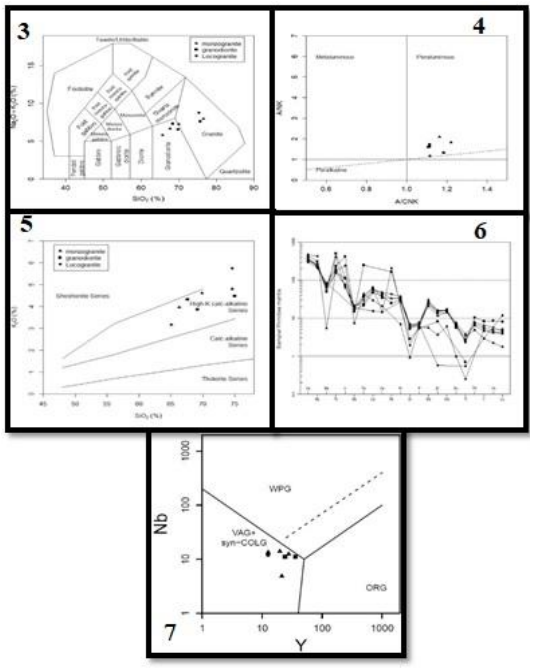
مقدار SiO_2 از فاز گرانودیوریت به لوکوگرانیت افزایش می‌یابد (شیبی، ۱۳۸۸) که می تواند معرف تبلور تفریقی باشد. برای نامگذاری سنگ های آذرین باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه از رده بندی شیمیایی، نمودار TAS استفاده شده است (14) (شکل۳). براساس این نمودار که مقدار سیلیس (SiO_2) نسبت به مقدار کل قلیایی ها ($Na_2O + K_2O$) است، همه نمونه های گرانیتوئیدی در محدوده سینوگرانیت، مونزوگرانیت و گرانودیوریت قرار می گیرد.

ضریب شاخص اشباع آلومینیوم به عنوان نسبت مولی (A/NK) و (A/CNK) برحسب مولار تعریف شده است. در گرانیتوئیدهای شیرکوه مقدار $ASI > 1$ است و بیشتر نمونه های مربوط به ۳ رخساره اصلی شیرکوه (مونزوگرانیت، گرانودیوریت و لوکوگرانیت) شاخص اشباع آلومینیوم ۱.۱ تا ۱.۷ دارند. براساس (18) همه نمونه ها در محدوده پرآلومین قرار گرفته اند (شکل ۴). مذاب های شدیدا پرآلومین اگرچه عمدتا از منابع رسوبی تشکیل شده اند (9) اما ممکن است توسط ذوب سنگ های متاآلومینوس فلسیک دارای بیوتیت و یا حتی از طریق ذوب سنگ های مافیک ایجاد شوند.

در نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (16)، سری ماگمایی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه کالک آلکالن K بالا تا کالک آلکالن K متوسط می‌باشد (شکل۵). الگوی نرمالیز شده عناصر کمیاب نسبت به گوشته اولیه در نمونه های مختلف شیرکوه در شکل۶ نمایش داده شده است (20).

غنی شدگی سنگ های گرانیتی شیرکوه از عناصر LILE شامل عناصر U، Th، Rb، K همراه با تهی شدگی از عناصر HFSE با الگوی گرانیت‌های مرتبط با فرورانش همخوانی دارد. سیالات و مذاب های ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورو با متاسوماتیسم نمودن گوه گوشته‌ای بالای خودشان باعث ایجاد آنومالی منفی Nb می‌شوند (11). از این رو وجود آنومالی منفی این عنصر در سنگ های منطقه می تواند نشان دهنده شکل گیری آنها در محیط فرورانش باشد. آنومالی مثبت Pb نیز به متاسوماتیسم گوه گوشته ای توسط سیالات ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورو و یا آلایش ماگما با لیتوسفر قاره‌ای اشاره دارد.

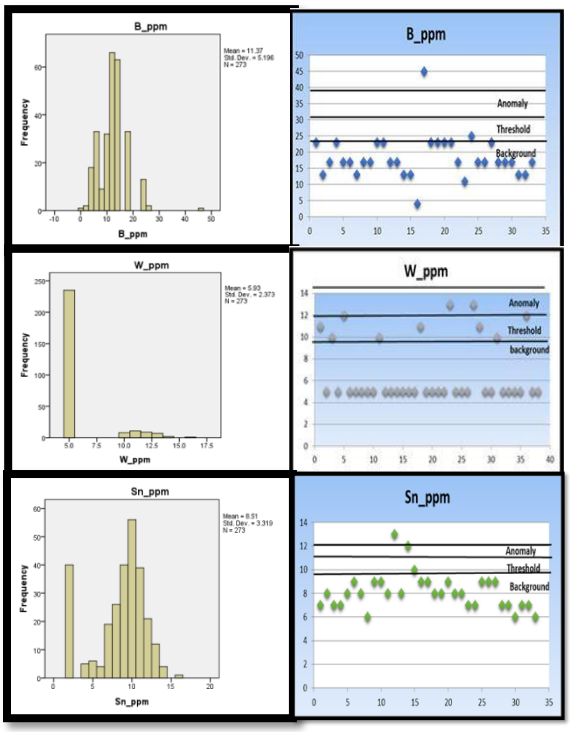
در نمودار تمایزی عناصر کمیاب نمونه های گرانیتوئیدی باتولیت شیرکوه در محدوده گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VAG) و همچنین در قلمرو گرانیت های همزمان با برخورد قاره (Syn-COLG) گرفته‌اند (15) (شکل۷).



اشکال۳. جانمایی نمونه های باتولیت شیرکوه در نمودار TAS (14)، ۴. نمایش نمونه های معرف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه در نمودار شاخص آلومین (18) (ASI)، ۵. نمودار تعیین سری ماگمایی K_2O در مقابل SiO_2 (16) برحسب (wt%) ، ۶. الگوی توزیع REE (نرمال شده به مقادیر گوشته اولیه) در نمونه های معرف باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه یزد ، ۷. نمودار تمایزی عناصر کمیاب Y در مقابل Nb (15).

توان کانی سازی و پتانسیل اقتصادی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه:

به منظور بررسی ژئوشیمی آبراهه‌ای و یافتن آنومالی احتمالی در باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه یزد از داده های ژئوشیمیایی آبراهه‌ای در ورقه های ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی خضرآباد، نیر و یزد (GIS Geoindustria A.S - Praha- Czech Republic1997) استفاده شده است. بدین منظور ابتدا در محیط نرم افزار GIS با استفاده از نقشه زمین شناسی و آبراهه ها موقعیت نمونه ها و انواع سنگ بالا دست هر نمونه مشخص شد. در این حالت با مشخص کردن حوضه آبریز هر نمونه تمامی واحدهای سنگی که رسوبات حاصل از فرسایش آنها ، سهمی در تشکیل نمونه داشته‌اند شناسایی شدند. سپس تعداد نمونه های مربوط به هر زیر جامعه شامل جوامع یک سنگی، دو سنگی و سه سنگی و سهم هر یک در جامعه کل مشخص شدند.



شکل۸. هیستوگرام و نمودارهای پراکندگی عناصر مختلف از باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه یزد.

ضمنا از آنجا که بیشتر شواهد نشان دهنده این است که باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه یک گرانیت پرآلومین، کالک آلکالن و تیپ S می باشد در محاسبه فاکتور غنی شدگی (Enrichment Factor) میانگین غلظت عناصر به مقدار زمینه (Background) یک گرانیت تیپ S (Castelo Branco pluton) (5) نرمال سازی شد تا بتوان غلظت عناصر مختلف در رسوبات آبراهه‌ای باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه را بهتر ارزیابی کرد. با محاسبه شاخص های مختلف آماری مقادیر زمینه، آستانه و آنومالی برای هر عنصر در جوامع سنگی هیستوگرام های جوامع سنگی رسم شد. پس از پردازش داده های ژئوشیمیایی در جوامع سنگی مختلف در باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه چندین آنومالی ضعیف از عناصر طلا، قلع، تنگستن، مس، بور، آرسنیک و سرب در جوامع تک سنگی بخش غربی و شرقی باتولیت یافت شد. این آنومالی ها در بررسی های صحرایی یافت نشده و دلیل آن می تواند این باشد که این آنومالی‌ها ممکن است مربوط به یک دایک آپلیتی، یک توده پگماتیتی و یا کانی سازی رگه ای کوچک باشد که ردیابی آنها چندان آسان نیست.در این مقاله برای درک بهتر مطلب هیستوگرام و نمودار پراکندگی عناصر مختلف در جامعه تک سنگی (گرانیتوئیدی) آورده شده است (شکل۸).

نتیجه گیری:

براساس پراکندگی عناصر در سنگ های بالادست باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه در چندین منطقه مورد بررسی قرار گرفت که طی چندین مرحله کاوش و پی جویی صحرایی منشا غلظت آن عناصر یافت نشد. پس از پردازش داده های ژئوشیمیایی در جوامع سنگی مختلف در باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه چندین آنومالی ضعیف از عناصر طلا، قلع، تنگستن، مس، بور، آرسنیک و سرب در جامه تک سنگی باتولیت شیرکوه یافت شده است. این آنومالی ها در بررسی های صحرایی یافت نشده است و دلیل آن می تواند این باشد که این آنومالی های ضعیف ممکن است مربوط به یک دایک آپلیتی، یک توده پگماتیتی و یا کانی سازی رگه ای کوچکی باشد که ردیابی آنها چندان آسان نیست. عدم کانی سازی و باروری در باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه می تواند دلایل مختلفی

داشته باشد. کمبود یا نبود ذخایر قلع و تنگستن در همراهی با باتولیت شیرکوه از یک سو به دلیل ماهیت و عمق جایگیری این توده‌ها و از سوی دیگر به دلیل فرسایش نسبتا ژرفی است که بر بیشتر آنها حادث شده است. نقش فرسایش در نابودی کانی‌سازی-های احتمالی در کمربند سنندج- سیرجان را در منطقه آستانه در جنوب شازند اراک نیز می‌توان دید. به طوری که توده گرانیتوئیدی آستانه در بخش هایی هنوز توسط یک هاله هورنفلسی پوشیده شده که این امر پیشنهاد می‌کند توده مزبور هنوز دستخوش فرسایش چندان ژرفی نشده است. در این منطقه، کانی سازی طلا و غنی شدگی آشکار نسبت به برخی از فلزات در ذخایر رگه‌ای کوارتز- سولفید در بخش‌های بالایی توده گرانیتوئیدی وجود دارد.

منابع:

۱. بختیاری، م. ۱۳۹۷. زمین شناسی، ژئوشیمی و کانی سازی گرمابی در بخش شمال غربی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه، جنوب غربی تفت، استان یزد ۲۱۰ ص، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

۲. رحمانی، ح.، ۱۳۹۷. زمین شناسی و پتانسیل کانی سازی باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه در محدوده جنوب تفت، استان یزد ۲۱۲ ص، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

۳. شیبی، م، و اسماعیلی، د. ۱۳۸۸. پتروژنز گرانیتوئیدهای پرآلومین شیرکوه (جنوب غرب یزد)، مجله علوم دانشگاه تهران جلد سی و پنجم، شماره ۳ (۸۳-۷۱).

References:

4. Alavi, M., 1994. Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation. Tectonophysics. 229: 211–238.
5. Antunes, I.M.H.R. Nevia, A.M.R, Silva, M.M.V.G, Corfu.F, 2008. Geochemistry of S-type granitic rocks from the reversely zoned Castelo Branco pluton (central Portugal) Lithos 103, 445–465.
6. Barbarin, B., 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. Geology. 24: 295-8.
7. Berberian, F., Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: GUPTA H. K., DELANY F. M. (Eds.), Zagros Hindukush, Himalaya Geodynamic Evolution, American Geophysical Union, Washington, DC, 5–32.
8. Blevin, P., 1998. metallogeny of granite rock in eastern Australia AGSO journal of Australian Geology & geophysics 17(4) 75-79.
9. Chappell, B.W. and White, A.J.R. 1974. Two Contrasting Granite Types. Pacific Geology, 8, 173-174.
10. Chappell, B. W., White A. J. R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences. 83: 1–26.
11. Chappell, B.W., 1999. Aluminium saturation in I- and S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. Lithos.
12. Chiu, H.L., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Mohammadi, S.S., Khatib, M.M., Lizuka, Y., 2013. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny, Lithos 162–163, 70–87.

13. Forster, H., 1978. Mesozoic-Cenozoic metallogenesis in Iran, Jour. Geol. Soc. London. 135: 443-455.
14. Middlemost, E.A.K., 1994. Naming Materials in the Magma/Igneous Rock System. Earth-Science Reviews, 37, 215-244.
15. Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25, 956-983.
16. Peccerillo, A. and Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene Calc Alkaline Volcanic Rocks from Kastamonu Area, Northern Turkey. Contribution to Mineralogy and Petrology, 58, 63-81.
17. Reyer, D. and Mohafez, S.A. 1972. First Contribution of the NIOC-ERAP Agreements to the Knowledge of Iranian Geology. Edition Techniqs, Paris, 58 p.
18. Shand, S.J., 1943. Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification, and their relations to ore-deposits. Wiley, New York, 444 pp.
19. Sheibi, M., Esmaeily, D., Nedelec, A., Bouchez., L, Kananian, A., 2010. Geochemistry and petrology of Garnet-bearing S-type Shirkoh granite, southwest Yazd, Central Iran of Island Arc, 19, 292–312.
20. Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In Saunders, A. D., Norry, M. J. (eds.) Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc., Vol. 42. Special Publication, London, 313–345.

بررسی صحرایی و پتروگرافی انکلاوهای توده نفوذی سیناوند-شمالشرق کرمانشاه

اشرف ترکیان* ، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

a-torkian@basu.ac.ir

لیلا شمس ، دانشجو پترولوژی گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

چکیده

منطقه مورد پژوهش در شمالشرق کرمانشاه (کوه سیناوند) در زون سنندج-سیرجان قرار گرفته است. براساس مشاهدات صحرایی و اختصاصات پتروگرافی سنگ میزبان عمدتا گرانودیوریتی و انکلاوهای دیوریتی تشکیل شده است. انکلاوهای موجود در سیناوند از نوع انکلاوهای میکروگرانولار مافیک می‌باشد. ترکیب سنگ‌شناسی این انکلاوها از جنس دیوریت و بافت اینترگرانولار را نشان می-دهند. فراوانترین کانی‌های موجود در انکلاوها پلاژیوکلاز و آمفیبول است آلکالی فلدسپار و کوارتز در مقادیر کمتری حضور دارند. کانی‌های فرعی شامل اسفن، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های فلزی می‌باشد. اشکال انکلاوها به منظور بررسی امیختگی ماگمای فلسیک و مافیک مورد استفاده قرار می‌گیرد. این انکلاوها دارای اشکال بیضوی تا زاویه‌دار و نامنظم در محل تماس با سنگ میزبان‌شان دارای حاشیه انجماد سریع هستند.

کلیدواژه: انکلاو، دیوریت میزبان، اختلاط، سنقر، سیناوند

Investigation of field relationship and petrographic enclaves of the Sinavand intrusive body, NE-Kermanshah

Ashraf Torkian*, Dept. of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Iran

a-torkian@basu.ac.ir

Leyla Shams: Dept. of Geology, Faculty of Science, Bu-Ali Sina University, Iran.

Abstract

The studied area located in east northern of the Sonqor city (Sinavand Mountain) in the Sanandaj-Sirjan zone. The aim of this paper will be to analyze the field relations and the petrographic features of enclaves in the Sinavand Mountain which it is indicator for magma mingling. Based on the field observations and mineralogy characteristics, this suite consist of three main units' diorite, granodiorite and granite. In the petrogarphic study show these rocks have plagioclase, amphibole, K-feldspar and quartz . Reactions in rims of enclave and morphology of enclaves suggest magma mingling between mafic and felsic magmas. With semi-alliptical and oblique angular. In the place of contact with host rock they have a child margin.

Key Words: enclave, diorite, host, mixing, Sonqor, Sinavand,

مقدمه

واژه انکلاو برای اولین بار توسط آلفرد لاکروا (۱۹۴۸-۱۸۶۳) و برای توصیف قطعات سنگی بیگانه موجود در داخل سنگ‌های آذرین همگن، به کاربرده شد. معنی اصلی کلمه انکلاو، یعنی بخشی از زمین یا منطقه‌ای که توسط زمین یا

منطقه دیگری کاملا محصور شده باشد. (Didier and Barbarin, 1991). انکلاوها اطلاعات مهم و ارزشمندی در زم ینه پترولوژی سنگها ی مختلف از جمله گرانیت ها در اخت ی ار ماقرار میدهند از جمله:

۱. نحوه جا یگیری ماگماهای گرانیتی، ما هیت سنگ میزبان و سن نسبی توده های گرانیتی مجاور را هم مشخص میکند.

۲. دینامیک اتاق ماگمایی و پلوتونهای در حال سرد شدن، شامل فرآیندهای تفریق و انواع آن درکنش داخل ماگما را آشکار می‌سازد.

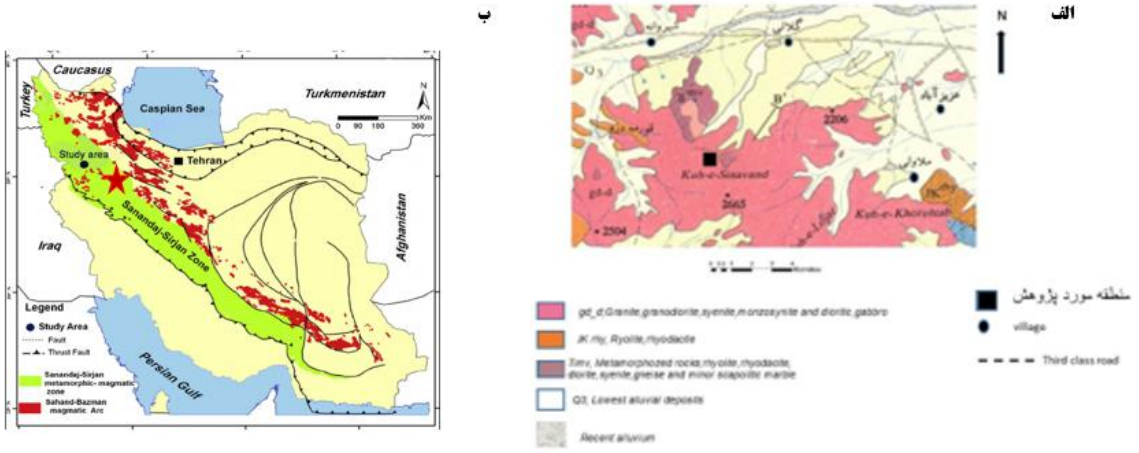
۳. منشأ ماگمای گرانیتی را مشخص میکند.

انکلاوهای م یکروگرانولار ماف یک (MME) دسته مهم ی از انکلاوهای موجود در تودههای گران یتوئ یدی هستند. ویژگی اصل ی آنها این است که نسبت به سنگ میزبان خود مافی ک تر و دانه ریزتر هستند. در مورد منشأ این انکلاوها، فرضیه های مختلفی وجود دارد اما از بین آنها سه فرضیه بیشتر قابل اعتماداست:

- مدل رستیت(Chappell and White. 1991) ، این انکلاوها مواد بر جای مانده از ذوب سنگهای پوسته‌ای هستند.
- مدل اتولیت (Pabst, 1928)طبق این نظریه MME مواد تجمع یافته از یک ماگمای هم منشأ هستند.
- مدل اختلاط، این انکلاوها حاصل ماگمای مشتق شده از گوشته یا ماگما ی مافیک هم منشأ هستند که با ماگمای گرانیتوئیدی اختلاط پیدا کرده اند(Arvin et al. 2004; Kumar & Rino, 2006).

اختلاف در این فرضیه‌ها به تفاوت منشأ ماگمای مافیک مربوط می شود .

منطقه مورد پژوهش با عرض جغرافیایی ۵۶ ۳۴تا ۵۸ ۳۴ طول جغرافیایی۵۴ ۴۷ تا ۵۶ ۴۷ ، در شمال غرب ایران، ۹۰ کیلومتری استان کرمانشاه شمال شرق کرمانشاه (کوه سیناوند) واقع است . این منطقه ازنظر ساختاری در زون سنندج –سیرجان قرار دارد.



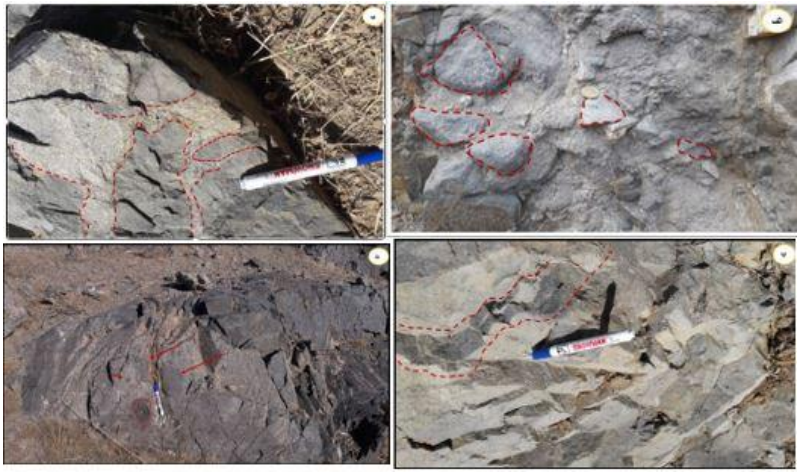
شکل ۱: الف) بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰منطقه سنقر اشراقی و همکاران، ۱۳۷۵ ب) نقشه ایران منطقه مورد مطالعه درزون سنندج –سیرجان با علامت ستاره مشخص شده

ترکیب ستگ‌شناسی توده نفوذی کوه سیناوند متشکل از گرانیت و گرانودیوریت می‌باشد. همچنین در توده نفوذی مورد نظر انکلاوهای میکروگرانولار مافیک لازم به ذکر است که واژه میکروگرانولار بیانگر بافت ریزبلور این انکلاوها نسبت به میزبان گرانیتوئیدی است (Pabest 1928, Didier& Roquse,1959) این انکلاوها نسبت گرانیتوئیدهای میزبان خود تیره‌تر، نسبتا فراوان با ترکیب سنگ شناسی دیوریت مشاهده شده‌اند که دارای شباهت‌ها و تفاوت‌هایی با سنگ میزبان می‌باشند و مطالعه انکلاوها می‌تواند اطلاعات با ارزشی در ارتباط با ماهیت و بررسی اختلاط ماگمایی در اختیار محققین قرار دهد.

روش مطالعه

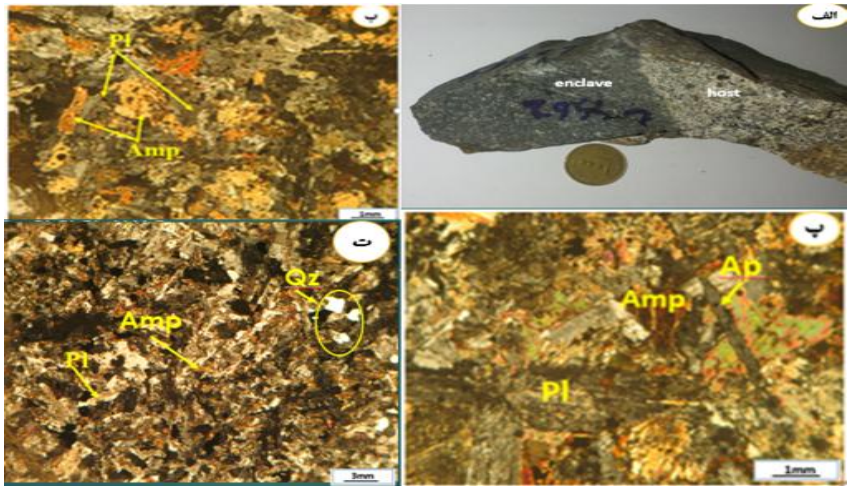
مطالعه انکلاوهای شمال‌شرق سنقر در دو بخش صحرایی و آزمایشگاهی انجام شده است. بدین منظور ۳۸ مقطع نازک از نمونه های برداشت شده تهیه و بوسیله میکروسکوپ پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفته است. براساس بررسی‌های انجام شده، منطقه مورد مطالعه از سه واحد اصلی: دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت تشکیل شده است. واحد دیوریتی به صورت انکلاو ریز و درشت با حاشیه واکنشی شارپ. واندازهای متغییر از چند سانتی متر تا چندین متر رخنمون دارد.ریزدانه بودن انکلاوها شرایط ویژه تبلور را نشان می‌دهد که به سرد شدن سریع ماگمای مافیک تزریق شده در ماگمای فلسیک سردتر مربوط می‌شود (Barbarin & Didier 1992) این انکلاوها عمدتا زاویه‌دارند. همچنین اشکال نیمه بیضی (شکل۲ الف)و نامنظم تا بی‌شکل نیز دیده می‌شود(شکل۲ ب). در نمونه‌های بررسی شده حاشیه تماس انکلاوها با میزبان غالبا انحنادار، نامنظم و کنگره‌ای است. بسیاری از انکلاوهای میکرو گرانولار مافیک دارای حاشیه انجماد سریع هستند. حاشیه‌های ریز دانه معمولا به عنوان حاشیه‌های سریعا سرد شده در نظر گرفته می‌شوند که از سرد شدن سریع ماگمای مافیک داغ در مقابل ماگمای فلسیک سردتر حاصل شده‌اند. انکلاوهایی که دارای شکل نامنظم و سطوح دندانه-

دار هستند معمولا نزدیک به محلی تشکیل می شوند که فرآیند اختلاط ماگمایی فعال بوده است (Didier, 1973). انکلاوهای میکروگرانولارمافیک موجود در قورمه‌دره از نوع خطی و مواج که بیانگر تغییر شکل ناشی از جریان ماگما حین جایگیری و پیرو اعمال نیروهای برشی می‌باشد و شکل دندانه‌دار(گل کلمی)مشاهده شده‌اند. سطوح تماس مواج تا دندانه‌دار به طور خاصی بین دو مذابی تشکیل می شوند که از لحاظ دما، ترکیب و رئولوژی دارای تفاوتهای زیادی باشند (شکل۲ پ) ترکیان،۱۳۹۱



شکل ۲: الف)انکلاوهای میکروگرانولار مافیک با شکال بیضوی شکل ب)انکلاوهای میگروگرانولار مافیک حاشیه دندانه‌دار و اشکال نامنظم پ) انکلاوهای میگروگرانولار مافیک با اشکال مواج ت) انکلاوهای میگروگرانولار مافیک گرد و نامنظم

ترکیب کانی‌شناسی انکلاو دیوریتی شامل پلاژیوکلاز (۵۰تا۶۰درصد)، آمفیبول (۱۵تا۲۰ درصد)، آلکالی فلدسپار (کمتر از ۵درصد) وکوارتز (۳تا ۵درصد) کانی های فرعی آپاتیت، اسفن و کانی‌های فلزی است. بافت غالب دراین انکلاوها اینترگرنولار می‌باشد. پلاژیوکلازها اکثرا شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دارهستند. آثار سریسته‌شدن در مرکز آنها قابل رویت است. گاهی منطقه‌بندی شیمیایی (زونینگ) نیز مشاهده شده است که نشان‌دهنده انحلال واختلاط ماگمایی می-باشد.آمفیبولها به عنوان کانی اصلی در سنگ به صورت نیمه‌شکل‌دار و به رنگ سبز تا قهوه‌ای دیده می‌شود. آپاتیت‌های سوزنی شکل از کانی‌های رایج در این سنگ‌ها هستند. آپاتیت به صورت سوزنی دیده می‌شود که شاهدی بر اختلاط ماگمایی است (Didier, 1991. Zorpi, 1989. Best, 2003) تبلور سریع گلبولهایی از ماگمای مافیک که در ماگمای فلسیک به دام افتاده، باعث می‌شود آپاتیت ها بیش از آنکه به صورت بلورهای منشوری و قطور درآیند، شکل سوزنی به خود بگیرند (Hibbard, 1994 ، ترکیان۱۳۹۱).



شکل۳-الف) تصویری از نمونه دستی انکلاودیوریتی ب) تصاویر میکروسکوپی از نمونه دیوریتی درنور ، xpl. پ)تصویر میکروسکوپی از بافت اینتر گرانولار دیوریت درنورxpl. نمادهای اختصاری استفاده شده در تصاویر آپاتیت: Ap. پلاژیوکلاز: Pl. آمفیبول: Amp. (Whitney and Evans, 2010).

بحث و نتیجه‌گیری

انکلاوهای مورد بحث نسبت به سنگ میزبان خود مافیک‌تر و دانه‌ریزتر هستند که نشان می‌دهند از نوع انکلاوهای میکروگرانولارمافیک هستند. ترکیب کانی‌شناسی آنها مشابه با سنگ میزبان است و نتایج به دست آمده از پتروگرافی انکلاوها حاکی از آن است که انکلاوهای میکروگرانولارمافیک موجود درگرانودیوریت دارای منشا آذرین هستند ویژگی-هایی ماکروسکوپی و میکروسکوپی این انکلاوها ازجمله اندازه دانه، مورفولوژی، وجود سطح تماس و اشکال انکلاوها و بافت اینترگرانولار ، پوئیکلیتیک ، حضور بلورهای کشیده و شکل‌دار پلاژیوکلاز و حضور آپاتیت‌های سوزنی نشانگر آنست که این حاصل انجماد سریع در ماگمای مافیک و آمیختگی ماگمای فلسیک و مافیک در بین ماگماهای منطقه مورد مطالعه به وقوع پیوسته است. .بنابراین اختلاط ماگمایی اتفاق افتاده است.

منابع فارسی

-اشراقی، ص. ع.، جعفریان م. ب.، اقلیمی ب.، ۱۳۷۵، نقشه زمین¬شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ سنقر سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

ترکیان، ا.، ۱۳۹۱، ویژگی‌های بافتی وشیمی کانی در مجموعه‌ی پلوتونیک قروه (کردستان):شواهدی بر پدیده آمیختگی/اختلاط ماگمائی، بلورشناسی کانی شناسی ایران ، سال بیستم شماره ۲، ۳۳۱- ۳۴۲.

References

Arvin, M., Dargahi, S., & Babaei, A. A. 2004, Mafic microgranular enclave swarms in the Chenar granitoid stock, NW of Kerman: evidence for magma mingling, J. Asia Earth Sciences, 24(1): 105-113.

Barbarin B. (Eds.), Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam 431– 444.vati.

Best, M. G. 2003, Igneous and Metamorphic Petrology. Blackwell Publishing, Berlin

Chappell, B. W. & White, A. J. R. 1991, Restite enclaves and the restite model, In: Didier, J. and Barbarin, B. (eds.), Enclaves and granite petrology, Elsevier, 625p.

Didier J., and Roques M, 1959, Sur les enclave deg granites du Massif Central Francis .C.R D.Sc. A. Paris, 228:1030-1841.

Didier J., 1973, Granites and their Enclaves" Developments in petrology, Elsevier, Amsterdam, London

393p.

Didier, J. 1991, The main types of enclaves in the Hercynian granitoids of the Massif Central, France. In: Enclaves and Granite Petrology. (Eds. Didier, J. and Barbarin, B.) Developments in Petrology. 13: 47-61. Elsevier, Amsterdam.

Didier, J. and Barbarin, B. 1991, Enclaves and granite petrology, Elsevier Science Ltd, 625p.

Kumar, S. & Rino, V. 2006, Mineralogy and geochemistry of micrigranular enclaves in Palaeoproterzoic Malanjkhand granitoids, central India, Contribution to Mineralogy and Petrology, 152(5): 591-609.

Nardi, L. V. S. & De Lima, E. F. (2000): Hybridization of mafic microgranular enclaves in the Lavras Granite Complex, southern Brazil. – J. South Am. Earth Science 13 (1-2): 67-78.

Hibbard M.J., 1991, Textural anatomy of twelve magma-mixed granitoid systems, In: Didier J. & Barbarin B. (Eds.), Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam 431– 444.

Zorpi, M. J., Coulon, C., Orisini, J. B. and Concirta, C., 1989, Magma mingling, zoning and emplacement in calk-alkaline granitoid plutons. Tectonophysics 157(4): 315-326

Whitney, D, & Evans, B., 2010, Abbreviations for names of rock- forming minerals: American Mineralogist, Vol. 95:185-187.

شیمی کانی الیوین در سنگهای بازالتی شمال شرق مشکین شهر، شمالغرب ایران

محمد فدائیان*، عضو هیات علمی،استادیار، دانشگاه پیام نور، m_fadaeyan@pnu.ac.ir

چکیده

منطقه مورد مطالعه در استان اردبیل و شمال شرق شهرستان مشکین‌شهر واقع شده است. این ناحیه در زون البرز غربی و آذربایجان و زون ماگمایی ترشیاری قرار گرفته است. ترکیب شیمیایی الیوین ها در محدوده هیالوسیدریت و کریزولیت قرار میگیرند. با افزایش درصد Fo (یا افزایش Mg)، مقادیر Al_2O_3 , MnO کاهش میابد و در مقابل مقادیر NiO افزایش میابد.با توجه به اینکه NiO نسبت به #Mg شیب مثبت قوی نشان میدهد و عنصر Ni در الیوین هایی با ترکیب فورستریت یک عنصر بسیار سازگار تلقی می‌شود لذا رفتار آن مشابه Mn بستگی به ترکیب شیمیایی سنگ میزبان دارد و از نظر شعاع و شرایط جانشینی با Mg شباهت دارد. با کاهش مقادیرCr_2O_3(0.04-0.12) ، فرآیند تفریق در الیوین ها بیشتر خودنمایی میکند. مقادیر CaO نسبت به #Mg روند منفی نشان می‌دهد. با توجه به اینکه محیط تبلور و فشار نقش مهمی در تعیین مقادیر Ca در الیوین ها دارد، لذا با توجه به افزایش محتوای CaO به بیش از 0.01% ، میتواند نشان دهنده تبلور کانی الیوین در فشار پایین و در شرایط تشکیل سنگ‌های ولکانیکی و ساب ولکانیکی باشد. همچنین عدد منیزیومی تقریبا یکسان کلینوپیروکسن ها و الیوین ها، می تواند نشان دهنده تشکیل همزمان این دو کانی در شرایط تبلور کوتکتیک الیوین- کلینوپیروکسن در سنگ‌های مورد مطالعه باشد. این کانی ها از مرکز به حاشیه تغییر ترکیب کانی شناسی نشان میدهند به طوریکه بخش های مرکزی ترکیب فورستریتی داشته و به تدریج به سمت حاشیه با کاهش Mg در اثر جانشینی با Fe ترکیب فایالیتی پیدا میکنند.

کلیدواژه: شیمی کانی، الیوین، مشکین شهر، اردبیل، شمالغرب ایران.

Olivine mineral chemistry in basaltic rocks northeast of Meshkinshahr, northwest of Iran

Mohammad Fadaeian*, Faculty member, Assistant Professor, Payame Noor University, m_fadaeyan@pnu.ac.ir

Abstract

The study area is located in Ardebil province and northeast of Meshkinshahr city. This area is located in West Alborz and Azerbaijan and Tertiary magmatic zone. The chemical composition of olivines is in the range of hyalosiderite and chrysolite. As the percentage of Fo (or increasing Mg) increases, the values of MnO, Al2O3 decrease and increase in contrast to NiO values. As NiO shows a strong positive slope relative to Mg #, the Ni element in the olivines with forsterite composition is a very elemental one. Consistent with this, its behavior similar to Mn depends on the chemical composition of the host rock and is similar to Mg in terms of radius and substitution conditions. By subtracting Cr2O3 (0.04-0.12), the subtraction process in olivines becomes more pronounced. CaO values are negative with respect to Mg #. Since crystallization and pressure environment play an important role in determination of Ca content in olivines, therefore, with increasing CaO content to more than 0.01%, it can indicate crystallization of olivine minerals at low pressure under volcanic and sub-volcanic rocks. Be it. Also, the same magnesium number of clinopyroxenes and olivines could indicate the simultaneous formation of these two minerals under the olivine-clinopyroxene crystalline crystalline conditions of the studied rocks. These minerals show from the center to the margin of alteration of mineralogical composition as the central parts of the forsterite composition gradually progress to the margin with decreasing Mg as a result of substitution with Fe.

Key Words: Mineral chemistry, Olivine, Meshkinshahr, Ardabil, Northwest of Iran.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه در استان اردبیل و شمال شرق شهرستان مشکین‌شهر و غرب مرادلو واقع شده است. این ناحیه در زون البرز غربی و آذربایجان و زون ماگمایی ترشیاری قرار گرفته است (Stöcklin 1968, 1977; Nabavi 1976; Nezafati 2006). همچنین به عقیده .Alberti et al (1981) این ناحیه در ایالت ماگمایی آذربایجان که بین دریای خزر و دریای سیاه قرارگرفته و به‌طرف غرب به‌داخل آناتولی مرکزی کشیده شده است، قراردارد. ظهور برش‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت بازالتی، تراکی آندزیتی، بازالتی و تفریتی با زمینه توفی و هیالوکلاستیکی اولین نشان از فعالیت آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه و نیز کهن‌ترین سنگ‌های منطقه را شامل می‌شوند که بر روی سنگ های آهکی کرتاسه بالایی قرار میگیرند و سن ائوسن برای آنها در نظر گرفته شده است(باباخانی و همکاران ۱۳۷۰). این واحد در بعضی نقاط ویژگی آتشفشان‌های زیردریایی را از خود نشان می‌دهد و قطر قطعات آن از ۵ تا ۲۰ سانتیمتر متغیر است. فعالیت آتشفشانی به صورت جریان های گدازه ای با ساخت منشوری و با ترکیب بازالتی، تراکیتی و تراکی آندزیتی ادامه یافته است (فدائیان،۱۳۸۲).

روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی گسترده، از سنگهای آندزیتی موجود در منطقه، به تعداد ۲۵ نمونه جهت تهیه مقاطع میکروسکوپی انتخاب گردید. پس از مطالعات پتروگرافی دقیق و مشخص نمودن روابط بافتی بین کانی ها، تعداد ۵ نمونه جهت آنالیز نقطه ای به آزمایشگاه پژوهشکده زمین شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین ارسال گردید. آنالیز نقطه ای توسط دستگاه میکروپروب JEOL, JXA-8100 ، با ولتاژ 20 kV، شدت جریان 20 nA و قطر نقطه آنالیز 3 µm، انجام گرفت. تعداد۴۶ نقطه از کانی های الیوین آنالیز گردید.

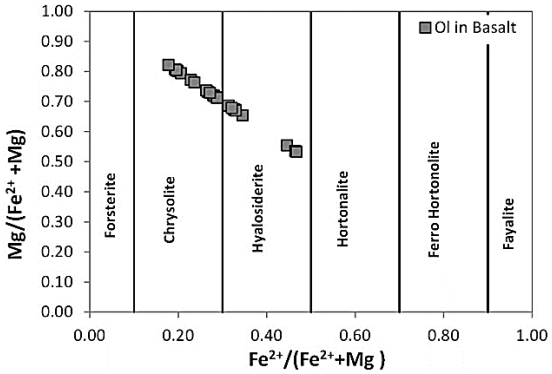
بحث و نتیجه‌گیری

تغییرات ترکیب شیمیایی الیوین ها: کانی‌های این گروه در سیستم ارتورومبیک متبلور می‌شوند. ساختمان آن‌ها شامل چهاروجهی های SiO4 مستقلی است که بوسیله یونهای Fe,Mg,Mn,Ca به یکدیگر متصل میشوند. مهمترین و فراوانترین کانی‌های این گروه فورستریت و فایالیت هستند که با جانشینی Mg, Fe با یکدیگر تغییر میکنند. به هر حال کانی‌های گروه الیوین دارای سری محلول جامد کاملی بین اعضای انتهایی خود هستند که شامل:

Forsterite (Mg_2SiO_4), Fayalite (Fe_2SiO_4), Tephroite (Mn_2SiO_4), Monticellite ($CaMgSiO_4$), Kirschteinite ($CaFeSiO_4$), Glaucochroite ($CaMnSiO_4$), and Picrotephroite ($(MgMn)_2SiO_4$).

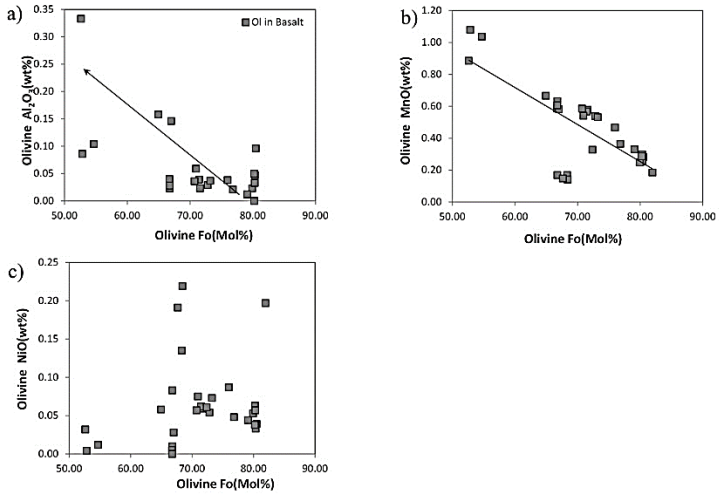
نقطه ذوب فورستریت حدود ۱۸۹۰ درجه سانتیگراد و نقطه ذوب فایالیت ۱۲۰۵ درجه سانتیگراد است. الیوین هایی که در سنگ‌های آذرین دما بالا یافت میشوند، ممکن است دارای منطقه بندی بلورین باشند که در این حالت هسته آن‌ها غنی از Mg بوده و حاشیه آن بیشتر حاوی Fe خواهد بود. محاسبه فرمول الیوین ها بر اساس ۴ اتم اکسیژن و ۳ کاتیون محاسبه شده است ($FO_{52.61-81.95}$, $Fa_{17.74-46.24}$, $Tp_{0.26-1.29}$). و در جدول۱ نشان داده شده است. در سنگ‌های بازالتی منطقه مورد مطالعه ترکیب اکسید های اصلی الیوین ها به‌صورت SiO_2(32.99-49.16), FeO(10.97-38.55), MgO(17.35-43.07), TiO_2(0.00-0.25), Al_2O_3(0.00-10.88),Cr_2O_3(0.00-0.07), MnO(0.14-1.07), NiO(0.00-0.21), CaO(0.14-5.48) تغییر میکند. الیوین های موجود در سنگ‌های بازالتی ترکیب فورستریتی دارند و مقادیر منیزیوم بالاتری دارند. جهت طبقه‌بندی الیوین ها از نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ در مقابل $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ استفاده شده است(شکل۱). همانطور که در این نمودار مشخص است، ترکیب الیوین های مربوط به بازالت ها در محدوده هیالوسیدریت(Hyalosiderite) و کریزولیت

(Chrysolitte) قرار میگیرند. نمودار های تغییرات ترکیب شیمیایی الیوین ها بر اساس Fo% در مقابل Al_2O_3,MnO NiO در شکل۲ آورده شده است. همانطور که ملاحظه می‌شود، با افزایش درصد Fo (یا افزایش Mg)، مقادیر MnO , Al_2O_3 کاهش میابد و در مقابل مقادیر NiO افزایش میابد. MnO نسبت به #Mg شیب منفی نشان میدهد. Simkin & Smith(1970) تغییرات عناصر مختلف را درمحیطهای گوناگون در تبلور الیوین را موردبررسی قرار دادند، و نشان دادند که توزیع عنصر Mn در الیوین ها بستگی به ترکیب شیمیایی سنگ میزبان دارد و ارتباطی با جانشینی در اکسید های Fe-Ti نشان نمی‌دهد.NiO نسبت به #Mg شیب مثبت قوی نشان میدهد. عنصر Ni در الیوین هایی با ترکیب فورستریت یک عنصر بسیار سازگار تلقی می‌شود و رفتار آن مشابه Mn بستگی به ترکیب شیمیایی سنگ میزبان دارد و از نظر شعاع و شرایط جانشینی با Mg شباهت دارد.



شکل۱- نمودار تغییرات #Fe در مقابل #Mg جهت تقسیم‌بندی انواع الیوین های مورد مطالعه

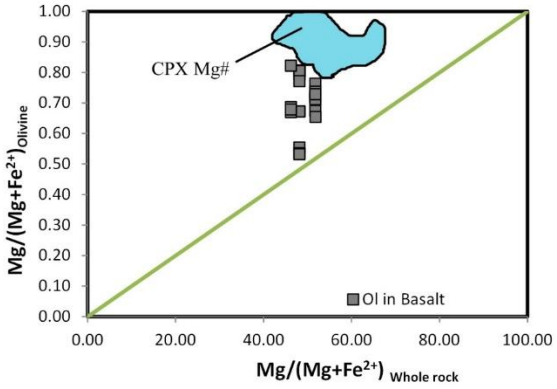
مقادیر Cr_2O_3(0.04-0.12) تغییر میکند، هرچقدر تفریق افزایش یابد ماگما از Cr فقیر تر خواهد شد به همین علت در سنگ‌های بازالی مقادیر Cr کاهش یافته است که نشان دهنده توسعه مکانیسم تفریق بیشتر در آن‌ها است.مقادیر CaO نسبت به #Mg روند منفی نشان می‌دهند که در الیوین هایی با ترکیب فورستریتی مقادیر آن بالاتر از 0.1 Wt% میباشد. Simkin and Smith(1978) نشان دادند که محیط تبلور نقش مهمی در تعیین مقادیر Ca در الیوین ها دارد. در الوین هایی که در عمق بیشتر و در سنگ‌های پلوتونیکی متبلور میشوند محتوای CaO کمتر میباشد(0.1>) در حالی که مقدار CaO در سنگ‌های ولکانیکی و ساب ولکانیکی مانند دایکها افزایش می یابد(% 0.1>). این مقدار می‌تواند نشان دهد که عامل فشار می‌تواند یک کنترل کننده ضمنی برای محتوای Ca در الیوین ها باشد. از طرف دیگر برای کاتیون بزرگی مثل Ca بسیار مشکل است که جانشین کاتیون های کوچکتری مثل Mg, Ni , Mn در فشارهای بالاتر بشود. Jurewicz & Watson(1988) به روش تجربی نشان دادند که ضریب جدایش الیوین نسبت به مذاب به فشار، حرارت و فوگاسیته اکسیژن بستگی دارد. آن‌ها همچنین بیان کردند که محتوای Ca در یک الیوین در حال تعادل هم به مقادیر CaO و هم FeO مذاب وابسته است. نقش فوگاسیته اکسیژن و حرارت در مقدار محتوای Ca در الیوین های بسیار جزئی میباشد.



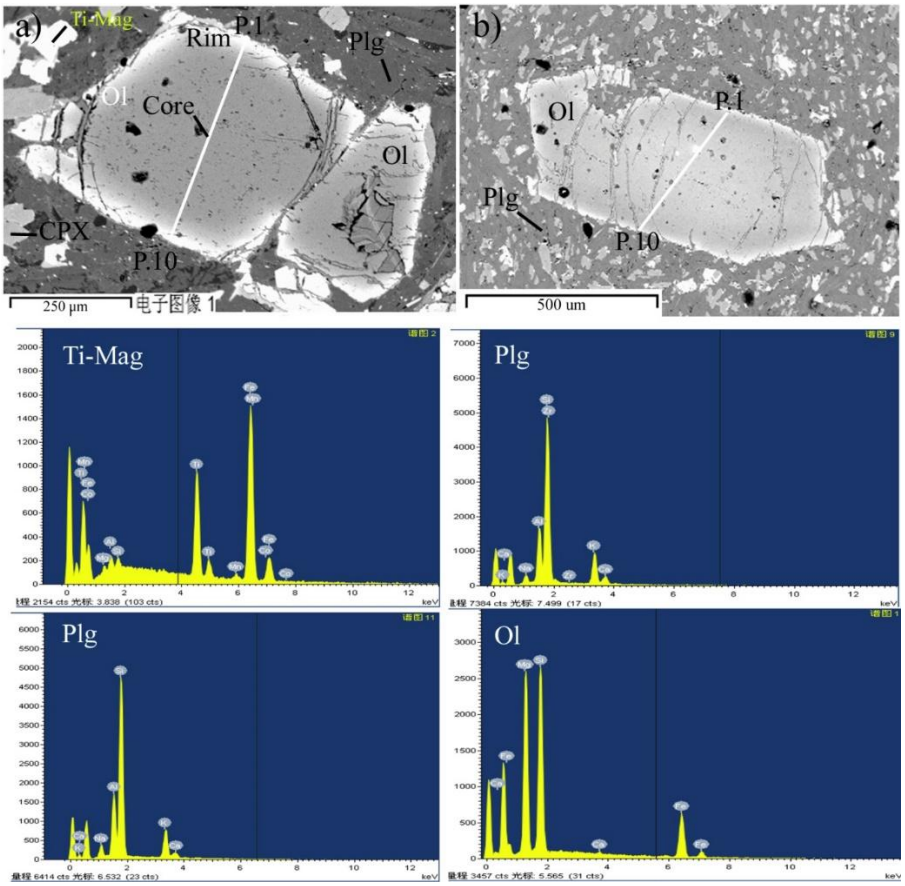
شکل۲- تغییرات ترکیب شیمیایی الیوین ها در نمودار Fo% در مقابل MnO,Al_2O_3,NiO.

ترکیب الیوین و ارتباط آن با سنگ میزبان: در نمودار شکل۳ تغییرات عدد منیزیومی سنگ کل در مقابل عدد منیزیومی الیوین نشان داده شده است. همانطور که مشاهده می‌شود بازالت ها مقادیر عدد منیزیومی پایین تری نسبت به الیوین ها دارند. از طرف دیگر کلینوپیروکسن ها نسبت به الیوین ها عدد منیزیومی بالاتری نشان می دهند. بر اساس مطالعات انجام شده توسط Perkins and Vielzeuf (1992) در درجه حرارت حدود ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد تبلور همزمان الیوین و کلینوپیروکسن باعث می‌شود عدد منیزیوم Mg# مشابهی داشته باشند ولی در دماهای پایین تر مقادیر منیزیوم در پیروکسن ها افزایش می یابد و در الیوین ها کاهش میابد. که نشان دهنده تشکیل همزمان این دو کانی در تبلور کوتکتیک الیوین- کلینوپیروکسن در سنگ‌های مورد مطالعه میباشد.

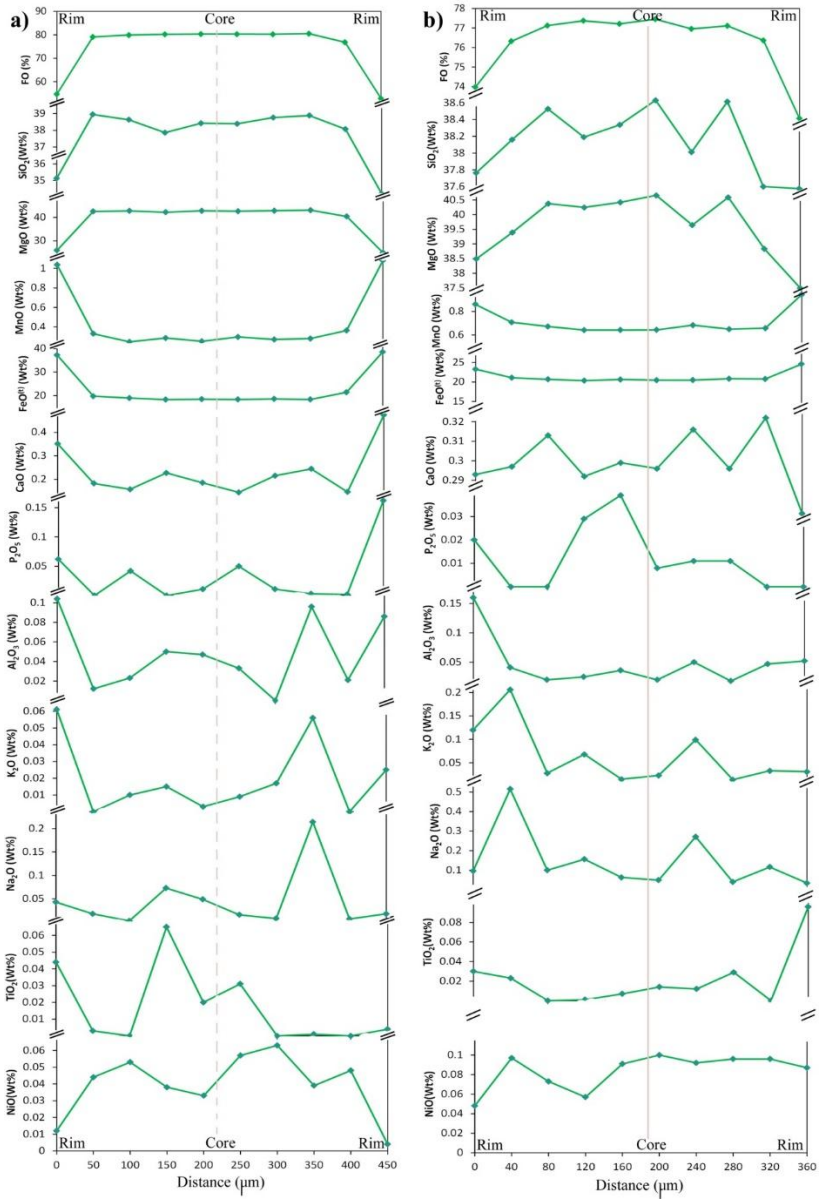
منطقه بندی در الیوین ها: به‌منظور مطالعه تغییرات ترکیب شیمیایی الیوین ها در طی تبلور توسط آنالیز میکروپروب، پروفیل های عرضی از برخی از بلور های الیوین تهیه گردید(اشکال۴ و ۵). در شکل ۴ تعداد۱۰ نقطه آنالیز نقطه ای انجام گرفت که نتایج به‌صورت پروفیل های عرضی از سمت حاشیه بلور به مرکز و سپس به حاشیه در نمودار های شکل ۵ آورده شده است. طبق این نمودار ها اکثر الیوین ها در مرکز ترکیب فورستریتی داشته و به سمت حاشیه با کاهش Mg در اثر جانشینی با Fe ترکیب فایالیتی پیدا میکنند.



شکل۳- تغییرات #Mg الیوین ها در مقابل #Mg سنگ‌ها ی میزبان آن‌ها و مقایسه عدد منیزیم الیوین ها و پیروکسن ها



شکل۴- تصویر EDX از بلور الیوین به همراه طیف های پلاژیوکلاز، مگنتیت های تیتان دار و الیوین



شکل۵- پروفیل انالیز نقطه ای بلورهای الیوین مربوط به شکل۴

جدول ۱- ترکیب شیمیایی و فرمول ساختاری برخی از بلورهای الیوین در سنگ‌های موردمطالعه(انتخابی)

Rock Type	Basalt													
Sample No.	254	253	251	249	252	248	250	255	87	86	81	82	85	84
SiO2	38.88	38.76	38.42	38.63	38.39	38.95	37.86	38.07	38.98	38.94	38.57	38.48	38.64	38.03
TiO2	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.07	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00
Al2O3	0.10	0.00	0.05	0.02	0.03	0.01	0.05	0.02	0.04	0.03	0.04	0.02	0.04	0.06
Cr2O3	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.06	0.01	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02
FeO	18.33	18.55	18.42	18.91	18.33	19.71	18.26	21.36	22.16	24.65	24.09	25.57	25.61	26.20
MnO	0.28	0.27	0.25	0.25	0.30	0.33	0.29	0.36	0.47	0.54	0.53	0.58	0.57	0.54
MgO	43.07	42.85	42.80	42.76	42.61	42.54	42.18	40.40	40.15	37.86	37.79	36.98	36.72	36.64
NiO	0.04	0.06	0.03	0.05	0.06	0.04	0.04	0.05	0.09	0.05	0.07	0.06	0.06	0.08
CaO	0.24	0.22	0.19	0.16	0.14	0.18	0.23	0.15	0.27	0.31	0.29	0.33	0.34	0.31
TOTAL	100.97	100.72	100.18	100.78	99.90	101.78	99.03	100.41	101.20	102.39	101.39	102.05	101.99	101.87
No (O)	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Si	0.9842	0.9811	0.9725	0.9778	0.9717	0.9859	0.9583	0.9636	0.9866	0.9857	0.9762	0.9740	0.9781	0.9625
Ti	0.0000	0.0000	0.0004	0.0000	0.0006	0.0001	0.0012	0.0000	0.0004	0.0000	0.0004	0.0003	0.0003	0.0000
Al	0.0029	0.0000	0.0014	0.0007	0.0010	0.0004	0.0015	0.0006	0.0011	0.0009	0.0011	0.0007	0.0012	0.0018
Cr	0.0003	0.0003	0.0000	0.0000	0.0002	0.0003	0.0013	0.0002	0.0005	0.0005	0.0001	0.0001	0.0000	0.0004
Fe(ii)	0.3880	0.3925	0.3899	0.4001	0.3878	0.4171	0.3864	0.4520	0.4691	0.5216	0.5098	0.5411	0.5420	0.5545
Mn	0.0060	0.0058	0.0054	0.0053	0.0064	0.0071	0.0062	0.0078	0.0100	0.0115	0.0114	0.0124	0.0121	0.0116
Mg	1.6254	1.6170	1.6150	1.6135	1.6079	1.6051	1.5918	1.5244	1.5152	1.4284	1.4259	1.3955	1.3855	1.3826
Ni	0.0008	0.0013	0.0007	0.0011	0.0012	0.0009	0.0008	0.0010	0.0018	0.0011	0.0015	0.0012	0.0013	0.0015
Ca	0.0066	0.0058	0.0050	0.0043	0.0039	0.0049	0.0062	0.0040	0.0072	0.0083	0.0078	0.0091	0.0092	0.0083
TOTAL	3.0142	3.0039	2.9904	3.0027	2.9807	3.0217	2.9536	2.9535	2.9919	2.9580	2.9341	2.9344	2.9296	2.9232
Fo	80.49	80.24	80.34	79.92	80.31	79.10	80.22	76.83	75.98	72.82	73.23	71.60	71.43	70.95
Fa	19.21	19.48	19.39	19.82	19.37	20.55	19.47	22.78	23.52	26.59	26.18	27.76	27.94	28.46
Tp	0.30	0.29	0.27	0.26	0.32	0.35	0.31	0.39	0.50	0.59	0.58	0.64	0.63	0.60
Fe2+/Fe2++Mg	0.19	0.20	0.19	0.20	0.19	0.21	0.20	0.23	0.24	0.27	0.26	0.28	0.28	0.29
Mg/Fe2++Mg	0.81	0.80	0.81	0.80	0.81	0.79	0.80	0.77	0.76	0.73	0.74	0.72	0.72	0.71

منابع فارسی

باباخانی ع.ر.، (۱۳۷۵)، نقشه زمین‌شناسی چهارگوش لاهرود به مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و تحقیقات معدنی کشور.

فدائیان، م.، (۱۳۸۲)، پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین شمال مشکین شهر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۲۲۰ ص.

References:

Alberti A., Cominchiaramonti P., Dibattistini G., Fioriti R., Sinigoi S., 1981, Crystal fractionation in the eastern Azerbaijan (Iran) lower tertiary shoshonitic suite, Neuesjahrbuchfur Mineralogie-Monatshefte,Vol. 1: 35-48.

Jurewicz, A.J. and Watson, E.B., 1988. Cations in olivine, Part 2: Diffusion in olivine xenocrysts, with applications to petrology and mineral physics. Contributions to Mineralogy and Petrology, 99(2), pp.186-201.

Nabavi, M. H., 1976, An introduction to the geology of Iran. Geological survey of Iran, 109.

Nezafati N., 2006, Au-Sn-W-Cu-Mineralization in the Astaneh-Sarband Area, West Central Iran: including a comparison of the ores with ancient bronze artifacts from Western Asia, PhD diss., Universität Tübingen.

Perkins, D. and Vielzeuf, D., 1992. Reinvestigation of fayalite+ anorthite= garnet. Contributions to Mineralogy and Petrology, 111(2), pp.260-263.

Stocklin, J., 1968, Structural history and tectonics of Iran: a review. AAPG Bulletin, 52(7), pp.1229-1258.

Stocklin, J., 1977, Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia. Memoire Hors-Serve, 8, pp.333-353.

Simkin, T. and Smith, J.V., 1970. Minor-element distribution in olivine. The Journal of Geology, pp.304-325.

سنگ‌نگاری و شیمی گارنت‌ها در اسکارن تیغناب، جنوب خاور سربیشه(خاور ایران)

نویسنده مسئول: سید سعید محمدی*[۱]، ۱-گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران
ssmohammadi@birjand.ac.ir
سایر نویسندگان: ملیحه نخعی[۲]، سون لین چانگ[۳و۴]
۲- گروه مهندسی معدن، دانشکده عمران، معدن و شیمی، دانشگاه صنعتی بیرجند، بیرجند، ایران
۳- انستیتو علوم زمین، آکادمیا سینیکا، تایپه، تایوان
۴- دپارتمان علوم زمین، دانشگاه ملی تایوان، تایپه، تایوان نویسنده مسئول با علامت ستاره مشخص شود.

چکیده

در منطقه تیغناب در جنوب خاور سربیشه، نفوذ توده‌های کوارتزدیوریتی متعلق به الیگو-میوسن به صورت گنبد، دایک و سیل، به درون سنگ آهک و ماسه سنگ‌های پالئوسن-ائوسن سبب تشکیل اسکارن و کانی‌زایی آهن شده است. بر اساس بررسی‌های صحرایی و ویژگی‌های کانی‌شناسی، اسکارن تیغناب به دو گروه درون‌اسکارن و برون‌اسکارن تقسیم شد. درون اسکارن در حاشیه توده نیمه‌عمیق و با گسترش بسیار محدود تشکیل شده است. ترکیب سنگ‌شناختی درون اسکارن، مشابه توده‌های نیمه-عمیق(کوارتزدیوریت پورفیری) می‌باشد. دگرسانی پلاژیوکلازها به کانی‌های رسی، سریسیت، اپیدوت و پرهنیت و همچنین تبدیل هورنبلند به اپیدوت، کلریت و کربنات بیانگر رخداد دگرگونی درجه پایین است. برون‌اسکارن در سنگ‌های میزبان تشکیل شده و کانی‌های آن شامل گارنت، کلسیت، اپیدوت، کلریت، مگنتیت، کوارتز و پیروکسن می‌باشند. بافت‌های رایج آن، شامل گرانوبلاستیک و کاتاکلاستیک هستند. برون‌اسکارن‌های تیغناب شامل اپیدوت‌اسکارن، گارنت‌اسکارن کلریتی و اپیدوتی‌شده و گارنت‌اسکارن پیروکسن‌دار کلریتی و اپیدوتی‌شده، هستند. بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی به روش ریزپردازش الکترونی(EPMA)، گارنت‌های مورد بررسی در رده کلسیم‌دار و از نوع محلول جامد گروسولار-آندرادیت می‌باشند. مقایسه ترکیب گارنت‌های مطالعه-شده با گارنت‌های موجود در اسکارن‌های کلسیک جهان نشان می‌دهد که این گارنت‌ها در محدوده اسکارن‌های آهن‌دار قرار می-گیرند. یکی از خصوصیات گارنت‌ها در اسکارن تیغناب، وجود منطقه‌بندی نوسانی می‌باشد. بررسی تغییرات ترکیبی این کانی در پروفیل‌های ترسیم‌شده، بیانگر این است که مقدار سازنده گروسولار روند تقریباً یکنواخت داشته، اما مقدار سازنده آندرادیت تغییرات جزئی را نشان می‌دهد. حضور آندرادیت و تغییرات آن در گارنت‌های مورد مطالعه، به ترتیب بیانگر بالابودن فوگاسیته اکسیژن و تغییرات سهم آن در هنگام تبلور گارنت بوده است.

کلیدواژه: شیمی کانی، گارنت، اسکارن تیغناب، سربیشه، زمین‌درز سیستان

Petrography and mineral chemistry of garnets in skarn of Tighanab, southeast of Sarbisheh(east of Iran)

First Author: Seyyed Saeid Mohammadi[1]*
1-Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran
ssmohammadi@birjand.ac.ir
Other Authors: Malihe Nakhaei[2]; Sun-Lin Chung[3,4]
2-Department of mining engineering, Faculty of civil , mining and chemistry, Birjand university of technology, Birjand, Iran
3-Institute of earth sciences, Academia Sinica, Taipei, Taiwan
4-Department of geosciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

Abstract

Intrusion of Oligo-Miocene quartzdioritic masses as dome, dike and sill into Paleocene-Eocene limestone and sandstone in Tighanab area at southeast of sarbisheh, caused skarn formation and iron mineralization. Based on field investigations and mineralogical characteristics, skarn of Tighanab divided to endo-skarn and exo-skarn types.

Petrographic composition of endo-skarn same as subvolcanic bodies(quartzdiorite porphyry). Alteration of plagioclases to clay minerals, sericite, epidote and prehnite and also alteration of hornblende to epidote, chlorite and carbonate, indicated low grade metamorphism. Exo-skarn occurred at country rocks and its minerals include of garnet, calcite, epidote, chlorite, magnetite, quartz and pyroxene. Common textures of this rock are granoblastic and cataclastic. Exo-skarn of Tighanab composed of epidote skarn, epidotized and chloritized garnet skarn, epidotized and chloritized pyroxene bearing garnet skarn. Based on EPMA analyses, the studied garnets are calcic and grossular-andradite solid solution type. Comparison of studied garnets with garnets in calcic skarns of world, show that these garnets located in iron skarn domain. Oscillatory zoning is common in garnets of Tighanab skarn. Compositional variation profiles of garnet at Tighanab, show that grossular constituent have uniform trend, but andradite have slightly variations. Existence of andradite garnet and variation of its proportion in studied garnets represents high fugacity of oxygen and its variation during garnet crystallization.
Key Words: Mineral chemistry, Garnet, Skarn, Thighanab,Sarbisheh, Sistan suture zone.

مقدمه

منطقه تیغناب در جنوب خاور شهرستان سربیشه و جنوب باختر نقشه‌ی زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیرود (Guillou et al., 1981) بین طول‌های جغرافیایی "۲۹ '۳۱ °۶۰ تا "۵۹ '۳۷ °۶۰ خاوری و عرض‌های جغرافیایی "۳۴ '۴ °۳۲ تا "۱۸ '۱۱ ° ۳۲ شمالی، در استان خراسان جنوبی و در ۱۰۴ کیلومتری جنوب خاور سربیشه قرار دارد. از دیدگاه تقسیم‌بندی ساختاری، منطقه تیغناب در بخش خاوری زمین‌درز سیستان (Tirrul et al., 1983) قرار گرفته است. این زون بقایایی از یک باریکه اقیانوسی است که به‌عنوان یکی از سرشاخه‌های نئوتتیس مطرح بوده و قبل از ۸۶ میلیون سال پیش بسته شده است (Zarrinkoub et al., 2012). زون سیستان در نتیجه برخورد دو بلوک لوت و افغان تشکیل شده و بر پایه سن سنجی‌های انجام شده، زمان بسته شدن آن را به کرتاسه پایانی مربوط می‌دانند (Brocker et al., 2013). ماگماتیسم ائوسن-الیگوسن در شرق ایران (لوت- سیستان) سبب تشکیل سنگ‌های آتشفشانی به همراه سنگ‌های آذرآواری و توده‌های نیمه عمیق شده (Pang et al., 2013) که در برخی مناطق، باعث کانی سازی اسکارن شده است. اسکارن های مس-آهن فراوان ترین ذخایر اسکارنی هستند که در محیط های فرورانش تشکیل می شوند(Meinert, 1992). اسکارن های آهن کلسیک در مناطق کوهزایی مرتبط با فرورانش به خصوص در جزایر قوسی فراوان بوده و اغلب همراه با توده های نفوذی و نیمه عمیق غنی از آهن که سنگهای کربناته و سنگهای آتشفشانی را مورد هجوم قرار داده اند، تشکیل می شوند(Meinert, 1992). در رابطه با کانسارهای اسکارن همراه توده‌های نفوذی-نیمه‌عمیق در منطقه جنوب شرق سربیشه، تاکنون مطالعاتی توسط برخی محققین انجام شده است که از آن جمله می-توان به پژوهش‌های یاری(۱۳۹۴) در منطقه شمال کلاته شب و رسولی(۱۳۹۴) در منطقه تیغناب اشاره نمود. در این پژوهش، ضمن بررسی دقیق خصوصیات سنگ نگاری سنگ‌های اسکارنی، به بررسی شیمی گارنت‌ها و تغییرات ترکیبی آن پرداخته شده است.

زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در بخش خاوری زمین‌درز سیستان(Tirrul et al., 1983) و در محدوده نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ماهیرود (Guillou et al., 1981)واقع شده است. قدیمی‌ترین واحد سنگی در محدوده مورد بررسی شامل شیل‌های سبز، ماسه سنگ و توربیدایت متعلق به کرتاسه فوقانی هستند. در زمان پالئوسن و ائوسن زیرین، بخش عمده منطقه کم ژرفا بوده و بوسیله سنگ آهک صخره‌ساز مشخص می شود که بالاترین بخش آن مربوط به ائوسن است. در بخش جنوب باختری محدوده مورد بررسی، یک توالی از ماسه سنگ‌های قرمز وجود دارد که در قاعده شامل یک واحد کنگلومرایی متشکل از قطعات افیولیتی و آتشفشانی می‌باشد. این واحد به طرف بالا به رخساره عمدتا ریزدانه تبدیل می‌شود که علاوه بر کنگلومرای درشت دانه و ریزدانه، حاوی ماسه سنگ قرمز تیره دانه‌ریز تا دانه متوسط با طبقه

بندی مورب، آرژیلیت های قهوه‌ای شکلاتی، سیلت و افق‌های ژیپس با ضخامت در حد متر می‌باشد. این رخساره بیانگر محیط رسوبگذاری قاره‌ای است. نفوذ توده های نیمه عمیق با ترکیب کلی کوارتزدیوریتی، با روند شمال باختر-جنوب خاور به درون سنگ آهک و ماسه سنگ‌های پالئوسن-ائوسن سبب تشکیل انواع مختلف سنگ‌های دگرگونی نظیر سنگ‌های سیلیسی‌شده(کوارتزیت)، مرمر و به طور محلی رخداد اسکارن در محدوده مورد بررسی و به خصوص در جنوب تا جنوب باختری تیغناب شده است. مرز واضح بین ماسه سنگ‌ها و سنگ‌های نیمه‌عمیق در بخش‌های مختلف محدوده بررسی‌شده و تزریق ماگما به صورت دایک و همچنین سیل در امتداد لایه‌بندی ماسه سنگ‌ها بیانگر جوانتر بودن سنگ های آذرین نسبت به واحدهای رسوبی می باشد. شواهد صحرایی و بررسی نمونه‌های دستی اسکارن، حاکی از حضور گارنت فراوان، مالاکیت، مگنتیت، گوتیت و لیمونیت در محل ترانشه‌های اکتشافی حفر شده می‌باشد. مالاکیت و آزوریت بیانگر وجود سولفیدهای اولیه مس و رخداد فرایند دگرسانی هستند. گوتیت نیز در نتیجه دگرسانی کانی‌های آهن‌دار مانند هماتیت، پیریت و کالکوپیریت تشکیل می‌شود. با پیشرفت دگرسانی، گوتیت به لیمونیت تبدیل می‌شود.

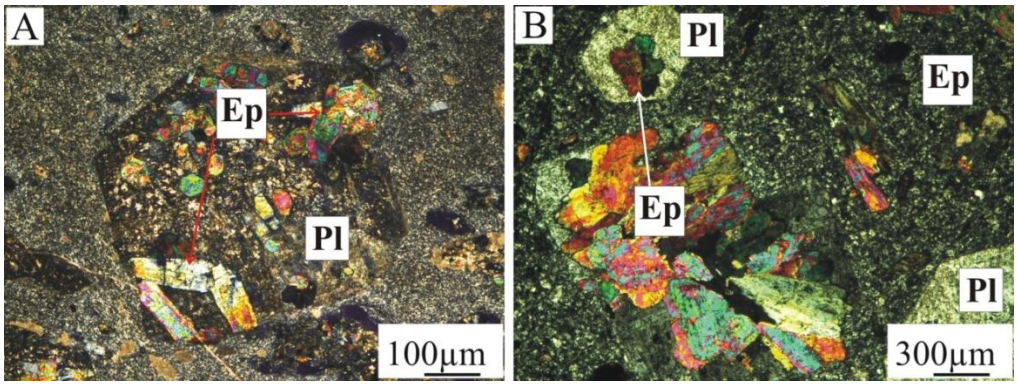
روش مطالعه

این پژوهش بر مبنای مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی صورت گرفته است. پس از برداشت های صحرایی و نمونه برداری، تعداد۳۰مقطع نازک از نمونه های اسکارنی تهیه و مورد مطالعات پتروگرافی دقیق قرار گرفت. به منظور بررسی شیمی کانی‌ها، مقاطع نازک صیقلی از نمونه های اسکارن تهیه و پس از انجام مراحل آماده‌سازی در انستیتو علوم زمین آکادمیا سینیکا در شهر تایپه کشور تایوان مورد آنالیز قرار گرفت. برای مشاهده بافت‌های ریزمقیاس و تهیه تصاویر BSE از میکروسکپ الکترونی روبشی مدل JEOL SEM JSM-6360LV استفاده گردید. گارنت‌ها توسط دستگاه ریزکاو الکترونی مدل JEOL EPMA JXA- با ولتاژ ۱۵ kV، جریان ۱۲nAنانوآمپر و قطر بیم ۲میکرون تجزیه شدند. پس از آن با استفاده از نرم افزارهای مختلف، نمودارهای لازم برای شناخت کانی‌ها ترسیم شد.

سنگ نگاری

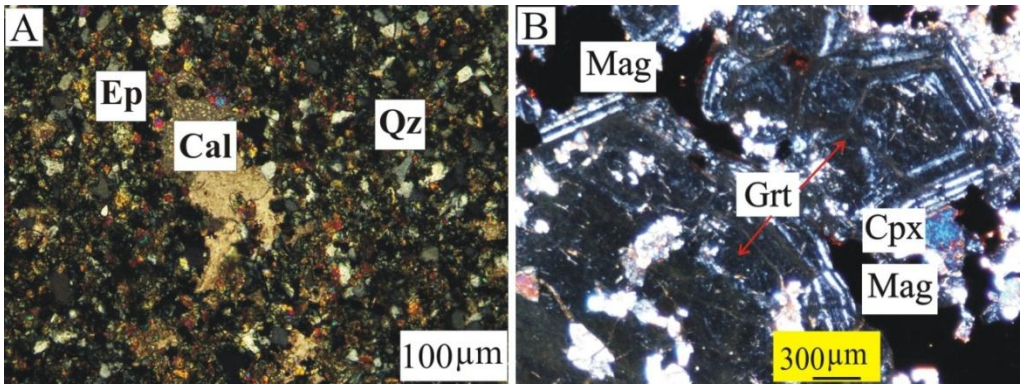
بر اساس بررسی‌های صحرایی و ویژگی‌های کانی‌شناسی اسکارن مورد بررسی، می‌توان اسکارن تیغناب را به دو گروه درون اسکارن و برون اسکارن تقسیم نمود که در ادامه به شرح خصوصیات هر یک از آن‌ها پرداخته شده است.

درون اسکارن:درون اسکارن در حاشیه توده نیمه‌عمیق و در مرز سنگ‌های میزبان با گسترش بسیار محدود تشکیل شده است. ترکیب کلی سنگ‌شناختی درون اسکارن، مشابه توده های نیمه عمیق منطقه تیغناب(کوارتزدیوریت پورفیری) بوده و بافت آن پورفیری با زمینه ریزدانه و گاهی پوئیکلیتیک است. میزان فنوکریست حدود۵۰تا۶۰ درصد حجم سنگ بوده که از این مقدار، حدود ۴۰تا۴۵درصد را پلاژیوکلاز، ۵تا۱۰درصد را هورنبلند و ۵تا۱۰درصد را کوارتز تشکیل می‌دهد. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به کانی‌های رسی، سریسیت و اپیدوت(شکل های۱-A و B) دگرسان شده است. در برخی نمونه‌ها، کانی پرهنیت نیز از دگرسانی پلاژیوکلازها بوجود آمده است که بیانگر رخداد دگرگونی درجه پایین می‌باشد. فنوکریست های نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار هورنبلند در درون اسکارن به اپیدوت، کلریت، کربنات و اکسید آهن تبدیل شده است. فنوکریست های کوارتز به صورت بلورهای بی شکل و گاهی گرد شده وجود دارد. کانی کدر، اسفن و آپاتیت، کانی‌های فرعی این سنگ هستند.



شکل۱- تصویرهای میکروسکپی از درون اسکارن(کوارتزدیوریت پورفیری اسکارنی‌شده) در XPL: A و B)تبدیل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به اپیدوت، کانی‌های رسی و سریسیت، علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans, 2010).

برون اسکارن: برون اسکارن در مرز توده نیمه عمیق تشکیل شده است. بافت‌های رایج در برون‌اسکارن، گرانوبلاستیک و کاتاکلاستیک هستند. بر اساس بررسی‌های میکروسکپی، کانی های تشکیل‌دهنده برون اسکارن شامل گارنت، کلسیت، اپیدوت، کلریت، مگنتیت، کوارتز و پیروکسن می باشند. برون اسکارن های تیغناب شامل اپیدوت اسکارن، گارنت اسکارن کلریتی و اپیدوتی شده و گارنت اسکارن پیروکسن دار کلریتی و اپیدوتی شده هستند. کانی‌های تشکیل دهنده اپیدوت اسکارن شامل کلسیت، کوارتز، اپیدوت، زوئیزیت، کلریت و کانی کدر می باشند(شکل۲- A). حضور گارنت‌های شکل دار، نیمه شکل دار و بی‌شکل که گاهی بیش از ۵۰درصد حجم سنگ را تشکیل داده است، یکی از ویژگی های بارز گارنت اسکارن‌ها می‌باشد. در نمونه دستی برون اسکارن، بلورهای گارنت به رنگ قهوه ای روشن دیده می شوند. در برخی مقاطع نازک، بلورهای این کانی به صورت چندوجهی و دارای منطقه بندی مشخص وجود دارد(شکل۲- B). وجود منطقه‌بندی به علت تغییر در ترکیب شیمیایی گارنت(محلول جامد گروسولار-آندرادیت) می‌باشد. گارنت آندرادیت در اثر ترکیب کربنات کلسیم سنگهای کربناتی با سیلیس و اکسید آهن بوجود می آید(Beane, 1982). بلورهای درشت گارنت دارای شکستگی‌های فراوان بوده که توسط کربنات و گاهی کلریت و اپیدوت پر شده است. اپیدوتی و کلریتی شدن گارنت ها بیانگر رخداد دگرگونی پسرونده است. در برخی نمونه ها، شدت دگرسانی به حدی است که بخش‌های کوچکی از گارنت به صورت سالم و جزیره‌ای باقی مانده است. کلسیت کانی مهم دیگری است که هم به صورت اولیه با رخ های لوزی شکل وجود دارد و هم به صورت بلورهای ریز در فضاهای خالی و شکستگی‌ها تشکیل شده است. در برخی نمونه‌ها، ماکل‌های رومبوئدری کلسیت قابل مشاهده است. اپیدوت به مقدار قابل توجه و به صورت بلورهای نسبتا ریز در بین گارنت و کربنات و همچنین درون شکستگی‌های گارنت وجود دارد. شواهد میکروسکپی نشان می‌دهد که اپیدوت به خرج گارنت در نتیجه افزایش فوگاسیته اکسیژن در مرحله پسرونده تشکیل شده است. بررسی مقاطع نازک صیقلی نشان داد که کانه مهم تشکیل شده در برون اسکارن تیغناب، مگنتیت است که به صورت جانشینی در گارنت و در مرحله دگرگونی پسرونده همراه کانی‌های آبدار دمای پایین مانند اپیدوت و کلریت تشکیل شده است. درصد بالای گارنت نسبت به کلینوپیروکسن در نمونه ها می‌تواند بیانگر حالت اکسیدان توده‌های نیمه‌عمیق و سیالات گرمابی حاصل از آن‌ها باشد(Meinert, 1997).

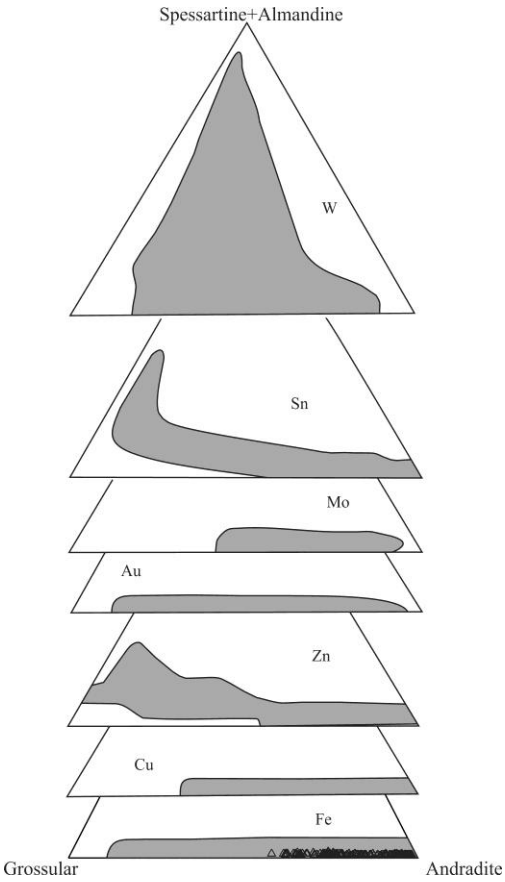


شکل۲- تصویرهای میکروسکپی از برون اسکارن تیغناب: A) حضور کانی‌های کلسیت، اپیدوت، زوئیزیت و کوارتز همراه کلریت و کانی کدر در اپیدوت اسکارن، B) حضور بلورهای گارنت به صورت چندوجهی و دارای منطقه بندی در گارنت اسکارن. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از (Whitney and Evans, 2010)

بحث و نتیجه‌گیری

شیمی گارنت‌ها: گارنت یک کانی رایج در طیف وسیعی از انواع سنگ‌های آذرین-دگرگونی شامل پریدوتیت‌های گوشته‌ای، سنگ‌های دگرگونی و سنگ‌های آذرین پرآلومین می باشد که برای تعیین حوادث دگرگونی-کانی‌زایی مورد استفاده قرار می‌گیرد(Cheng et al., 2018; Tian et al., 2019). گارنت‌های هیدروترمال فرآیند برهم کنش سیال-سنگ را ثبت نموده و بنا بر این، شرایط فیزیکوشیمیایی کانی‌سازی هیدروترمال شامل دمای سیال، فوگاسیته اکسیژن، سرعت جریان سیال، pH و ترکیب شیمیایی را آشکار می‌نماید(Tian et al., 2019). بنا بر این، کانی گارنت اطلاعات ژنتیکی مهمی درباره تکامل سیال هیدروترمال و محیط تشکیل کانه بدست می‌دهد. این امر سبب می‌شود تا شیمی گارنت به عنوان ابزار مناسبی برای تمایز انواع مختلف کانی‌سازی اسکارن مورد استفاده قرار گیرد.

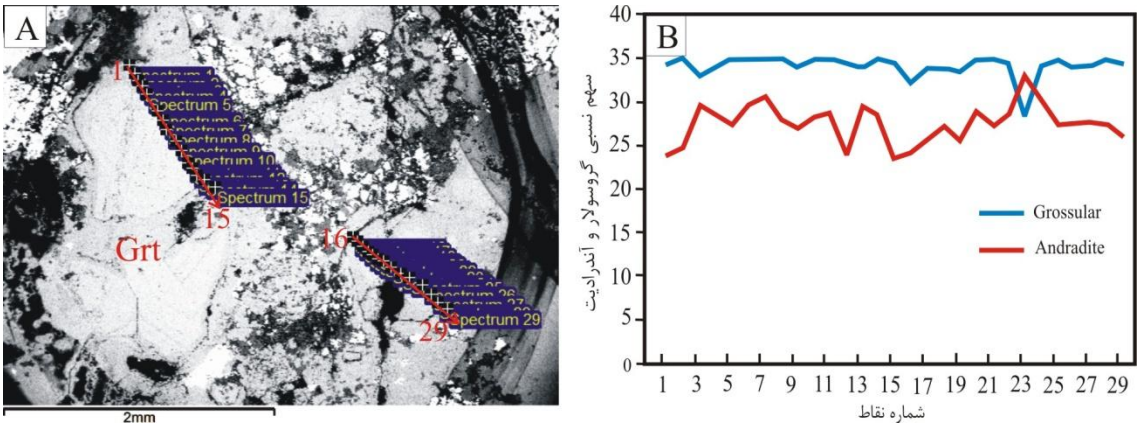
در این پژوهش، چندین نقطه از گارنت‌های موجود در دو نمونه از اسکارن تیغناب مورد تجزیه نقطه‌ای به روش الکترون مایکروپروب قرار گرفت که به دلیل محدودیت تعداد صفحات، از آوردن نتایج آنالیزها خودداری شده است. مثلث Sp+Al-Gr-Ad (Meinert,1997) سهم چهار عضو انتهایی فراوان گارنت‌های هیدروترمال را نشان می‌دهد. این دیاگرام‌ها، دارای یک خط مبنا برای رده‌بندی انواع ذخایر اسکارن شامل اسکارن‌های تنگستن، قلع، مولیبدن، طلا، روی، مس و آهن می‌باشند. با این وجود، این نمودارها دارای محدودیت مشخصی هستند، بطوری که زیرگروه‌های انواع ذخایر اسکارن دارای همپوشانی قابل توجهی می‌باشند. نتایج بررسی ها نشان داد که ترکیب شیمیایی گارنت ها در نمودار یادشده، از نوع محلول جامدآندرادیت-گروسولار می باشد(شکل۳). افزایش فوگاسیته اکسیژن و محلول‌های با شوری بالا، شرایط را برای افزایش عضو انتهایی آندرادیت در سری محلول جامد فراهم می نماید(Deer et al., 1991). گارنت‌های مورد بررسی از نوع گارنت‌های کلسیم دار(کانی رایج اسکارن‌های کلسیک) هستند. مقایسه ترکیب گارنت‌های مطالعه شده با گارنت‌های موجود در اسکارن‌های کلسیک جهان نشان می‌دهد که این گارنت‌ها در محدوده اسکارن‌های آهن‌دار قرار می‌گیرند(شکل۳).



شکل۳- موقعیت ترکیبی گارنت‌های اسکارن تیغناب در نمودار مثلثی Sp+Al-Gr-Ad و مقایسه ترکیب شیمیایی آن با کانه‌زایی اسکارن‌های معدنی جهان(Meinert,1992).

ترکیب گارنت و پیروکسن در اسکارن‌ها حائز اهمیت است زیرا تغییرات ترکیبی آن‌ها اطلاعات مهمی را درباره محیط تشکیل و رده‌بندی انواع اسکارن اثبات می‌نماید(Meinert,1992). گارنت آندرادیتی بیانگر محیط‌های اکسیدان است در صورتی‌که گارنت گروسولار یک شاخص برای شرایط احیایی می‌باشد(Einaudi, 1981;Newberry, 1983). به اعتقاد Ciobanu and Cook(2004)و Jamtveit, 1991، افزایش نسبت‌های Adr/Grs از هسته به سمت حاشیه، در گارنت-های دارای منطقه‌بندی نوسانی، شاخصی از افزایش شرایط اکسیدان می‌باشد. حضور پیروکسن غنی از دیوپسید نیز در کانی‌زایی اسکارن بیانگر محیط اکسیدشده می‌باشد. Meinert و همکاران(۲۰۰۵) معتقدند که در یک محیط اسکارنی اکسیدشده، فراوانی گارنت نسبت به پیروکسن بیشتر است. بر اساس توضیحات فوق، وجود آندرادیت و فراوانی بیشتر گارنت نسبت به پیروکسن در منطقه مورد مطالعه، بیانگر شرایط اکسیدشده، می‌باشد.

همانگونه که در بحث سنگ‌نگاری بیان شد، یکی از خصوصیات گارنت‌ها در اسکارن تیغناب، وجود منطقه‌بندی نوسانی می‌باشد. تصاویر BSE مربوط به موقعیت و شماره نقاط آنالیز شده(۱تا۲۹) بر روی گارنت از حاشیه به سمت مرکز و سپس از مرکز به سمت حاشیه و بررسی تغییرات ترکیبی این کانی(سهم آندرادیت و گروسولار) در شکل ۴ نشان داده شده است. همانگونه که در شکل۴-B مشاهده می‌شود، مقدار سازنده گروسولار در پروفیل ترکیبی رسم شده، روند تقریباً یکنواخت داشته، اما مقدار سازنده آندرادیت تغییرات جزئی را نشان می‌دهد.



شکل ۴-A) تصویر BSE مربوط به موقعیت و شماره نقاط آنالیز شده و B) بررسی تغییرات ترکیبی گارنت در یک نمونه از اسکارن تیغناب

منطقه‌بندی شیمیایی و شواهد بافتی که در بلورهای گارنت طی فرآیندهای دگرگونی ثبت می شود، اطلاعات ارزشمندی در مورد تفسیر سرگذشت تکتونیکی-دگرگونی مناطق دگرگونی و تاثیر فرآیندهای رشد و سیالات در طی دگرگونی را بدست می‌دهد. مکانیسم تشکیل منطقه‌بندی نوسانی در گارنت‌های هیدروترمال به عنوان یک بحث باقی مانده است. برخی مطالعات، منطقه‌بندی نوسانی را نتیجه تغییرات در شرایط فیزیکوشیمیایی می‌دانند در صورتی‌که برخی دیگر سازوکار مخصوص به خود را مورد حمایت قرار می‌دهند(Pollok et al., 2001). علاوه بر این، ارتباط بین ژئوشیمی گارنت و انواع ذخایر اسکارن هنوز به خوبی مشخص نشده است. منطقه بندی نوسانی در گارنت های هیدروترمال رایج بوده و به دلایل زیر تشکیل می شود: ۱- فرآیندهای رشد داخلی بلور که بوسیله فاکتورهای جنبشی از قبیل سرعت رشد بلور و میزان انتشار عناصر کلیدی در سیال، بدون هرگونه تاثیر بیرونی کنترل می‌شود(Wang and Merino, 1992). ۲- تغییرات دوره‌ای عوامل خارجی(از قبیل فشار-دما، فشار بخشی اکسیژن و شیمی سیال(Jamtveit et al., 1993). تغییرات عضو گروسولار در سیستم های دگرگونی در اثر عوامل ثانویه مانند درز و شکاف و یا پدیده انتشار رخ می‌دهد، اما در مورد آندرادیت، عامل خارجی موثر است. حضور سازنده آندرادیت و تغییرات آن در گارنت‌های مورد مطالعه، به ترتیب بیانگر بالابودن فوگاسیته اکسیژن و تغییرات آن در هنگام تبلور گارنت بوده است. به عبارت دیگر، رشد بلورها در سیستم باز انجام شده است.

منابع

رسولی، ر.، ۱۳۹۴، ژئوشیمی، کانی شناسی و ژنز کانسار آهن - مس تیغه نوآب(جنوب شرق سربیشه - خراسان جنوبی)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

یاری، ف.، ۱۳۹۴، سنگ شناسی و زئوشیمی سنگهای نیمه نفوذی مرتبط با اسکارن منطقه شمال کلاته شب(شمال درح، شرق استان خراسان جنوبی)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بیرجند.

Beane, R. E., 1983.The magmatic-meteoric transition. Geothermal Resources Council, Davis, California, Reports 13, 245-253pp.

Bröcker, M., Rad, G. F., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N. and Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. Lithos, 170-171: 17-34.

Cheng, H., Vervoort, J.D., Dragovic, B., Wilford, D., Zhang, L.M., 2018. Coupled Lu-Hf and Sm-Nd geochronology on a single eclogitic garnet from the Huwan shear zone, China. Chemical Geology 476, 208–222.

Ciobanu, C.L., Cook, N.J., 2004. Skarn texture and a case study: the Ocna de Fier-Dognecea orefield, Banat, Romania. Ore Geology Review24, 315–370.

Deer. W.A., Howie. R.A., Zussman. J., 1991, An introduction to the rock forming minerals", Longman Scientific and Technical, 528 P.

Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits. Economic. Geology75, 317–391.

Guillou, Y., Maurizot, P. and De La Villeon, H., 1981. Geological map of Mahirud, Scale1:100000.Geological Survey of Iran.

Jamtveit, B., 1991. Oscillatory zonation patterns in hydrrothermal grosslular-andradite garnet: nonlinear dynamics in regions of immiscibility. American Mineralogist 76, 1319–1327.

Jamtveit, B., Wogelius, R.A., Fraser, D.G., 1993. Zonation patterns of skarn garnets:Records of hydrothermal system evolution. Geology 21, 113–116.

Meinert, L. D., 1997.Application of skarn deposit zonation models to mineral exploration. Exploration and Mining Geology, 6(2)185-208.

Meinert, L.D., 1992. Skarns and skarn deposits. Geoscience Canada19, 145–162.

Meinert, L.D., Diple, G.M., Nicolescu, S, 2005. World skarn deposits, Society of Economic Geologist, Inc., Economic Geology 100th Anniversary Volume, pp. 299–336.

Newberry, R.J., 1983. The formation of subcalcic garnet in scheelite-bearing skarns. Canadian Mineralogist21, 529–544.

Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y.,Chu, H. Ch., Lee, H.Y. and Lo, C. H., 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. Lithos, 180-181: 234-251.

Pollok, K., Jamtveit, B., Putnis, A., 2001. Analytical transmission electron microscopy of oscillatory zoned grandite garnets. Contributions to Mineralogy and Petrology141, 358–366.

Tian, Z.D., Lenga, C.B. , Zhanga, X.C., Zafara, T., Zhangd, L.J., Hongd, W., Laie, C.K., 2019. Chemical composition, genesis and exploration implication of garnet from the Hongshan Cu-Mo skarn deposit, SW China. Ore Geology Reviews 112, 1-22.

Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America Bulletin, 94(1): 134-150.

Wang, Y.F., Merino, E., 1992. Dynamic model of oscillatory zoning of trace elements in calcite: Double layer, inhibition, and self-organization. Geochimica Cosmochimica Acta 56, 587–596.

Whitney, D. and Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. American Mineralogist, 95(1):185–187.

Zarrinkoub, M. H., Pang, K. N., Chung, S. L., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y. and Lee, H. Y., 2012. Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos, 154: 392-405.

زمین شناسی، ژئوشیمی و الگوی تشکیل کانه زایی در شمال خاوری سیرجان

*اعظم انتظاری هرسینی، استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، صندوق پستی۳۶۹۷-۱۹۳۹۵، تهران، ایران

Entezari552003@yahoo.com

مهوش احمدی، دانشجوی دکترای تربیت مدرس

Ahmadi_mahvash@yahoo.com

چکیده

محدوده مورد مطالعه بخشی از کمان ماگمایی ارومیه – دختر و در شمال خاوری شهرستان‌سیرجان واقع است. ماگماتیسمی که در این کمان در طی سنوزوئیک رخ داده، همراه با کانه‌زایی‌هایی از جمله مس، مولیبدن، طلا، سرب و روی بوده است. در این محدوده مطالعه ژئوشیمی، کانی سنگین و زمین شناسی صورت گرفت که در نتیجه یک محدوده امیدبخش از انتشار و انباشتگی طلا، کانی‌سازی برجایی از سرب شناسایی و معرفی شده است. احتمالا انتشار طلا و کانیهای ثانویه سرب در نتیجه فعالیتهای هیدروترمالی (چشمه های آبگرم) و تراورتن‌زایی بوقوع پیوسته است.

کلمات کلیدی : ژئوشیمی، کانی سازی مس، سرب ، طلا ، کمان ماگمایی ارومیه - دختر

Geology, Geochemistry and Ore formation in Northeast of Sirjan

*Azam Entezari Harsini, Department of Science, Payame Noor University, Tehran, Iran

Entezari552003@yahoo.com

Mahvash Ahmadi, Economical geology Phd student, Tarbiat Modares

Ahmadi_mahvash@yahoo.com

Abstract

The study area is part of Urmia-Dokhtar magmatic arc located in northeast of Sirjan city. The magmatism that occurred during the Cenozoic arc was associated with minerals such as copper, molybdenum, gold, lead and zinc. In this area, geochemical, heavy minerals and geological studies have been carried out and as a result a promising range of gold emission and accumulation has been identified and introduced for lead mineralization. The release of gold and lead secondary minerals is likely due to hydrothermal activity (hot springs) and travertogenesis. Keywords: Geochemistry, Copper Mineralization,Gold, Urmia-Dokhtar Magmatic Arc

۱- مقدمه

محدوده مورد مطالعه در ۲۴ کیلومتری شمال خاوری شهرستان‌سیرجان قرار گرفته‌است. این منطقه، بین طول جغرافیایی $56^0 00' 00''$ تا $56^0 03' 35''$ خاوری و عرض جغرافیایی $29^0 37' 10''$ تا $29^0 39' 20''$ شمالی محدود

می‌گردد. مساحت محدوده اکتشافی به تقریب ۲۵ کیلومتر مربع می‌باشد. منطقه مورد مطالعه از بر اساس تقسیم بندی زونهای ساختاری بخشی از کمان ماگمایی ارومیه– دختر، در حاشیه جنوبی پهنه ایران مرکزی و در شمال زون سنندج سیرجان قرار دارد. واحدهای زمین شناسی و سنگی که در محدوده رخنمون دارند شامل :

۱- ملانژهای افیولیتی (آمیزه‌رنگین) کرتاسه پایانی
۲- سنگهای آتشفشانی - رسوبی ائوسن
۳- واحدالیگوسن - میوسن (توده های نفوذیب ا ترکیب ریولیتی - داسیتی و ولکانیکهای آندزیتی و توف داسیتی و واحد های آهکی)
۴- واحدهای پلیوسن (کنگلومرا) ونهشته های کواترنری

۲- روش مطالعه

به منظور بررسی کانه زایی محدوده مورد مطالعه، مطالعات ژئو شیمی، کانی سنگین و نمونه برداری از واحد های زمین شناسی انجام شد. یکی از لایه‌های اطلاعاتی در جهت دستیابی به محدوده‌های امیدبخش معدنی و در نهایت کشف کانسارهای پنهان، استفاده از لایه اطلاعاتی ژئوشیمی–کانی سنگین به ویژه در مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ می‌باشد. هدف از انجام مطالعات نمونه‌های کانی‌سنگین در درجه اول، دستیابی به خاستگاه و منشاء طلا و سپس سایر عناصر با ارزش اقتصادی بوده است. اکتشافات چکشی یکی دیگراز لایه‌های اطلاعاتی مهم در محدوده‌های اکتشافی ۱:۲۵۰۰۰به شمار می‌رود در محدوده اکتشافی مورد مطالعه با توجه به نبود آثار و نشانه‌های قدیمی معدنی، لایه اطلاعاتی فوق بعد از دسترسی به نتایج به دست آمده از دو روش ژئوشیمی و کانی سنگین انجام شده است.

۳- بحث و نتیجه گیری

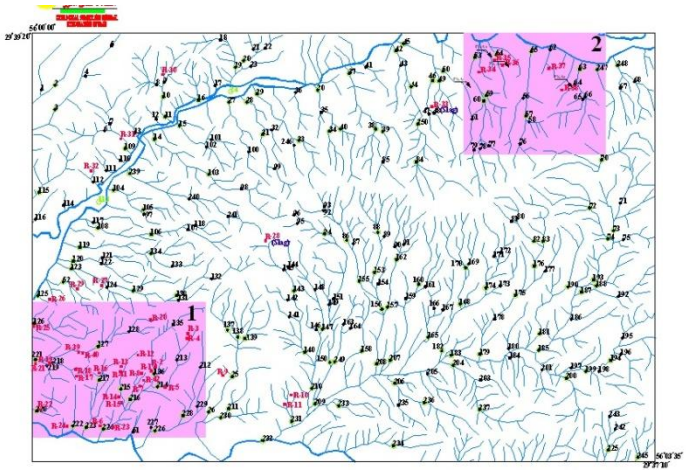
از آثار و نشانه‌های شناخته شده معدنی تنها می‌توان به چند اثر از محدوده سنگهای ساختمانی از نوع تراورتن اشاره کرد که از مهمترین آنها معدن تراورتن حوض‌سبز واقع در جنوب‌باختری محدوده اکتشافی می‌باشد. آثار دیگری از این فعالیت ژئوترمالی در بخشهایی از شمال‌باختری تا شمال‌خاوری و خاور محدوده اکتشافی وجود دارد. همچنین آثار به‌جای مانده‌ای از سرباره‌های معدنی در چندین محل شناسایی شده که آنالیزهای انجام شده برروی این سرباره‌ها نشان دهنده وجود عنصر مس در این تفاله‌های معدنی بوده است. در راستای دست‌یابی به محدوده‌های امیدبخش معدنی، تعداد ۲۴۱ نمونه ژئوشیمی و ۱۲۹ نمونه کانی سنگین از نهشته‌های آبرفتی حوضه‌های آبریز محدوده اکتشافی و در مرحله کنترل ناهنجاریها تعداد ۴۲ نمونه لیتوژئوشیمیایی و تعداد ۲۲ نمونه سنگ در مرحله دوم نمونه‌برداری از واحدهای مشکوک به کانی‌زایی در محدوده ناهنجاریها برداشت شده است. با توجه به اندازه نمونه‌برداری در مرحله ۱:۲۵۰۰۰ جزء ۴۰- مش برای دانه‌بندی نمونه‌های ژئوشیمی انتخاب گردید. نتایج بدست آمده برروی نمونه‌های تکراری ژئوشیمی و سنگ دقت آنالیز را در حد قابل قبول و خطای کمتر از ۱۰ درصد نشان داده است. در محدوده اکتشافی عنصر جیوه بدلیل مقادیر سنسورد احتمالی بالا اندازه‌گیری نشده و ۹ عنصر به ترتیب شامل عناصر طلا، نقره، مس، سرب، روی، آرسنیک، آنتیموان، مولیبدن و تنگستن مورد پردازش و مطالعهٔ آماری تک‌متغیره و چند متغیره قرار گرفته است. مطالعات تک متغیره شامل محاسبات پارامتری آماری، نرمال‌سازی، رسم نمودارها و پلات‌ها، محاسبه و رسم ضرایب همبستگی برای داده‌های خام و رسم نقشه برای هر عنصر است. از بررسی‌های تک‌متغیره و چند متغیره انجام شده در معرفی نواحی

ناهنجار به روش ژئوشیمیایی، ناهنجاری‌های به نسبت جالب توجهی از عناصر طلا، سرب، آرسنیک در قسمت جنوب باختری محدوده بدست آمده است. از کانیهای اقتصادی مطالعه شده در محدوده اکتشافی و به روش مطالعاتی کانی‌های سنگین، کانی‌های طلا، کانی‌های ثانویه سرب و کرومیت در انتشاری به نسبت قابل توجه در نهشته‌های آبرفتی ناحیه مورد مطالعه شناسایی و با ارائه نقشه‌های مربوطه معرفی شده‌اند. در محدوده جنوب باختری واقع در حوضه آبریز معدن تراورتن حوض سبز، آنالیز نمونه‌های برداشت شده حاوی مقادیر بالایی از انتشار عنصر سرب و طلا و آرسنیک می‌باشد. در محدوده این ناهنجاری گسترش محدودی از توده نیمه‌عمیق ریولیتی همراه با پدیده کائولینتی شدن مشاهده می‌شود. با توجه به وجود یون‌سولفات در محلول ماگمای نیمه‌عمیق ریولیتی، کانیهایی همچون آلونیت، ژیپس، کانیهای سولفاته، اکسید و کربناته سرب به همراه ژاروسیت تشکیل شده است. جهت دستیابی دقیق به مقادیر بالای سرب و ارسنیک نمونه‌ها به آزمایشگاه XRD ارسال که نتایج این آزمایشگاه، کانی میمتیت(Mimetite) , سگنتیت(Segnitite) , کلسیت(Calcite) , گوتیت (Goethite)و هدیفان(Hedyphane) می‌باشد و مقدار انتشار سرب این نمونه‌ها بیش از ۴۰ درصد است. بنظر می‌رسد انتشار طلا و کانیهای ثانویه سرب نتیجه فعالیتهای هیدروترمالی و در همبری با فعالیتهای ژئوترمال و در نتیجه تراورتن‌زایی بوقوع پیوسته باشد. نهشته‌های تراورتنی کواترنری (شکل ۱)که در امتداد سیستم گسله‌های اصلی و در اطراف مجموعه‌های نیمه عمیق بعد از میوسن قرار دارند، نشاندهنده سیستم ژئوترمالی فعال در این منطقه بوده و احتمالاً در ارتباط با آخرین مراحل سردشدن آشیانه‌های ماگمایی پلیوسن می‌باشد.چند چشمه آب گرم هم در این محدوده وجود دارند. با توجه به نتایج بدست آمده ازداده‌های ژئوشیمی و کانی‌سنگین دو محدوده امید بخش برای کانی سازی به دست آمد که محدوده آنومالی شماره ۱ در جنوب باختری و محدوده آنومالی شماره ۲ در شمال خاوری واقع است(شکل۲). خاستگاه طلا در محدوده اکتشافی و بویژه در محدوده امیدبخش شماره۱ می‌تواند ریشه در سیستم اپی‌ترمال داشته باشد و یا توسط رسوبات آذرآواری حمل شده باشد. از طرفی قطعات سیلیسی پراکنده در محدوده امیدبخش شماره ۱ ، حاوی طلا هستند که می‌تواند در ارتباط با سیلیس های ناشی از پدیده اپی‌ترمال باشد. از سوی دیگر عنصر As نیز در این محدوده غنی‌شدگی نشان می‌دهد و از طرفی آرسنیک ردیاب طلا می‌باشد، لذا پدیده اپی‌ترمال می‌تواند در محدوده امیدبخش شماره ۱ عامل اصلی در تولید عنصر طلا باشد. تعدادی از واریزه‌های سیلیسی حاوی نهشته‌های ضعیفی از کانی‌سازی مس (مالاکیت) می‌باشند. نمونه سنگ برداشت شده از قطعات سیلیسی نابرجا مقدار طلا را برابر $2/55_{ppm}$، مس 8900 ppm، نقره 1.50 ppm و ارسنیک 845 ppm نشان داده است. به طور کلی، تخلیه سیالات ژئوترمال در سطح از طریق پیدایش چشمه های آبگرم غنی از کلرید با PH نزدیک به خنثی و یا پیدایش چشمه‌های در حال جوش اسیدسولفات مشخص می‌گردد. در بسیاری از موارد پیدایش مواد رسوب یافته غنی از فلز از مشخصه‌های سطحی سیستم های ژئوترمال است. این مواد، ممکن است حاوی تجمع فلزی از عناصر W,As,Sb,Au,Ag,Tl با عیار قابل استخراج باشند که معمولاً همراه با مواد سیلیسی آمورف در اطراف چشمه های‌آبگرم غنی از کلرید تشکیل می‌شوند. در مقابل، عناصری نظیر Zn, Te, Cu, Pb, Bi در افق های عمیق‌تر تمرکز می‌یابند (حسنی پاک۱۳۸۱). عمده آلتراسیونهایی که همراه با این ذخایر دیده می‌شود، آلتراسیونهای آرژلیک، سرسیتی، پروپلیتیک و سیلیسی است که عموماً در اکثر ذخایر اپی‌ترمال وجود دارند. آلتراسیونی مثل آلونیتی شدن نیز گاهی مشاهده می‌شود (کریم پور، ۱۳۸۴). با توجه به نتایج بدست آمده از آنالیز XRD نمونه‌ها و تحلیل مؤلفه‌های اصلی در روش دورسنجی، آلتراسیونهای آرژلیکی، آلونیتی و اکسیدآهن (لیمونیت ، هماتیت ، گوتیت) در جنوب باختری منطقه، در محدوده آنومالی شماره ۱ شناسایی شده است. قسمت جنوب باختری محدوده اکتشافی از دیدگاه ماکروسکوپی، بافت

سنگ‌شناختی آن ولکانوکلاستیک است که در آن فراگمنتهای ولکانیکی توسط ماتریکسی از سیلیس به هم جوش خورده‌اند، در واقع پدیده جوش‌خوردگی یا تجمع تکتونیکی صورت گرفته است. بدین‌ترتیب که سنگ اولیه تحت یک عامل فشارشی خرد شده و شکستگی‌هایی در آن ایجاد شده که این شکستگی‌ها به عنوان محیط کم فشار میزبان سیالات پرفشار گردیده است. سیالات پرفشار در اینجا در واقع سیالات پر سیلیسی است که ایجاد کانه‌زایی کرده است. سیال پس از قرارگیری در داخل ریز شکافها و تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی، باعث نهشت کانه‌های سولفیدی گردیده است. از جمله این کانه‌ها پاراژنز کانیایی زیر را شامل می شود : اولین فاز کانی سولفیدی کالکوپیریت است که با بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل در سطح مقطع ظاهر شده‌اند، که خود تحت فرآیند اکسیداسیون و هوازدگی قرار گرفته و بیشترین درصد حجمی آن به هیدروکسیدهای آهن نوع گوتیت تبدیل شده است. تنها آثاری از کالکوپیریت اولیه در مسیر شبکه کریستالی کالکوپیریت برجای مانده که بافت اسکلتی یا skeletal texture را ایجاد کرده است . در بعضی قسمتها کالکوپیریت از اطراف به کالکوسیت و هیدروکسیدآهن تبدیل شده است. پیریت از حاشیه بافت حاشیه جانشینی پیدا کرده و تبدیل به گوتیت شده، بخشهایی از پیریت برجای مانده هم بافت حاشیه جانشینی و برجای مانده ایجاد کرده است. دانه‌های پراکنده پیریت به شکل اتومورف تا نیمه‌اتومورف می‌باشد که ریز دانه‌هایی از مگنتیت هم در داخل آن وجود دارد. بلورهای کوولیت و کالکوسیت که خرد شده‌اند به وسیله یک فاز از جنس پیریت ملنیکویتی جوانتر قطع می‌شود که این پیریت از نظر انعکاسی نسبت به پیریت کریستالین قدرت انعکاس کمتری دارد (R%). این پدیده در زمانی به‌وجود می‌آید که فشار هیدرولیک سیالات زیاد است تا آنجا که بلورهای کالکوسیت و کوولیت را خرد کرده و خود در مسیر شکستگی‌ها قرار گرفته است. با تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی سیال، موجب نهشت مواد کانه از جنس پیریت میکروکریستالین یا ملنیکویتی شده است. این پیریت نشان‌دهنده شرایط دما پایین کانه‌زایی به ویژه کانه‌زایی تیپ اپی ترمال است . در واقع بافت اصلی این کانه زایی کاتاکلاستیک است. در این نمونه یک ذره طلا به ابعاد 18×30 میکرون مشاهده می‌شود. از طرفی آنالیزاین نمونه فراوانی طلا را 18000 ppb نشان داده است . نتایج آزمایش کانی شناسی (XRD) این نمونه کوارتز ، میمتیت (کلروارسنات سرب) ، کلیست ، گوتیت و کانی‌های رسی را نشان داده است. با توجه به تصاویر بدست آمده از مطالعات کانی سنگین می‌توان به زاویه‌دار بودن اغلب ذرات طلای موجود در نهشته‌های آبرفتی حوضه‌های آبریز این محدوده اشاره داشت که نشان دهنده نزدیکی منشاء کانی‌سازی و عدم حمل‌شدگی و فرسایش ذرات طلا می‌باشد(شکل۳). همچنین وجود ذرات قطعات سیلیسی خرد شده به همراه کانیهای کوارتز نشانگر رشد همزمان طلا در قطعات سیلیسی موجود در این محدوده است.



شکل ۱ : تزریق تراورتن های جوان در متن کنگلومرا (نگاه عکس به سمت شمال) .



شکل ۲ : موقعیت محدوده های امید بخش ۱و ۲ در محدوده مورد مطالعه



شکل ۳ : ذرات زاویه دار طلا همراه با ذرات کوارتز خرد شده و پیریت اکسیده.

۴-نتایج

نمونه‌های برداشت شده از قسمت جنوب‌باختری محدوده اکتشافی که در نتایج بدست آمده از نمونه‌های ژئوشیمی و کانی‌سنگین در حد قابل توجهی طلارا نشان داده، از دیدگاه ماکروسکوپی از جنس ولکانوکلاستیک هستند که در آن فراگمنت های ولکانیکی توسط ماتریکسی از سیلیس، به هم جوش خورده‌اند با توجه به عدم تحرک عنصر آرسنیک در محیط‌های ژئوشیمیایی و انتشار بالاتر از حد زمینه در محدوده ناهنجاری طلا بنظر می‌رسد، سیستم اپی‌ترمال بوجود آورنده در نزدیکی و یا درمتن ناهنجاری بدست آمده از طلا باشد. مشاهده کانی‌سازی‌هایی از کانی‌های ثانویه سرب و مس و همچنین کانه طلا در سطح احتمال وجود زون سولفوره مس و سرب و زایش طلا را در عمق افزایش می‌دهد. با توجه به شواهد موجود، بویژه رخساره‌های تراورتن‌زای بوجود آمده در امتداد گسلهای بزرگ و نواحی دگرسان شده به نسبت وسیع، بنظر می‌رسد سیال کانه‌دار، آبهای گرم بوده که در این حالت آب درون ماگما خارج شده و مواد معدنی را به سمت خارج حرکت داده است. بهترین راه برای اکتشاف کانسارهای اپی‌ترمال استفاده از مدلهای تکتونیکی و مدلهای آلتراسیونی است. این ذخایر بیشتر به صورت رگه‌ای در زونهای گسلی تشکیل می‌شوند و گسلها عامل مهم کنترل کننده آنها هستند. ارتباط نزدیک گسله‌ها با زونهای دگرسانی و همراهی چشمه‌های آبگرم در منطقه، نشاندهنده فعالیتهای ژئوترمال است که بصورت رخنمون‌های تراورتن‌دار می‌توان در امتداد شکستگیها مشاهده نمود.

منابع فارسی

- احمدی ، م ،۱۳۸۷ پایان نامه کارشناسی ارشد (بررسی زایشی پتانسیلهای معدنی منطقه تنگوئیه بر پایه داده های زمین شناختی و آنالیز ژئوشیمیایی مربوطه (شمال خاوری سیرجان – استان کرمان)) ، پژوهشکده علوم زمین .

حسنی پاک، ع الف ، ۱۳۷۷، اصول اکتشافات ژئوشیمیایی (موادمعدنی)، انتشارات دانشگاه تهران ، ۶۰۱ صفحه.

- حسنی پاک، ع الف، ۱۳۸۱، اکتشافات ذخایر طلا، انتشارات دانشگاه تهران، ۶۰۹ صفحه.

- کریم پور، م ح و ملک زاده، آ و حیدریان، م، ۱۳۸۴، اکتشاف ذخایر معدنی (مدلهای زمین‌شناسی، ژئوشیمی، ماهواره‌ای و ژئوفیزیکی)، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، ۶۳۶ صفحه.

Refrence

- Robb, L., 2005. Introduction to Ore-Forming Processes. Blackwell Publishing
- Guilbert, John M. and Charles F. park, Jr (1986) : The Geology of ore Deposits , W.H. freeman, pp 799-830 , ISbn 0-7167-1456-6
- Sillitoe, R. H., 1993, Epithermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features, p. 403-417 , in Kirkham, R. V., Sinclair, W. D., Thorpe, R. I. and Duke, J, M., (eds.): Mineral deposit modeling, GAC Special pp.40-798p.

زمین شناسی و نحوه تشکیل کانسار مس مزوش، دلیجان

* زهرا جمالی آقدوه لو، دانشجوی کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور
jamali.zahra93@gmail.com
سید جواد مقدسی، دانشیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور
شهره حسن‌پور، استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور

چکیده

معدن مس مزوش در فاصله ۲۷ کیلومتری جنوب خاوری شهرستان دلیجان در استان مرکزی واقع شده است. این محدوده بخشی از کمان ماگمایی ارومیه-دختر در زون ساختاری ایران مرکزی می باشد. این محدوده بخشی از کمان ماگمایی ارومیه-دختر در زون ساختاری ایران مرکزی می باشد.کانی سازی در کانسار مس مزوش به صورت رگه-رگچه ای، توده ای و پراکنده می باشد. کانسار مس مزوش شامل سه زون کانسنگ غنی از کالکوپیریت، کانسنگ غنی از پیریت و کانسنگ غنی از بورنیت است. اصلی ترین کانی های سولفیدی موجود در بخش کانی سازی مس به ترتیب فراوانی عبارتند از: بورنیت، کالکوپیریت، پیریت، تتراهدریت تنانتیت، اپیدوت، هماتیت، مگنتیت، کارولیت و کوولیت. کانی سازی مس در منطقه مزوش به صورت هیپوژن و سوپرژن رخ داده است. کالکوپیریت، بورنیت، پیریت، مگنتیت و تتراهدریت جزء کانی های زون هیپوژن وکانی های کوولیت، هماتیت، کارولیت جزء کانی های زون سوپرژن می باشند. با توجه به مطالعات انجام شده در این پژوهش، کانسار مس مزوش را میتوان در رده کانسارهای سولفید توده ای تیپ کوروکو قرار داد.

کلیدواژه: کانه نگاری، نحوه تشکیل، سولفید توده ای نوع کوروکو، کانسار مزوش، دلیجان

Geology and mode of Formation of Mozvash Copper Deposit, Delijan

Zahra Jamali Aghdohloo, MSc Student of Economic Geology, Geology Department, Payame Noor University
Seyed javad moghaddasi, Geology Department, Payame Noor University
Shohreh Hassanpoor, Geology Department, Payame Noor University

Abstract

Mozvash copper deposit is situated in Markazi Province, 27 km southeast of Delijan. Study area is part of Urmia-Dokhtar magmatic arc in the central Iran structural zone.Mineralization in Mozvash copper deposit is in vein-veinous, massive and dispersed from mineralization is occurred in three determind zones of chalcopyrite-rich, pyrite-rich and bornite-rich zones. The major sulphide minerals in the copper mineralization zone a bornite, chalcopyrite, pyrite, tetrahedrite, tannantite, epidote, hematite, magnetite, carolite and covelite respectively. Copper mineralization in the Mozvash region occurred as hypogene and supergene. Chalcopyrite, boronite, pyrite, magnetite, and tetrahedrite are hypogene minerals and covelite, hematite, carolite are supergene minerals. According to the studies carried out in this dtudy, Mozvash copper deposit can be considered as a massive sulphide deposit of Kuroku type.

Keywords: Mineralography, mode of formation, Kuroko massive deposit, Mozvash deposit, Delijan

مقدمه

کانی سازی در کانسار مزوش به صورت رگه رگچه‌ای، توده‌ای و پراکنده می‌باشد. کانی‌سازی اولیه شامل بورنیت، کالکوپیریت، تتراهدریت-تنانتیت، پیریت و مگنتیت همراه با کانی‌های باطله کوارتز و کلسیت و کانی‌سازی ثانویه شامل هماتیت، گوتیت و کوولیت می باشد. منطقه‌بندی‌ها در منطقه شامل کانسنگ غنی از کالکوپیریت به صورت رگه-رگچه‌ای و پراکنده، کانسنگ غنی از پیریت به صورت رگه رگچه‌ای و پراکنده و کانسنگ غنی از بورنیت به صورت رگه-رگچه‌ای می باشد. دگرسانی‌های مشاهده شده شامل دگرسانی کلسیتی، اپیدوتی، سریسیتی و دگرسانی رسی می باشد.

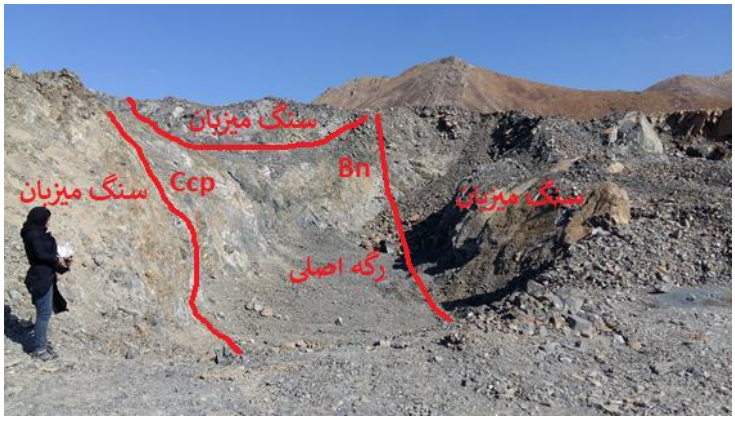
کانی‌های موجود در مقاطع مورد مطالعه شامل بورنیت، کالکوپیریت، پیریت، تتراهدریت-تنانتیت، اپیدوت، هماتیت، مگنتیت، کارولیت و کوولیت می باشند. بافت هایی که در بررسی نمونه مشاهده شد، بافت آمیگدالوئید یا همان بادامکی و بافت اکسلوشن می باشد. در بافت اکسلوشن کانی میزبان بورنیت بوده و کانی میزبان کالکوپیریت می باشد. کوارتز و کلسیت از اصلی ترین کانی های باطله موجود در نمونه ها می باشند. کانی‌سازی کانی‌های اکسیدی و سولفیدی در منطقه مورد مطالعه در دو مرحله درون زاد (هیپوژن) و برون زاد (سوپرژن) روی داده است به طوریکه مگنتیت، بورنیت، تتراهدریت-تنانتیت، پیریت و کالکوپیریت در مراحل اولیه تشکیل کانسنگ و در زون هیپوژن تشکیل شده‌اند و کانی های کوولیت، هماتیت و کارولیت در زون سوپرژن تشکیل شده‌اند. بنظر میرسد کانسار مزوش جزء کانسار سولفید توده ای تیپ کوروکو باشد.

روش مطالعه

به منظور مطالعات پتروگرافی و کانی سازی منطقه مورد مطالعه، تعداد ۱۴ نمونه از زون های کانی سازی و سنگ میزبان دیواره ها برای مطالعات دقیقتر و کانه نگاری برداشت گردید.

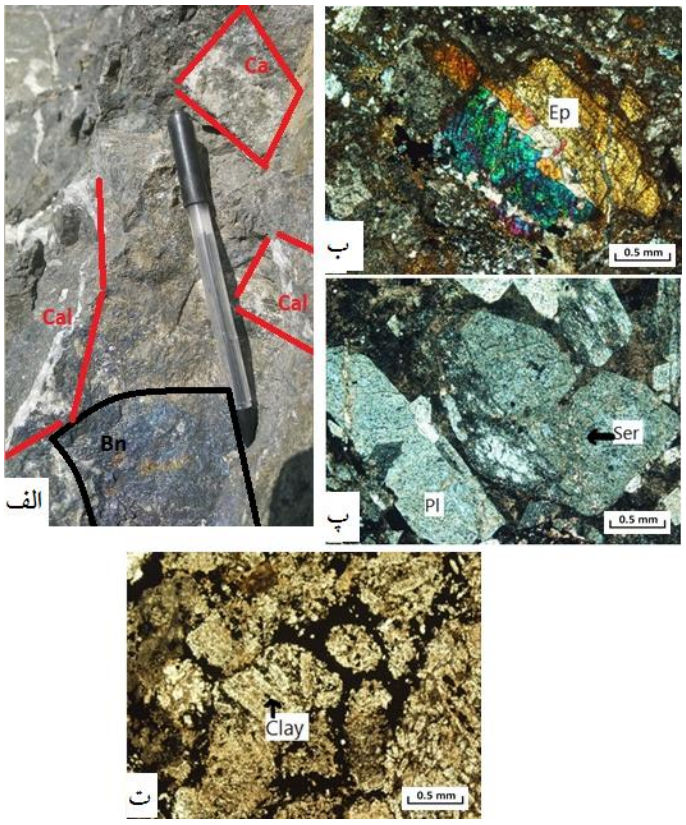
بحث

منطقه‌بندی‌های مشاهده شده در مطالعات صحرایی شامل کانسنگ غنی از کالکوپیریت به صورت رگه-رگچه‌ای و پراکنده، کانسنگ غنی از پیریت به صورت رگه رگچه‌ای و پراکنده و کانسنگ غنی از بورنیت به صورت رگه-رگچه‌ای ، توده‌ای و پراکنده مشاهده شده است.(شکل ۱)



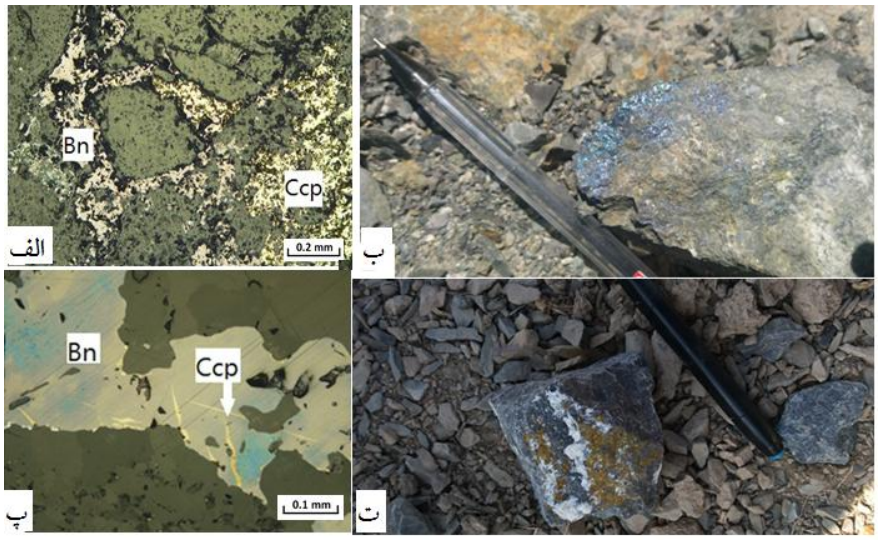
شکل ۱- نمایی از منطقه بندی ها در کانسار مس مزوش

با توجه به مطالعات صحرایی و میکروسکوپی دگرسانی‌های مشاهده شده شامل دگرسانی کلسیتی، اپیدوتی، سریسیتی و دگرسانی رسی می باشد. دگرسانی کلسیتی در زونهای سولفیدی شمامل زون کانی سازی بورنیت، زون کانی‌سازی کالکوپیریت و پیریت، و سنگ میزبان مشاهده شده و در بیشتر مواقع به صورت رگه-رگچه‌ای می باشد (شکل ۲-الف). دگرسانی اپیدوتی در زونهای سولفیدی شامل زون کانی‌سازی بورنیت، زون کانی سازی کالکوپیریت و پیریت، و سنگ میزبان مشاهده شده است(شکل، شکل ۲-ب). دگرسانی سریسیتی یا فیلیک در زون کانی‌سازی کالکوپیریتی و سنگ میزبان انجام شده است (شکل، ۲-پ). دگرسانی رسی یا آرژیلیک در زون های سولفیدی با کانی‌سازی بورنیت، زون کانی سازی کالکوپیریت و سنگ میزبان مشاهده شده است (شکل، ۲-ت).



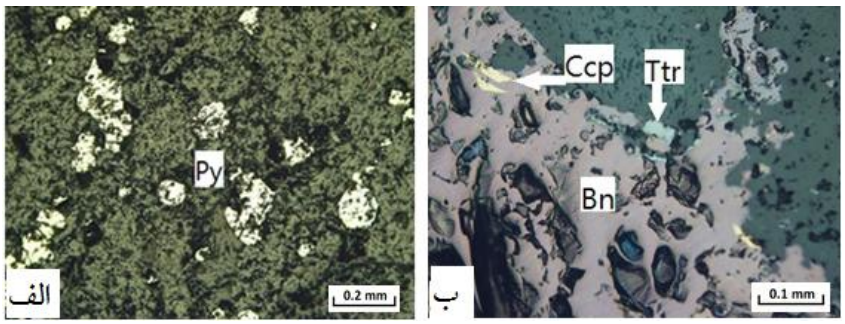
شکل ۲- دگرسانی الف- کلسیتی در زون کانی سازی بورنیت ب- اپیدوتی در زون کانی سازی بورنیت پ- سریسیتی در زون کانی سازی کالکوپیریت ت- رسی در سنگ میزبان Cal : کلسیت Bn : بورنیت Ep : اپیدوت Ser : سریسیت Caly: رس

کانی‌های موجود در مقاطع مورد مطالعه شامل بورنیت، کالکوپیریت، پیریت، تتراهدریت-تنانتیت، اپیدوت، هماتیت، مگنتیت، کارولیت و کوولیت می باشند. **بورنیت** با فرمول شیمیایی Cu_5FeS_4. اغلب به صورت رگه رگچه‌ای، پراکنده و حفره پرکن کانی سازی دارد. در بعضی نمونه ها این کانه بصورت همرشدی با کالکوپیریت، تتراهدریت - تنانتیت نشان می‌دهد. بورنیت به صورت میانبار و دانه های ریز در بین بلورهای کالکوپیریت دیده می‌شود (شکل ۳-الف). کالکوپیریت با فرمول شیمیایی CuFeS2 به صورت پراکنده و رگه رگچه ای کانی سازی کرده است و در بعضی نمونه ها تشکیل آن با بورنیت همراه می شود. در بعضی نمونه ها کانی سازی عمدتا توزیع پراکنده‌ای دارد و در برخی جاها از شکستگی ها تبعیت می کند. این کانه دارای بافت اکسلوشن با بورنیت می باشد که نشان از تشکیل اولیه بورنیت است (شکل ۳-پ).



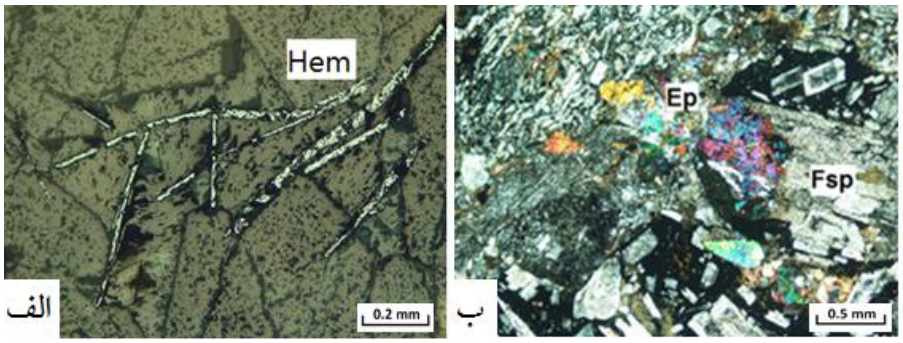
شکل ۳- الف- کانی سازی بورنیت به صورت میانبار در کالکوپیریت در زون کانی سازی کالکوپیریت ب- رخنمون رگه کانی سازی بورنیت در سطح سنگهای کانسار مس مزوش پ- بافت اکسلوشن کالکوپیریت درون بورنیت در زون کانی سازی بورنیت ت- - رخنمون رگه کانی سازی کالکوپیریت در سطح سنگهای کانسار مس مزوش Bn: بورنیت Ccp : کالکوپیریت

پیریت با فرمول شیمیایی FeS2 به صورت رگه_ رگچه‌ای و پراکنده می‌باشد و در نمونه‌های موجود بلورهای آن شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است و دارای ابعاد مختلف می‌باشد. (شکل ۴-الف). کانه‌های تتراهدریت-تنانتیت به صورت هم‌رشدی با بورنیت دیده می‌شود. کانی سازی آن به صورت پرشدگی در فضاهای باز و پراکنده رخ داده است (شکل ۴-ب)



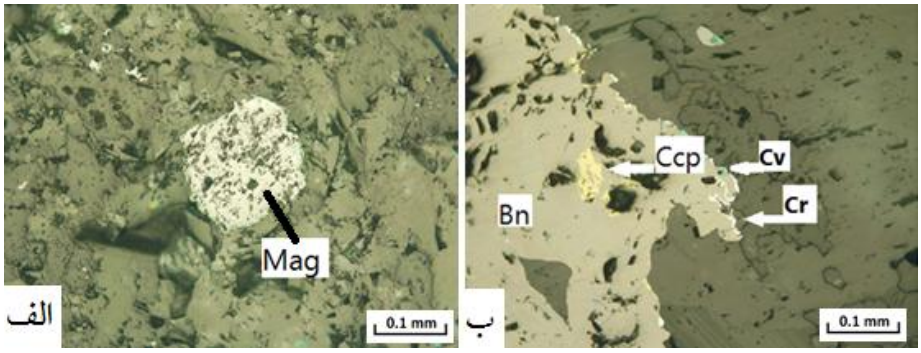
شکل ۴ الف- بلورهای شکل دار تا نیمه شکل دار پیریت در سنگ میزبان در نور پلاریزه ساده ب- قطعاتی از تتراهدریت-تنانیت به همراه کالکوپیریت لابه لای بورنیت در نور پلاریزه ساده Py : پیریت Bn: بورنیت Ttr : تتراهدریت-تنانتیت Ccp : کالکوپیریت

کانی اپیدوت با فرمول شیمیایی $Ca_2(3Fe+Al)Al_2\{OH\text{-}SiO4\text{-}Si_2O_7\}$ میباشد که همراه با کانی های دیگر مشاهده شده است. (شکل ۵-ب). کانه هماتیت با فرمول شیمیایی Fe_2O_3 کانی‌سازی پراکنده‌ای دارد که به صورت اسپیکولاریت یا همان هماتیت سوزنی در رگه های کلسیتی موجود می باشد و در بعضی دیگر به همراه کانی سازی مگنتیت مشاهده شده است (شکل ۵-الف).



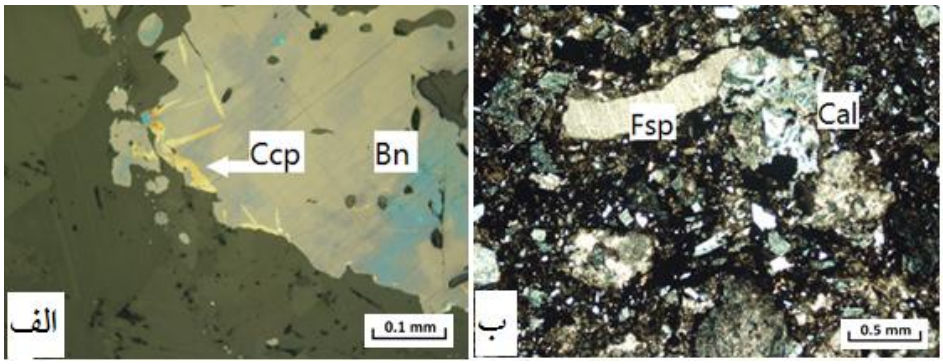
شکل ۵ الف- اسپیکولاریت یا همان هماتیت سوزنی در رگه کلسیتی در سنگ میزبان در نور پالاریزه متقاطع **ب**- کانی سازی اپیدوت در زون کانی سازی بورنیت در نور پالاریزه متقاطع Hem : هماتیت Fsp: فلدسپار Ep : اپیدوت

کانه مگنتیت با فرمول شیمیایی Fe_3O_4 به همراه هماتیت در افق کانه سازی بورنتیت مشاهده شده است (شکل ۶-الف). کوولیت با فرمول شیمیایی CuS کانی سازی بسیار جزئی در کنار بورنیت و کالکوپیریت داشته است (شکل ۶-ب). کارولیت با فرمول شیمیایی $Cu(Co,Ni)_2S_4$ حاشیه بورنیت کانی‌سازی نشان داده است (شکل ۶-ب).



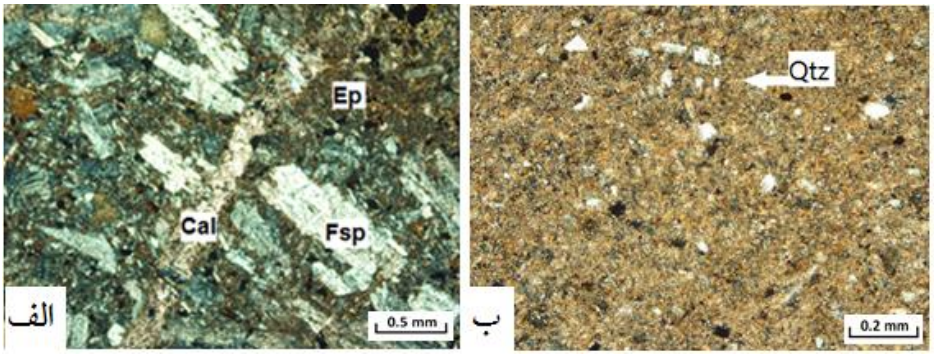
شکل ۶ الف- کانی مگنتیت در زیر افق کانی سازی بورنیت در نور پالاریزه ساده ب- کوولیت در کنار بورنیت، کارولیت و کالکوپیریت در کانسنگ مس در نور پلاریزه ساده Mag : مگنتیت Cv : کوولیت Ccp : کالکوپیریت Bn : بورنیت Cr: کارولیت

بافت های مشاهده شده شامل بافت آمیگدالوئید یا همان بادامکی (شکل ۷-ب) و بافت اکسلوشن می باشد. در بافت اکسلوشن کانی میزبان بورنیت بوده و کانی میهمان کالکوپیریت می باشد (شکل ۷-الف). بافت بادامکی یا همان آمیگدالوئید نیز به صورت محدود مشاهده شده است.



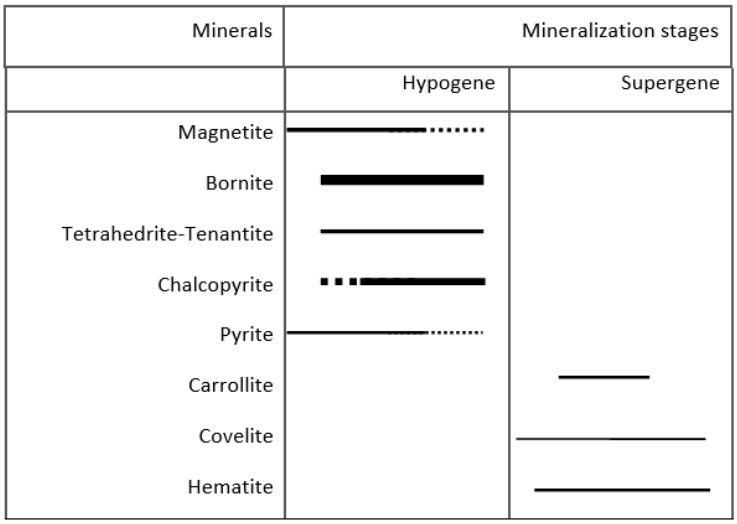
شکل ۷ الف- بافت تیغه ای کالکوپیریت درون بورنیت در نور پلاریزه ساده ب- میکروسکوپی بافت بادامکی در نور پالاریزه متقاطع
Cal: کلسیت Fsp : فلدسپار Ccp : کالکوپیریت Bn : بورنیت

کوارتز و کلسیت از اصلی ترین کانی های باطله موجود در نمونه ها می باشند. در بعضی نمونه ها بورنیت و کالکوپیریت در داخل رگه کلسیتی کانی سازی نشان می‌دهند. قطعات درشت کلسیت که دارای قطعات بلور شکسته و تغییر شکل یافته هستند و قطعات زاویه دار و خرد شده نشان از آذرآواری بودن سنگ دارد و در بین ماده معدنی هم قابل مشاهده هستند (شکل ۸-الف). کانی کوارتز با فرمول شیمیایی SiO_2 در رگه ها همراه با کربنات کلسیم در ارتباط با با کانی سازی دیده می‌شود. دانه های سفید تا خاکستری روشن کوارتز تقریبا مربع شکل تا بی شکل در زمینه بسیار ریز دانه قابل مشاهده هستند (شکل ۸-ب).



شکل ۸ الف- رگه کلسیتی در نور پلاریزه متقاطع ب- بلورهای تقریبا مربعی شکل و بی شکل کوارتز در نور پالاریزه متقاطع
Cal: کلسیت Fsp : پلاژیوکلاز Ep : اپیدوت Cal: کلسیت Qtz : کوارتز Fsp : فلدسپار

کانی‌سازی کانی‌های اکسیدی و سولفیدی در کانسار مس مزوش در دو مرحله درون زاد (هیپوژن) و برون زاد (سوپرژن) روی داده است به طوریکه مگنتیت، بورنیت، تتراهدریت-تنانتیت، پیریت و کالکوپیریت در مراحل اولیه تشکیل کانسنگ و در زون هیپوژن تشکیل شده‌اند و کانی های کوولیت، هماتیت و کارولیت در زون سوپرژن تشکیل شده‌اند (شکل ۴-۲۵).



شکل ۹ توالی پاراژنزی کانه‌ها و کانی‌ها در منطقه مورد مطالعه

با مقایسه ویژگی های کانسارهای ارائه شده در بالا و مقایسه کانسار مس مزوش با کانسار رگه ای تیپ اپی ترمال و کانسار سولفید توده ای تیپ کوروکو در جدول ۱ به نظر میرسد کانسار مزوش جزء کانسار سولفید توده ای تیپ کوروکو باشد.

جدول ۱ مقایسه ویژگی های کانسار مزوش با کانسارهای رگه ای تیپ اپی ترمال و کانسارهای سولفید توده ای تیپ کوروکو

مهمترین خصوصیات کانی زایی	کانسار مزوش، دلیجان	کانسار رگه ای تیپ اپی ترمال	کانسار سولفید توده ای تیپ کوروکو
محیط تکتونیکی	گستره حاشیه های فعال قاره ای	کششی و گسل های عادی	کمانی و پشت کمانی
سنگهای میزبان و همراه	آندزیت و توف	سنگهای آتشفشانی و پیروکلاستیکی کالک آلکالن (عموما آندزیت)	ریولیت و داسیت و سنگهای آذرآواری فلسیک
شکل هندسی ماده معدنی	توده ای و رگه ای	رگه ای	عدسی شکل
ساخت و بافت	رگه-رگچه ای، توده ای، پراکنده	نواربندی قشرگون، رگه های برشی و حفره ای	توده ای، نواری، دانه پراکنده و رگه ای
کانی های معدنی	کالکوپیریت، پیریت، بورنیت، مگنتیت، هماتیت، اپیدوت، کوولیت، کاروکیت، تتراهدریت-تنانتیت	طلای خالص، نقره خالص، الکتروم، آکانتیت، پیریت طلادار، مارکازیت، اسفالریت، گالن، کالکوپیریت، سینابر، استیبنیت، رآلگار، اورپیمنت	اسفالریت، گالن، پیریت، کالکوپیریت، تتراهدریت
کانی های باطله	کلسیت، کوارتز	سیلیس، کلسیت، کلریت فقیر از آهن، اپیدوت، کربنات، فلوریت، باریت	باریت فراوان، کوارتز
دگرسانی	کلسیتی، رسی، سیلیسی، اپیدوتی		کلسیتی، سریسیتی، پیریتی، سیلیسی

نتیجه‌گیری

- کانی سازی در کانسار مس مزوش به صورت رگه-رگچه ای، توده ای و پراکنده می باشد.

- کانسار مزوش را می توان به چهار نوع منطقه بندی کانسنگ غنی از کالکوپیریت، کانسنگ غنی از پیریت و کانسنگ غنی از بورنیت و سنگ میزبان تقسیم بندی کرد.
- اصلی ترین کانی های سولفیدی موجود در بخش کانی سازی مس به ترتیب فراوانی عبارتند از: بورنیت، کالکوپیریت، پیریت، تتراهدریت تنانتیت، اپیدوت، هماتیت، مگنتیت، کارولیت و کوولیت.
- کانی سازی مس در منطقه مزوش به دو حالت رخ داده است که عبارتند از: کانی سازی در بخش هیپوژن و کانی سازی در بخش سوپرژن. کالکوپیریت، بورنیت، پیریت، مگنتیت و تتراهدریت از کانی های زون هیپوژن به شمار می روند. کانی های زون سوپرژن شامل کانی های کوولیت، هماتیت، کارولیت می باشند.
- کانسار مزوش شباهت زیادی به دو گروه کانسارهای گرمابی تیپ اپی ترمال و کانسارهای سولفید توده ای تیپ کوروکو دارد که با مقایسه ویژگی های این دو کانسار با کانسار مزوش، به نظر می‌رسد کانسار مزوش جزء کانسار سولفید توده ای تیپ کوروکو باشد.

منابع فارسی

۱. مقدسی،س ج. (۱۳۸۵). مینرالوگرافی. انتشارات پیام نور. تهران.
۲. نجف زاده، ع. خلیلی مبرهن، ب. احمدیان، ج. (۱۳۹۰). زمین شناسی اقتصادی. دانشگاه پیام نور. تهران. صفحه ۸۷ .

References

3. Alavi,M. (1991) sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological society of America Bulletin
4. Mousivand, F., Rastad, E., Jan M. Peter, and Maghfouri, S., 2018. Metallogeny of volcanogenic massive sulfide deposits of Iran. Ore Geology Reviews 95 (2018) 974–100

بررسی شرایط کانه زایی فسفات در سنگ های رسوبی محدوده روستای گوسنگان، شهرستان نورآباد ممسنی، استان فارس

سیدمحسن حسینی‌زاده، دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی بخش علوم زمین دانشگاه شیراز

محمدعلی رجب‌زاده*، استاد بخش علوم زمین دانشگاه شیراز، mrajabzadeh@shirazu.ac.ir

چکیده

روستای گوسنگان از توابع شهرستان نورآباد ممسنی در استان فارس در ۲۵ کیلومتری شرق شهر نورآباد واقع شده است.به لحاظ موقعیت زمین شناسی محدوده مورد مطالعه در زون زاگرس چین خورده قرار می گیرد. سازندهای اصلی رسوبی شامل آسماری، پابده، گورپی و سروک می شوند که در محدوده مورد مطالعه رخنمون شده اند.کانه زایی اصلی فسفات در سازند پابده و بیشتر در نزدیکی مرز این سازند با سازند گورپی رخ داده است. ترکیبات فسفاتی اغلب به صورت پلت و اووئید و در اشکال کروی تا بیضی شکل مشاهده می گردد. کانه زایی فسفات در اثر تغییر در شرایط اکسیداسیون و احیا در محیط رسوبی پر انرژی و پر نور به همراه جریان های رو به بالای آب دریا رخ داده است. در محدوده‌ی مورد مطالعه مقادیر قابل توجهی از مواد آلی در نمونه های غنی از فسفات اندازه گیری گردید که نشانگر نقش مهم ترکیبات آلی هم بصورت منبع تامین فسفر و هم به عنوان جاذب آن هنگام انتقال ترکیبات فسفاته به محیط رسوبگذاری می باشد. ماده آلی همچنین عاملی موثر در تغییر شرایط اکسایش و کاهش محیط رسوبی در هنگام کانه زایی فسفات است. بیشترین عیار P_2O_5 به حدود ۱۲ درصد وزنی در سنگ شیلی سیاه رنگ سازند پابده می رسد.

کلیدواژه: فسفات، سازند پابده، اکسیداسیون و احیا، مواد آلی، زاگرس، نورآباد ممسنی

Investigation on the conditions of phosphate mineralization in sedimentary rocks of gusangan village, Norabad-Mamasani city, Fars province

Seyed Mohsen Hosseinizadeh, MSc. Student, Department of Earth Sciences, Shiraz University

Mohammad Ali Rajabzadeh*, Professor, Department of Earth Sciences, Shiraz University, mrajabzadeh@shirazu.ac.ir

Abstract

Gusangan village is one of the enviros of Norabad-Mamasani city in Fars province which is located 25 kilometers east of this city. In terms of geological setting, the study area is situated in the folded Zagros zone. Asmari, Pabdeh, Gurpi and Sarvak are the main geological Formations that outcropped in the studied area. Phosphate mineralization occurred in the Pabdeh Formation, mainly near the Pabdeh-Gurpi boundary. Phosphate compounds were mostly formed as spherical to oval pellets and ooids. Phosphate mineralization is controlled by the changes in oxidation-reduction condition of energetic and photic sedimentary environment containing upwelling current. Significant amounts of organic matter were determined in the phosphate-rich samples indicate the important role of organic matter as source of phosphorus supply and phosphate compounds carrier. The role of organic matter is also important in oxidation-reduction changes of the sedimentary environment during phosphate mineralization. The maximum amount of P_2O_5 (up to 12 wt%) was measured in black shale of Pabdeh Formation.

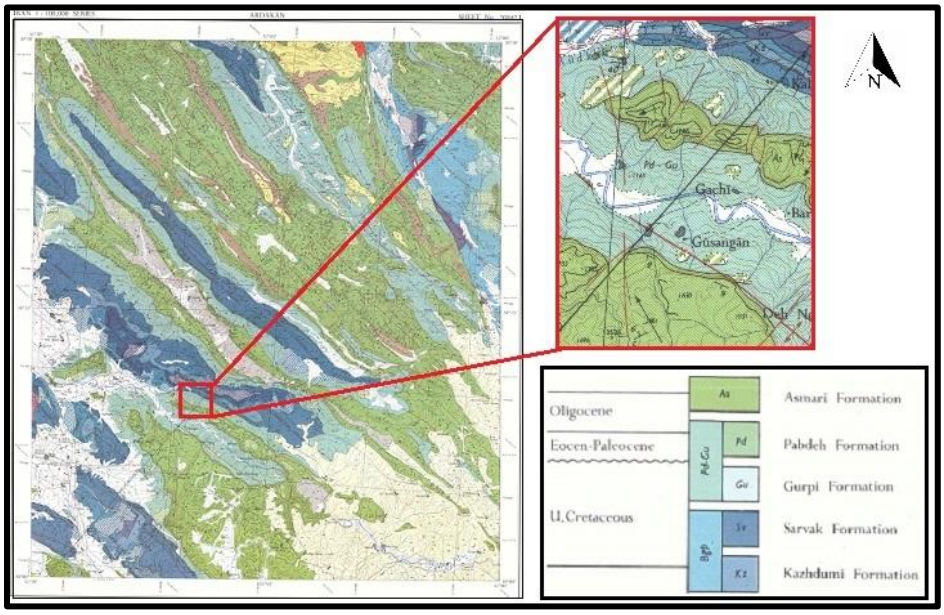
Key words: Phosphate, Pabdeh Formation, Oxidation and Reduction, Organic matter, Zagros, Norabad-Mamasani

مقدمه

نهشته های فسفات دار رسوبی به دلیل داشتن عنصر مغذی فسفر می توانند رسوبات زیست عنصری محسوب شوند (Pufahl 2010). نهشته های فسفات دار رسوبی که میزان P_2O_5 آنها بیش از ۱۸ درصد وزنی و حد اکثر تا ۳۵ درصد وزنی باشد فسفریت نامیده می شوند که مهمترین منبع تولید کودهای شیمیایی فسفاتی در جهان به حساب می آیند. بزرگ ترین ذخایر فسفات دار رسوبی در آفریقای شمالی، خاورمیانه، چین و ایالات متحده آمریکا قرار دارند. سنگ های رسوبی فسفات دار زاگرس با سن پالئوسن و ائوسن - الیگوسن یکی از فراوان ترین سنگ های فسفاتی رسوبی ایران می باشند که اغلب در توالی شیل، مارن، آهک، آهک مارنی و شیل مارنی سازندهای پابده و گورپی قرار می گیرند. از کانسارهای مهم فسفات رسوبی در ایران می توان به کانسارهای شیخ هابیل، کوه لار و کوه سفید اشاره کرد. تشکیل لایه های غنی از فسفات در این کانسارها مرتبط با پدیده جریان رو به بالا (upwelling) آب های سرد و اسیدی ژرف اقیانوسی است که طی آن آب های سرشار ولی غیر اشباع از فسفات از محیط های با شرایط احیایی به محیط های سطحی اکسیدان دارای نور (photic) و با دمای بالا می رسند. در این شرایط آب دریا با از دست دادن گاز CO_2 و گرم شدن از فسفات اشباع شده و بدین ترتیب ته نشست شیمیایی فسفات از آب دریا صورت می گیرد. همچنین فسفات زایی به صورت اولیه در نهشته های متعدد فسفریتی در جهان به تخریب مواد آلی در اثر فعالیت های میکروبی در رسوبات مرتبط است. تمرکز فسفر همزمان با نهشت رسوبات از طریق فعالیت های میکروبی و یا طی فرایندهای زمین شیمیایی زیستی اتفاق می افتد و از این رو نقش مواد آلی در نهشت فسفات و یا حمل و آزاد شدن آن تحت تاثیر گروه های میکروبی قابل توجه می باشد (پورکاسب و همکاران، ۱۳۹۴). هدف از این مطالعه بررسی عوامل و شرایط تشکیل فسفات در سازندهای رسوبی محدوده‌ی روستای گوسنگان از توابع شهرستان نورآباد ممسنی در استان فارس می باشد.

موقعیت جغرافیایی و جایگاه زمین شناسی

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۲۵ کیلومتری شرق شهر نورآباد مرکز شهرستان نورآبادممسنی واقع شده و نزدیک ترین راه دسترسی آن از طریق جاده نورآباد - یاسوج می باشد. به لحاظ جایگاه زمین شناسی نیز این منطقه در زاگرس چین خورده قرار می گیرد که در آن سازندهای آسماری، پابده، گورپی و سروک به خوبی در سطح زمین رخنمون دارند. سن این سازند ها از کرتاسه بالایی تا میوسن تعیین شده است (شکل۱).



شکل ۱: موقعیت زمین شناسی منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه یکصدهزارم اردکان (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ اردکان، شرکت ملی نفت ایران).

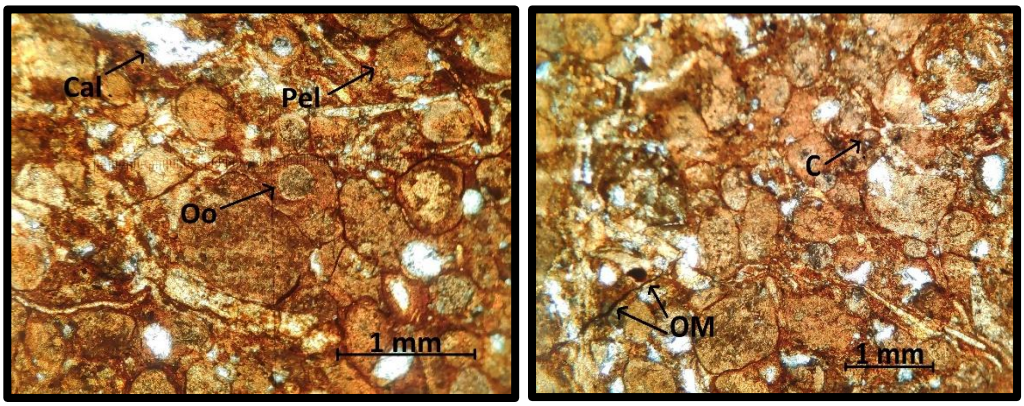
مواد و روش ها

در این مطالعه پس از برداشت داده های صحرایی منطقه مورد مطالعه، تعداد ۲۵ نمونه در امتداد مقاطع عرضی زمین شناسی برداشت و مطالعات کانی شناسی و سنگ نگاری بر روی مقاطع نازک آنها انجام گردید. سپس یک مقطع عرضی کامل شامل ۷ نمونه سنگی از سازندهای مختلف شامل آهک، آهک شیلی، شیل، آهک مارنی و شیل مارنی جهت انجام آنالیز شیمیایی انتخاب شدند. اندازه گیری عناصر اصلی به روش فلوئورسانی پرتو ایکس (XRF) بر روی نمونه های انتخابی در آزمایشگاه سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور و مقدار ماده آلی به روش تیتراسیون Walkley-Black در آزمایشگاه ژئوشیمی بخش علوم زمین دانشگاه شیراز انجام شد.

بحث

کانی شناسی و سنگ نگاری

نتایج حاصل از بررسی های سنگ نگاری نشانگر آن است که دانه های فسفاتی در سنگ های میزبان بیشتر به صورت پلت و اووئید و در اشکال کروی و بیضی حضور دارند. ترکیبات فسفاتی در نور طبیعی به رنگ قهوه ای تیره تا قهوه ای روشن دیده می شوند که اغلب به صورت کانی بی شکل کلوفان می باشند. دانه های کلسیت به صورت پراکنده در زمینه سنگ قابل مشاهده بوده که آثاری از تبلور مجدد در آنها دیده می شود. رنگ زمینه سنگ با توجه به میزان اکسیدهای آهن و مواد آلی تجزیه شده از خاکستری تا قهوه ای تیره متغیر است. سنگ های غنی از ترکیبات فسفاتی بر اساس نوع فسیل های موجود اغلب به سازند پابده و در نزدیکی مرز دو سازند پابده و گورپی مربوط می باشند (شکل۲).



شکل ۲: ترکیبات فسفاتی در مقاطع نازک میکروسکپی در نور طبیعی (اائید : Oo - پلت : Pel - کلوفان : C - ماده آلی : OM - کلسیت : Cal)

زمین شیمی

داده های زمین شیمیایی نمونه های مورد مطالعه نشانگر عیار بیشینه‌ی P_2O_5 حدود ۱۲ و کمینه ۰.۱ درصد وزنی است. لایه های غنی از فسفات به صورت میان لایه های متناوب از آهک و مارن بوده که نشانگر تکرار و تغییر شرایط اکسیداسیون - احیا در حوضه‌ی رسوبی در مرز این لایه ها می باشد (شکل ۳). این شرایط به احتمال قوی حاکی از حوضه ای پر انرژی در مرز اکسیداسیون و احیا و آب اشباع از فسفر در شرایط جریان های رو به بالا (upwelling) و پر نور می باشد (سمایی و همکاران، ۱۳۹۳). بر اساس مطالعه حسینی زاده و رجب زاده (۱۳۹۸) نابهنجاری عنصر یوروپیوم (Eu*) به عنوان شاخص شرایط مرزی اکسیداسیون و احیا در زمان تشکیل لایه های غنی از فسفات می باشد (جدول۱).

جدول ۱: شرایط اکسایشی محیط رسوبی در منطقه مورد مطالعه.

شماره نمونه	Eh	شرایط اکسایشی حوضه رسوبی
1	1.06	مرز اکسیداسیون و احیا
2	1.10	
3	1.30	
4	1.65	
5	0.94	
6	1.70	
7	0.91	

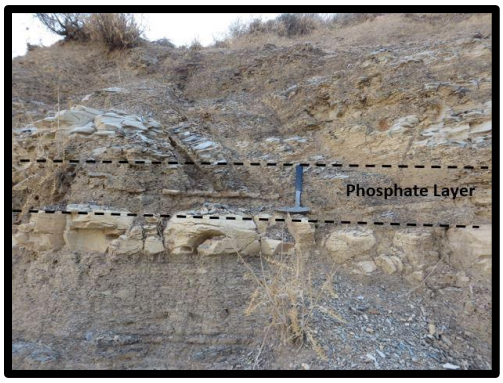
مواد آلی و نقش آنها در کانه زایی فسفات

مواد آلی به دو صورت برای فسفات زایی ضروری هستند: ۱) به عنوان منبع انرژی برای تغییر شرایط اکسایش - کاهش و ۲) به عنوان منبع تولید فسفات (پورکاسب و همکاران، ۱۳۹۴). همچنین همراهی مواد آلی و کانه زایی فسفات نشانگر اکسایش مواد آلی در اثر فرایندهای اکسیدشدگی همزمان با فرایندهای دیاژنزی اولیه و تشکیل دانه های فسفات است (Benalioulhaj and Trichet, 1990). اکسایش مواد آلی توسط باکتری ها می تواند نیروی لازم را جهت انجام فرایندهای

دیاژنزی اولیه در رسوبات دریایی فراهم کند (Jarvis, 1992). همچنین غنی شدگی درجا زا رسوبات از فسفات در اثر تخریب مواد آلی تحت تاثیر فعالیت باکتری ها صورت می گیرد. در محیط های کم اکسیژن و اشباع از فسفات، ترکیبات آلی به همراه اکسیدهای آهن موجب آزادسازی فسفر و درنتیجه به عنوان منبع فسفات در نظر گرفته می شوند (Tribovillard et al, 2010). بر اساس نتایج اندازه گیری ماده آلی، میزان قابل توجه مواد آلی در نمونه های غنی از فسفات در تمامی لایه های مورد بررسی و بخصوص همبستگی مثبت بین ماده آلی و میزان فسفات در سنگ های شیلی، می توان نقش بسیار مهم مواد آلی در جذب، انتقال و سپس ته نشینی فسفات را انتظار داشت (جدول۲).

جدول ۲: درصد وزنی مواد آلی و عیار P_2O_5 در نمونه های مورد مطالعه.

Sample	% OM	Lithology	% P_2O_5
1	3.46	Limestone	0.2
2	5.71	Shale	0.2
3	5.91	Shale	11.8
4	5.67	Limestone	0.1
5	6.23	Limestone	0.1
6	6.49	Shale	0.1
7	6.44	Limestone	0.1



شکل ۳: لایه های غنی از فسفات در بین میان لایه های آهک و مارن.

نتیجه گیری

داده های زمین شیمیایی و سنگ نگاری نشانگر کانه زایی فسفات به دو صورت کانه زایی غیر آلی و کانه زایی حاصل از تخریب ترکیبات آلی در منطقه مورد مطالعه می باشند. کانه زایی فسفات به صورت پلت و اووئیدهای کروی تا بیضوی شکل و اغلب در ترکیب کانی بی شکل کلوفان صورت گرفته است. تمرکز اصلی فسفات در سنگ های سازند پابده و بیشتر در نزدیکی مرز این سازند با سازند گورپی رخ داده است که حاکی از ایجاد شرایط مساعد جهت کانه زایی فسفات رسوبی در زون ساختاری زاگرس می باشد. حوضه‌ی رسوبی در زمان کانه زایی فسفات دارای یک محیط پر انرژی با شرایطی در مرز اکسیداسیون و احیا بوده که با جریان های رو به بالا (upwelling) آب همراه بوده است. نقش ترکیبات آلی در کانه زایی فسفات بسیار پر اهمیت است. این ترکیبات در تغییر شرایط اکسایش و کاهش محیط رسوبی و همچنین به عنوان منبع تامین فسفر و یا انتقال دهنده‌ی ترکیبات فسفاته نقش بسزایی را ایفا کرده اند.

منابع

- پورکاسب، ه.، زراسوندی، ع.، فریدونی، ز.، مختاری، ب.، میرزایی، ن. ۱۳۹۴، بررسی انواع ترکیبات آلی و نقش آنها در ته‌نشینی و کانه زایی فسفات در کانسار فسفات کوه‌سفید، رامهرمز، فصلنامه علوم زمین، ج ۹، ش ۱، ۱۳۹۶.
- حسینی‌زاده، س، م.، رجب‌زاده، م، ع. ۱۳۹۸، مطالعه رفتار عناصر خاکی کمیاب در محیط های رسوبی با هدف اکتشاف ذخایر این عناصر در سازند های رسوبی زاگرس، یازدهمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، اهواز
- سمایی، ع.، ملک قاسمی، ف.، سیمونز، و. ۱۳۹۳، زمین شناسی اقتصادی و ژئوشیمی فسفات های رسوبی منطقه رضاآباد، جنوب خاور شهرستان کازرون، فصلنامه علوم زمین، ش ۹۳.

References

- Benalioulhaj, S. and Trichet, J., 1990. Comparative study by infrared spectroscopy of the organic matter of phosphate-rich (Oulad Abdoun basin) and black shale (Timahdit basin) series (Morocco). Organic Geochemistry, 16(4-6): 649-660.
- Jarvis, I., 1992. Sedimentology, geochemistry and origin of phosphate chalks. The upper cretaceous deposits of NW Europe. Sedimentology, 39(1):55-97.
- Pufahl, P.K., 2010, Bioelemental sediments, *in* James, N.P., and Dalrymple, R.W., eds., Facies models, 4th ed.: Geological Association of Canada, p. 477–503.
- Tribovillard, N., Re´court, Ph. and Trentesaux, A., 2010. Bacterial calcification as a possible trigger for francolite precipitation under sulfidic conditions. Comptes Rendus Geoscience, 342(1): 27–35.

مطالعات زمین شناسی، دگرسانی و کانه زایی کانسار کوشک بهرام، ایران مرکزی

مرجان جبلی*، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران
jebeli_marjan@yahoo.com

لی لی دانشور صائین، استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵، تهران، ایران
daneshvar.saein@gmail.com

پیمان افضل، گروه مهندسی نفت و معدن، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران جنوب، تهران، ایران
p_afzal@azad.ac.ir

چکیده

کانسار مس کوشک بهرام در استان مرکزی و بخش میانی کمربند ولکانو- پلوتونیکی ارومیه-دختر قرار گرفته است. عمده واحدهای سنگی در محدوده مورد مطالعه شامل آندزیت، تراکی آندزیت، لاتیت آندزیت، لاتیت بازالت، ریولیت تا داسیت، توف شیشه ای می باشد. دگرسانی های گرمابی مشاهده شده دراین محدوده به طور عمده سیلیسی ، سریسیتی، کربناتی، اپیدوتی،کلریتی، ایدنگیزیتی، سرپانتینیتی، هماتیتی و ژاسپروئیدی است. نتایج حاصل از مطالعات مینرالوگرافی نشان دهنده کانی های سولفیدی از جمله پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کالکوسیت، کوولیت و کوپریت بوده که با هماتیت و گوتیت همراهی می‌شوند. از لحاظ شاخص اشباع از آلومین اکثرا در محدوده متاآلومین جای گرفته و در رده کالک آلکالن، کالک آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا می باشند. به لحاظ خاستگاه ماگمایی و جایگاه زمین ساختی، بخش اصلی سنگهای محدوده موردمطالعه در قلمرو بازالت های حوضه پشت کمان قرار گرفته اند که از ویژگی های مناطق فرورانش است. محدوده کوشک بهرام از نظر محیط تکتونیکی، زمین شناسی، سنگ شناسی، دگرسانی و کانه زایی در مقایسه با انواع مختلف کانسارهای مس، نشان از بیشترین شباهت آن با کانسارهای تیپ مانتو (چینه کران) دارد.

کلیدواژه: کانسار کوشک بهرام، ارومیه- دختر، دگرسانی گرمابی، مس تیپ مانتو.

Assessment of Geological, Alteration and Mineralization Kushk-e-Bahram deposit, Central Iran

First Author: First name Second name, Affiliation, Email Address

Marjan Jebeli*, Ph.D., Department of Geology, North Tehran Branch, Islamic Azad University,
Jebeli_marjan@yahoo.com
Lili Daneshvar Saeen, Assistant professor, Department of Geology, Payame **Noor university(PNU),P.O.Box,19395-3697,Tehran**,Iran
daneshvar.saein@gmail.com

Peyman Afzal, Associate professor, Department of Mining Engineering, South Tehran Branch,
Faculty of Engineering, Islamic Azad University,
p_afzal@azad.ac.ir

Abstract

The Kush-e-Bahram copper deposit in the middle part of the Late Eocene-Oligocene Urmia-Dokhtar Magmatic Arc of Iran, Markazi Province. The most important Lithological units of this area, andesite, trachyandesite, latite andesite, latite basalt, Rhyolite dacite and pyroclastic Tuff. Wall Rock alteration is dominated by silicification, sericitization, Carbonatization, epodotization, choloritization, idangizitation, serpantinitization and finally hematitization and jasperroed. According to the mineralography studies, main minerals of copper are pyrite, chalcopyrite, bornite, chalcocite, covellite and coprite that associated with hematite and magnetite. The volcanic rocks have sub-alkaline affinity and are tectonically placed within the calk-alkaline to high –to mean –K calc-alkaline series. The tectonic setting indicates that rocks in the area belong to continental volcanic arcs. The Kushk-e-Bahram copper field show many similarities in terms of all the properties of mineralization, including geometry, host rock, structure, texture and genesis with the manto type (stratabound) deposits.

Keywords: Kushk-e-Bahram deposit, Urmia-Dokhtar, Hydrothermal alteration, Manto-type copper.

مقدمه

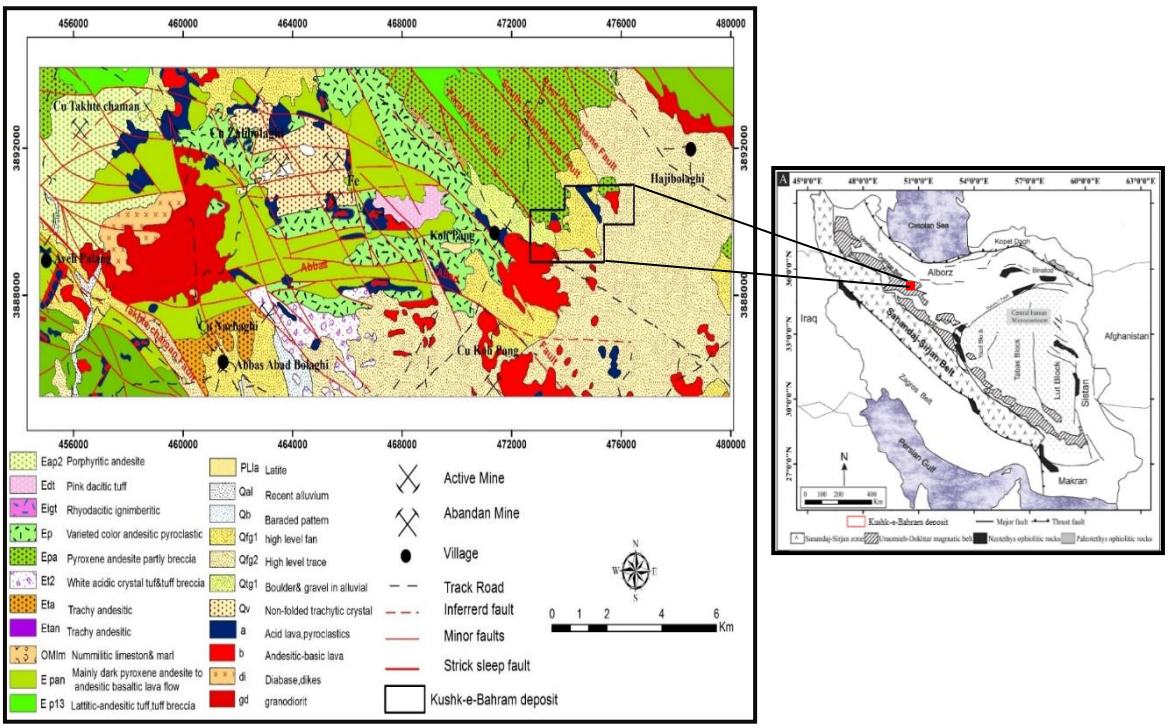
کانسار مس کوشک بهرام در ۲۶ کیلومتری شمال شرقی شهر ساوه، واقع در استان مرکزی و ۱۰۴ کیلومتری جنوب غربی تهران در بین رخساره های آتشفشانی ائوسن و الیگومیوسن در بخش میانی کمربند ولکانو- پلوتونیکی ارومیه-دختر قرار گرفته است، که این کمربند شامل نهشته‌های مس پورفیری مانند سرچشمه، سونگون، میدوک، کهنگ و دره زار (Afzal et al., 2102; Soltani et al., 2014; Richards, 2015; Biranvand pour et al., 2015; Alirezaei et al., 2017)، و مس های رگه ای تیپ مانتو به خصوص در قسمت میانی خود مانند نارباغی، کوه پنگ و کوشک بهرام می باشد(Fazli et al., 2015; Rajabpour et al., 2017; Jebeli et al., 2017, 2018). در این تحقیق سعی گردیده تا با تکیه بر مطالعات زمین شناسی، دگرسانی و کانه زایی عوامل و فرآیندهای موثر در تشکیل کانسار مشخص گردد.

روش مطالعه

مطالعات به عمل آمده در طی این پژوهش، دربرگیرنده دو بخش مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی بوده است. مطالعات صحرایی به منظور شناسایی پهنه های دگرسانی و کانه زایی و در نهایت نمونه گیری های سطحی و عمقی از آنها برای مطالعات آزمایشگاهی بوده است. مطالعات آزمایشگاهی شامل مطالعات سنگ شناسی (۲۲ نمونه)، کانه نگاری (۲۲ نمونه)، (XRF) (۷ نمونه)، (XRD) (۸ نمونه)، (AAS) (۲ نمونه) در آزمایشگاه زرآزما و (EPMA) (۳ نمونه) در مرکز فرآوری مواد معدنی ایران بوده است.

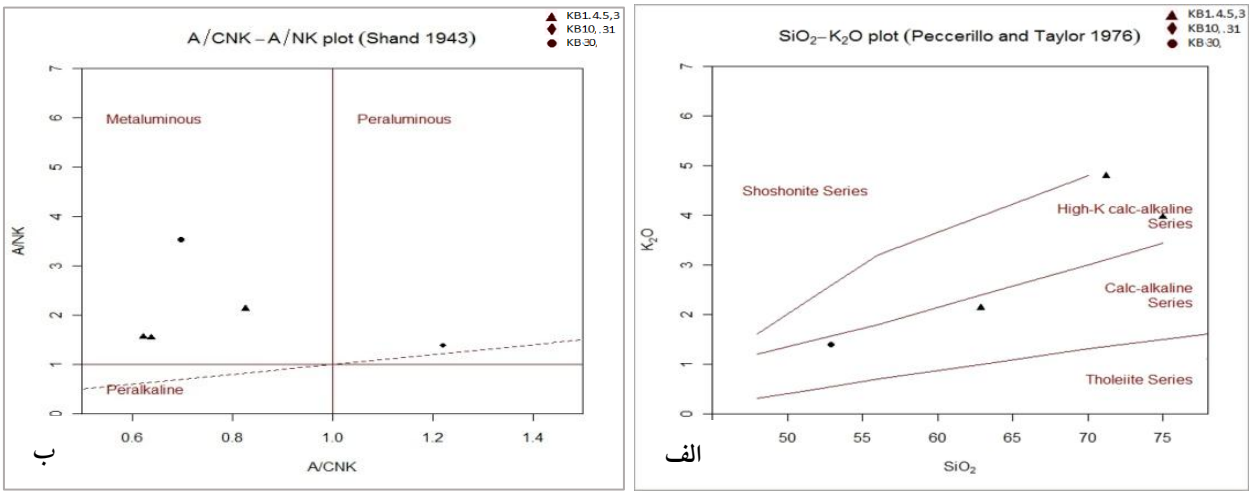
محدوده کوشک بهرام در برگه زاویه، زون ایران مرکزی و بخش میانی زون ولکانو- پلوتونیکی ارومیه-دختر واقع شده است که به موازات گسل رورانده زاگرس گسترش دارد. مراحل مختلف فعالیت ماگمایی بسیار گسترده سنوزوئیک در نواحی مرکزی کمربند ارومیه- دختر و شامل سکانس‌های مختلف آتشفشانی و نفوذی است (آقانباتی، ۱۳۸۵). بر اساس نقشه های زمین‌شناسی و بازدیدهای صحرایی، سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه، بیشتر از نوع سنگ‌های آتشفشانی سنوزوئیک بوده و فعالیت‌های ولکانیکی گسترده ائوسن، موجب تشکیل تناوب ضخیمی از طبقات گدازه و آذرآواری‌هایی شده که به دنبال آن در الیگوسن، فعالیت‌های پلوتونیکی موجب نفوذ واحدهای نیمه عمیق در میان این طبقات شده است (شکل۱). سنگ‌های آتشفشانی و آذرآوری این محدوده عمدتاً شامل ریولیت، دیوریت، آندزیت، آندزیت-بازالت با

میان لایه هایی از توف، لاتیت-آندزیت، تراکی آندزیت، توف و برش‌های آتشفشانی مربوط به دامنه سنی ائوسن در همبری با توده های نفوذی با طیف ترکیبی از الیوین- گابرو دیوریت پورفیری و بازالت‌های پورفیروئیدی مربوط به دامنه سنی الیگومیوسن و بعد از آن می‌باشند. به لحاظ وضعیت ساختاری، محدوده مورد مطالعه دارای گسل های فراوانی است که به صورت امتداد لغز و عادی می باشند. روند ساختاری موجود در منطقه شمال شرق- جنوب غرب، تا شمالی- جنوبی و همچنین شمال غرب – جنوب شرق است که مهمترین آنها دارای روند شمال شرق-جنوب غرب تا شمالی- جنوبی می باشد. نتایج حاصل از مطالعات ژئوشیمی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب بر روی تمام سنگ های منطقه موید آنست که این سنگها از نوع ساب آلکالن با سرشت کالک آلکالن تا کالک آلکالن غنی از پتاسیم و اکثرا دارای ویژگی متاآلومین و در یک مورد پرآلومین برای ماگمای مولد آنها بوده (شکل۲) و محیط تکتونیکی توده های نفوذی متعلق به مناطق فرورانش می باشند (جبلی، ۱۳۹۶؛ شکل۳).

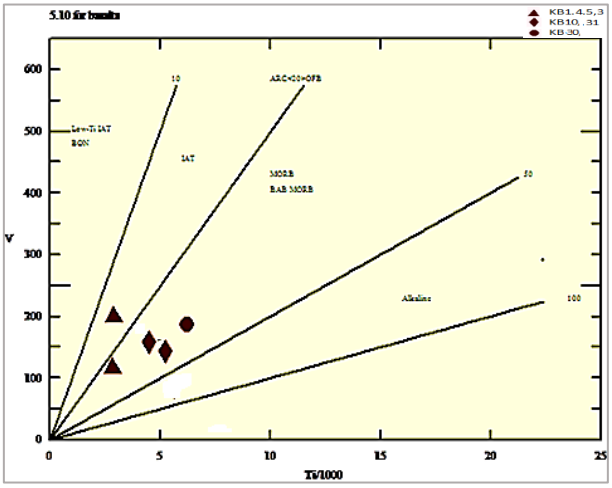


شکل-۱- موقعیت کانسار بر روی زون ارومیه –دختر(Stocklin, 1968) و نقشه زمین شناسی کانسار مس کوشک بهرام (تصحیح شده توسط جبلی و همکاران، ۱۳۹۶).

بررسی‌های صحرایی، مطالعات آزمایشگاهی و نتایج تجزیهXRD نشان می‌دهند که سنگ‌های آتشفشانی محدوده مورد مطالعه در نتیجه بالاآمدگی سیال‌های گرمابی، به صورت متغیر و گاه پراکنده، دستخوش دگرسانی‌های گرمابی شده اند که سبب ایجاد هاله های ستبری در دو سوی رگه معدنی گردیده لیکن، با توجه به فعالیت‌های شدید زمین‌ساختی در منطقه معدنی و درهم ریختگی پهنه های دگرسانی، امکان تفکیک دقیق آن‌ها فراهم نگردیده و تفکیک دگرسانی‌ها در منطقه معدنی به طور تقریبی و بر پایه توالی پاراژنزی کانی‌ها انجام گردیده است.



شکل-۲- الف- نمودار اکسید سیلیس در مقابل اکسید پتاسیم (Peccerillo and Taylor,1976) ب- رده بندی سنگ های منطقه کوشک بهرام بر پایه شاخص اشباع از آلومینیوم براساس نمودار پیشنهادی (Shand,1943)



شکل-۳- موقعیت نمونه ها در نمودار ماگمایی- زمین ساختی بر اساس مدل پیشنهادی (Shervais, 1982)

حضور دایک‌های (آپوفیزهای) ساب ولکانیک از جنس الیوین گابرو-دیوریت و بازالت‌هایی که به شدت خرد شده است، نشان از آن دارد که سیال هیدروترمالی که در مسیر این آپوفیز حرکت داشته، تحت تأثیر فشار هیدرولیک زیاد سنگ‌ها و خردشدگی آن قرار گرفته است و سیال در مسیرخردشدگی ها وارد شده و با تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی، سبب آلتراسیون و کانه‌زایی در داخل این آپوفیز گردیده است. سنگ در برگیرنده دایک‌های نفودی و رگه‌های سیلیسی و مینرالیزه، سنگ‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی ائوسن، بیشتر از جنس آندزیت و برش‌های ریولیتی می‌باشند که در اثر

فعالیت محلول‌های گرمابی در امتداد شکستگی‌ها به صورت پرکننده فضای خالی، رگه و رگچه کانه زایی را کنترل می-کند. بر اساس نتایج حاصل از مطالعات میکروسکوپی مقاطع و آنالیزهای XRD، چندین نوع دگرسانی با شدت‌های مختلف در نتیجه صعود سیالات ماگمایی تأخیری در سنگ‌های مناطق مورد مطالعه مشخص گردید که شامل دگرسانی-های آرژیلیک متوسط، سریسیتی، پروپیلیتیک (کلریتی، اپیدوتی و کربناتی)، سیلیسی، کربناتی، ایدنگیزیتی، سرپانتینیتی، ژاسپروئیدی و اپاسیتی شدن می‌باشند.

بحث و نتیجه‌گیری

بر اساس مطالعات مقاطع صیقلی نمونه های محدوده مورد مطالعه، کانی‌های اولیه (پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، دیژنیت، کالکوسیت) و کانی‌های ثانویه (کوولیت، کوپریت، مالاکیت، هیدروکسیدهای آهن شامل مگنتیت، هماتیت، گوتیت) در مقاطع مشاهده شدند (جدول۱). در بعضی نمونه ها، پیریت و کالکوپیریت نیز تحت واپاشی قرار گرفته اند و از حاشیه به هیدروکسیدهای آهن تبدیل شده و تنها بقایای پیریت و کالکوپیریت اولیه به جای مانده است. بنابراین هیدروکسیدآهن (گوتیت) در حاشیه، با ریتمیسیته خاص اطراف دانه های پیریت را فرا گرفته و نوعی لامیناسیون کلوئیدی را تداعی می-نماید. در سنگ‌های ولکانیکی منطقه که شدیداً تکتونیزه هستند، کانی‌های اولیه مانند کالکوپیریت توسط کانی‌های ثانویه مثل آزوریت و مالاکیت جانشین شده اند.

جدول -۱- مراحل تشکیل و توالی پاراژنتیک کانه ها و کانی ها در کانسار مس کوشک بهرام و بافت های غالب در آن

Ore-minerals	Stages of Ore-mineralization
	Early → Late
Quartz	
Goethite	
Hematite (Martite)	
Malachite	
Cuprite	
Covellite	
Chalcocite	
Digenite	
Bornite	
Chalco-pyrite	
Pyrite	

با مقایسه ویژگی های زمین شناسی، سنگ شناسی، محیط تکتونیکی، کانی شناسی و توالی کانه زایی مس و دگرسانی کانسار مس کوشک بهرام با انواع مختلف کانسارهای مس، می توان نتیجه گرفت که این کانسار بیشترین شباهت را با کانسارهای تیپ مانتو را دارد. بدین سبب مشابه با دیگر کانسارهای تیپ مانتو در دنیا، دو فاز مهم برای رخداد کانه زایی در این کانسار قابل جدایش است. فاز اول شامل فرایندهایی است که سبب تشکیل پیریت در زمینه سنگ آندزیت پورفیر شده و شرایط محیط احیایی را در آن ایجاد کرده است. فاز دوم مربوط به ورود سیالات اکسیدان غنی از مس است که سبب جانشینی سولفیدهای مس و هماتیت به جای پیریت فاز اول شده و کانه زایی مس را موجب

شده است.

منابع فارسی

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵، زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی ایران، ۵۸۶ صفحه.

جبلی. م، تعیین مدل توصیفی کانسار مس کوشک بهرام (ایران مرکزی) با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی، پتروگرافی، کانه‌نگاری و میکروترمومتری، رساله دکتری، دانشگاه آزاد واحد تهران شمال، ۱۳۹۶.

References

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.

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.

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.

Fazli N, Ghaderi M, Maghfouri S (2015). Eastern Narbaghi Manto type stratabound copper mineralization in Eocene volcano-sedimentary sequence, northeast Saveh. In: Iran 33th Nat Geosci Symposium vol 10.

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.

Peccerillo R., and Taylor S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol., 58, pp. 63-81.

Rajabpour, Sh., Behzadi, M., Jiang, Sh., Rasa I, Lehmann, B., Ma, Y., 2017. Sulfide chemistry and sulfur isotope characteristics of the Cenozoic volcanic-hosted Kuh-Pang copper deposit, Saveh county, northwestern central Iran. Ore Geology Reviews, Volume 86, June 2017: 563-583.

Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. Ore Geology Reviews 70, 323-345.

Shand, S.J., 1943, The Eruptive Rocks, 2nd end. New Yourk, John wiley, 444 p.

Shervais J.W., 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters 9, 101-118.

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.

کانه‌زایی گرمابی مس در توده های افیولیتی کامیاران، مجموعه افیولیتی کرمانشاه – کردستان، غرب ایران

محمّد امینی، دانشجوی کارشناسی ارشد زمین‌شناسی اقتصادی دانشگاه شیراز
محمّدعلی رجب‌زاده*، استاد بخش علوم زمین دانشگاه شیراز، mrajabzadeh@shirazu.ac.ir

چکیده

سنگ‌های اولترامافیک بخش مهمی از مجموعه افیولیتی کامیاران را تشکیل می‌دهند. کانه‌زایی همراه با فعالیت سیال گرمابی تأخیری موجب تشکیل کانی‌های غنی از آهن و مس است که به صورت رگچه‌های پراکنده‌ای در مناطق گسلی و برشی شده سنگ‌های اولترامافیک تشکیل شده‌اند. هارزبورژیت و به میزان کمتر دونیت میزبان این رگچه‌ها می‌باشند. کانی‌های اولیه شامل پیروتیت، پیریت، کالکوپیریت، بورنیت، کوولیت و مس فلزی و کانی‌های ثانویه شامل تنوریت، کوپریت و مالاکیت می‌باشند. مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی نشانگر فعالیت سیال گرمابی است که با تشکیل پیریت و کالکوپیریت همراه است. ادامه فعالیت سیال با غنی‌شدگی از مس همراه است چراکه کانی‌های بورنیت و مس فلزی به میزان بسیار زیاد و کوولیت به مقدار کم جایگزین کانی‌های کالکوپیریت و کوولیت شده‌اند. این مرحله از کانه‌زایی با بافت‌های جانشینی و پرکننده فضاهای خالی نشان داده می‌شود. فعالیت بعدی سیال جوی موجب اکسیداسیون کانی‌های سولفیدی اولیه و سپس تشکیل کانی‌های ثانویه هماتیت، تنوریت، کوپریت و مالاکیت در امتداد شکستگی‌ها و ترک‌های سنگ میزبان شده‌اند. ارزیابی‌های صحرایی و شیمی کانی نمونه‌های مورد مطالعه، نشانگر حضور احتمالی منابع اقتصادی زیر سطحی مس است.

کلیدواژه: افیولیت، کامیاران، کانه‌زایی مس، سیستم گرمابی

Hydrothermal mineralization of copper in Kamyaran ophiolitic rocks, Kermanshah-Kurdestan Ophiolite Complex, west Iran

Mohammad Amini and Mohammad Ali Rajabzadeh*
Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University
*Corresponding author: mrajabzadeh@shirazu.ac.ir

Abstract

Kamyaran ophiolitic complex is mainly comprised of ultramafic rocks. Circulation of a tardive hydrothermal fluid resulted in mineralization of iron and copper-rich minerals, occurring as distributed veinlets in fault and brecciated zones of the host ultramafic rocks. Harzburgite and to a lesser amount dunite host these veinlets. Primary minerals include pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, bornite, covellite and pure copper, and the secondary minerals include tenorite, cuprite and Malachite. Field and microscopic observations indicate that the activity of this hydrothermal fluid is primarily associated with pyrite and chalcopyrite formation. Replacement of pyrite, chalcopyrite by copper-rich mineral such as bornite, covellite and metallic copper shows that the mineralizing fluid continuously enriched in copper. This mineralization stage is indicated by replacement and open space filling textures under microscope. Subsequent circulation of meteoric fluids resulted in oxidation of the primary sulfides and consequently formation of the secondary minerals e.g. hematite, tenorite, cuprite and malachite along fractures and fissures of the host rocks. Field and mineral chemistry assessments of the studied samples indicate the potential of subsurface economic resources of copper.

Key Words: Ophiolite, Kamyaran, Copper mineralization, Hydrothermal system.

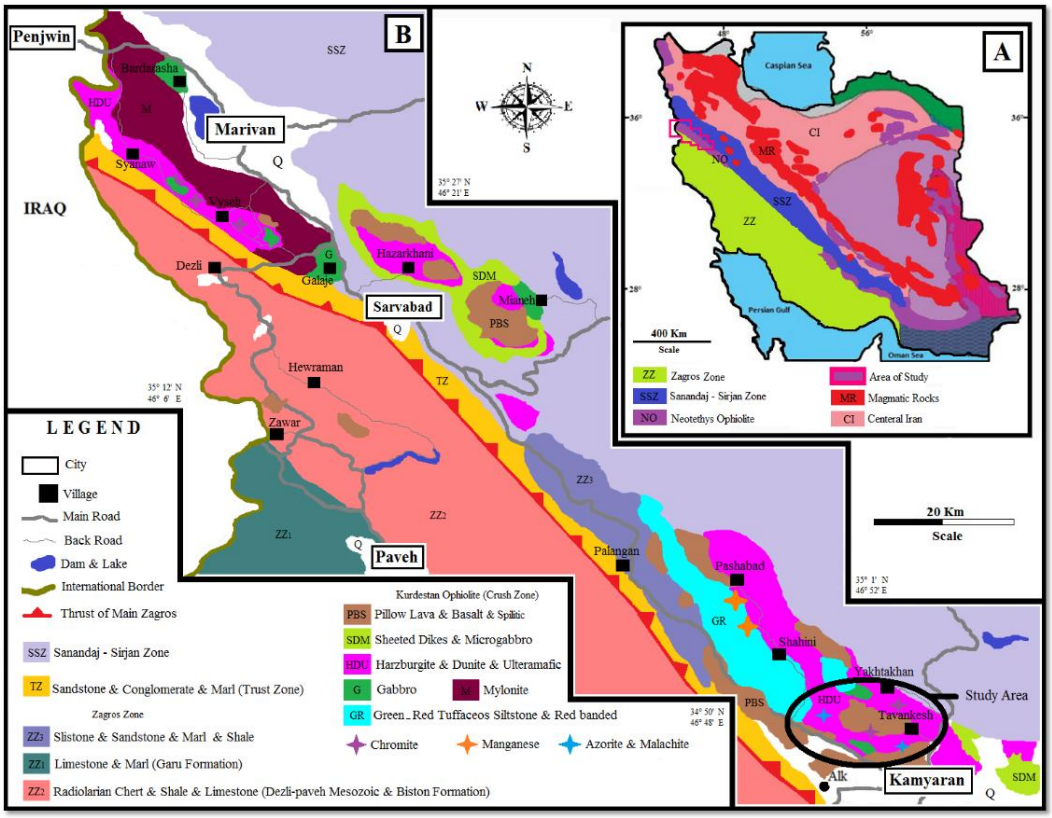
مقدمه

مجموعه افیولیتی مورد مطالعه در شهرستان کامیاران به عنوان بخشی از افیولیت کرمانشاه-کردستان در غرب ایران شناخته می‌شود که در امتداد تراست اصلی زاگرس، بر روی پوسته قاره‌ای جایگیری شده است (شکل ۱). اکثر نهشته-های بزرگ سولفیدی (Ni–Cu±PGE) از نظر ژنز در ارتباط با توده سنگ‌های مافیک و الترامافیک لایه‌ای نظیر کمپلکس بوشولد هستند (Naldrett, 2004). با این حال عدم وجود داده‌های دقیق بر روی ترکیبات سولفیدی، روشن نبودن جایگاه سنگ‌شناسی واحدهای سنگی میزبان کانی‌های سولفیدی و پیچیدگی زیاد سنگ‌شناسی در مجموعه‌های افیولیتی موجب شده است که مطالعات علمی و اکتشافی فازهای سولفیدی به شکل هدفمند در مجموعه‌های افیولیتی دارای سابقه کمی باشند (رجب‌زاده و آل‌سعدی، ۱۳۹۴). مهم‌ترین سیستم تبادل شیمیایی و گرمایی در کره زمین مربوط به سیستم‌های آذرین و گرمابی موجود در پوسته اقیانوسی است. بنابراین مجموعه‌های افیولیتی به عنوان بازمانده پوسته اقیانوسی قدیمی به خوبی تبادل مرتبط با فعالیت‌های آتشفشانی زیردریایی و گرمابی تأخیری را در جایگاه‌های مختلف ژئوتکتونیکی شامل پشته‌های میان اقیانوسی و حوضه‌های پشت کمانی (Parsons, 1981; Bird, 2003)، جزایر کمانی درون اقیانوسی (Bird, 2003) و آتشفشان‌های درون صفحه‌ای موجود در پوسته اقیانوسی (Cheminee et al., 1991) را نشان می‌دهند. فعالیت سیال‌ها بخصوص در مناطقی که سرعت باز شدن و سپس بسته شدن پوسته اقیانوسی بالا باشد به خوبی در سنگ‌های مختلف مجموعه‌های افیولیتی دیده می‌شوند. این موضوع به گرم ماندن سنگ‌های افیولیتی در زمان جایگیری و حتی میلیون‌ها سال پس از جایگیری در حاشیه پوسته قاره‌ای است (Rajabzadeh, 1998). لازم به ذکر است که موقعیت منطقه مورد مطالعه، منشأ سیال گرمابی مرتبط با توده‌های آتشفشانی و نفوذی در کمربند آتشفشانی نفوذی ارومیه-دختر که در ارتباط با فرورانش سنگ‌کره نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در طول گسل رورانده زاگرس است (Forster, 1978; Berberian & King, 1981; Aftabi & Atapour, 2000) را نیز محتمل می‌داند. در هر صورت سیال‌های گرمابی تأخیری در برخی از مناطق در امتداد زون‌های گسلی و برشی شده منجر به کانه‌زایی مس شده‌اند. در این مقاله برای نخستین بار به معرفی شواهد صحرایی، کانه نگاری و شیمی کانی جهت معرفی کانه‌زایی مس در مجموعه سنگ‌های افیولیتی شهرستان کامیاران پرداخته شده است.

روش مطالعه

داده‌های صحرایی و نمونه‌برداری هدفمند در شمال و شمال‌غرب شهرستان کامیاران از مناطق کانه‌زایی شده در سنگ‌های اولترامافیک انجام شده است. از تعداد ۲۰ نمونه دستی سنگ پریدوتیت حاوی کانی‌های سولفیدی، تعداد ۵ مقطع صیقلی و نازک صیقلی تهیه و مورد مطالعات کانه‌نگاری و سنگ شناختی قرار گرفتند. در مجموع، مطالعات شیمی

کانی بر روی ۳۲ نقطه از کانی‌های سولفیدی صورت گرفته است. ۲۹ نقطه با استفاده از دستگاه SEM-EDX* (دستگاه مدل TESCAN-Vega) در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه شیراز (مقاطع با لایه نازک طلا پوشش داده شده‌اند)، همچنین تعداد ۳ نقطه با استفاده از دستگاه XPMA†، (دستگاه مدل XGT-7200) در آزمایشگاه کانساران بینالود (مقاطع بدون پوشش نازک) صورت گرفته است.



شکل۱: A. جایگاه افیولیت کردستان در پهنه‌بندی رسوبی – ساختاری عمده ایران با اندکی تغییرات برگرفته از (Aghanabati, 1998). B. نقشه زمین-شناسی ساده شده بخش شمالی افیولیت کرمانشاه – کردستان و موقعیت منطقه مورد مطالعه، با اندکی تغییرات برگرفته از (Allahyari et al., 2014 & Sabzehei et al., 1968).

بحث و نتیجه‌گیری

۱- مطالعات صحرایی

نقشه زمین‌شناسی و بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند که، قسمت گسترده‌ای از منطقه مورد مطالعه در ستون افیولیتی کامیاران، شامل سنگ‌های پریدوتیتی نوع هارزبورژیت سرپانتینیتی شده می‌باشند. این سنگ‌های به شدت خرد شده، از کانی‌های اولیوین و ارتوپیروکسن با مقادیر کمی کلینوپیروکسن و اسپینل کروم‌دار تشکیل و با درجات متفاوتی (۱۰ تا ۷۰ درصد) سرپانتینی شده است. اثرات دگرگونی فشار بالا و دما بالا بصورت تغییر شکل پلاستیک در

* Scanning Electron Microscope - Energy Dispersive X-ray
† X-Ray Probe Micro Analyzer

کانی‌های تشکیل دهنده سنگ دیده می‌شوند. سنگ‌های گابرو – دیوریتی دگرشکل شده با ساخت نواری و میلونیتی در بخش‌های شرقی و جنوب‌غربی مجموعه افیولیتی نیز فراوان هستند. مجموعه دایک‌های دیابازی و سنگ‌های پلاژوگرانیتی در شمال و شمال شرق شهرستان کامیاران همراه با سنگ‌های پریدوتیتی دیده می‌شوند. واحد بازالت با ساخت بالشی نیز در غرب منطقه مورد مطالعه دیده می‌شود. با این وجود فقط سنگ‌های پریدوتیتی (اغلب هارزبورژیت و به میزان کمتر دونیت)، میزبان ذخایر کوچک سولفیدی در منطقه مورد مطالعه هستند. سنگ‌های پریدوتیتی اغلب در اثر فعالیت‌های تکتونیکی به شدت شکسته شده‌اند و در برخی از مناطق که با محل گسل‌های اغلب تراستی تطبیق دارند به شدت برشی شده‌اند. کانه‌زایی مس به صورت کانی‌های سولفیدی در امتداد این گسل‌ها و در درون شکستگی‌های سنگ‌های پریدوتیتی صورت گرفته است. تاثیر اکسیداسیون محلول‌های جوی با تشکیل کانی‌های اکسیدی و کربناتی آبدار مس بر روی بخش‌های سطحی مشخص می‌شوند (شکل۲).

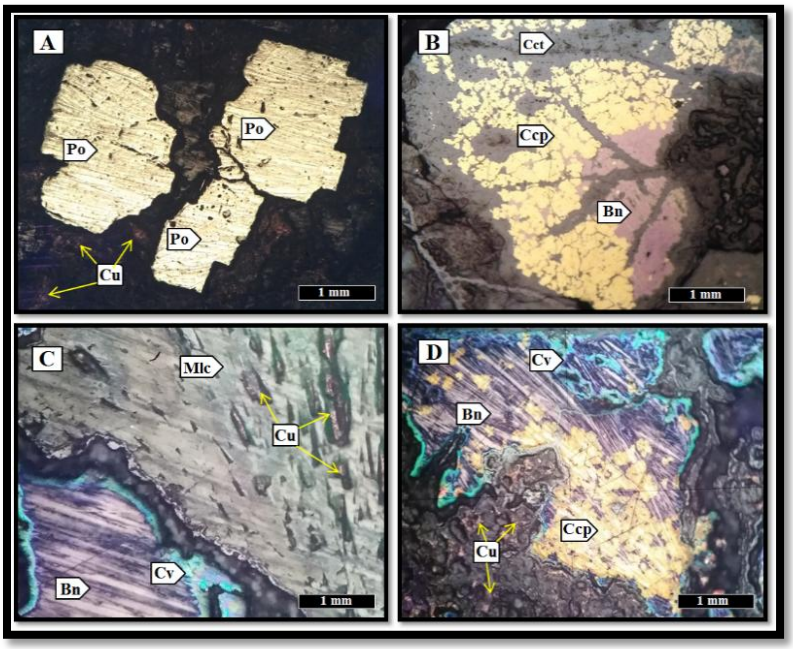


شکل۲: تصاویر مربوط به نمونه‌برداری‌های صحرایی. A؛ نفوذ کانی‌های سولفیدی در میزبان سنگ افیولیتی دونیت. B و C؛ سنگ حاوی کانی‌های کالکوپیریت (Ccp)، بورنیت (Bn) و مالاکیت (Mlc) در نمونه دستی. علائم اختصاری کانی‌ها اقتباس از (Whitney & Evans, 2010).

۲- کانی‌شناسی

کانه‌زایی مس در منطقه شمال و شمال غرب کامیاران به صورت رخنمون‌هایی از کانی‌های مس در سطح زمین قابل شناسایی هستند. کانی‌های اصلی مس‌دار قابل مشاهده در صحرا شامل کالکوپیریت، کوولیت، بورنیت، مالاکیت و آزوریت می‌باشند. وجود مالاکیت فراوان، شناسایی صحرایی مناطق کانه‌زایی شده را آسان‌تر می‌کند (شکل۲.C). این کانی فراوان‌ترین کانی حاصل از تغییر ترکیب کانی‌های اولیه مس در منطقه اکسیداسیون است. در پیروکسنیت‌های منطقه مورد مطالعه، پیروتیت نیز به فراوانی دیده می‌شوند که در مقاطع صیقلی به خوبی قابل تشخیص می‌باشند (شکل۳.A). کالکوپیریت فراوان‌ترین کانی اولیه مس است. کانی بورنیت در مراحل بعدی کانه‌زایی جایگزین کالکوپیریت شده است و در این صورت کانی اولیه کالکوپیریت به صورت بافت جزیره‌ای در مقاطع صیقلی قابل رویت می‌باشد (شکل۳.B). کانی کوولیت نیز به صورت رشته‌های باریک و یا حاشیه دو کانی دیگر قابل مشاهده است (شکل۳. D و C). با توجه به مشاهدات میکروسکوپی، کانه‌زایی گرمابی مس در مرحله اول منجر به تشکیل کانی کالکوپیریت به همراه کانی پیروتیت

در زون‌های گسلی و برشی شده است. با ادامه فعالیت سیال گرمابی و غنی‌شدگی آن از مس، کانی‌های بورنیت، کولیت و مس فلزی جایگزین کالکوپیریت شده و همچنین در متن سنگ توزیع شده‌اند. در مرحله سوم و با دخالت سیال جوی غنی از اکسیژن و یون بی‌کربنات، کانی‌های مالاکیت و آزوریت تشکیل و بصورت پوشش‌های سطحی ذخایر کوچک مس سولفیدی و فلزی را در برگرفته‌اند.



شکل۴: تصاویر مربوط به مطالعات میکروسکوپی. A؛ کانی پیروتیت در سنگ پیروکسنیت به همراه مس فلزی که محل فضاهای خالی سنگ را پر کرده است. B؛ بافت جزیره‌ای کالکوپیریت در درون کانی بورنیت. به بافت کولوفرمی کانی‌های ثانویه دقت کنید. C؛ مس فلزی احاطه شده توسط مالاکیت در کنار کانی های کوولیت و بورنیت. D؛ همجواری کانی‌های کالکوپیریت، بورنیت و کوولیت با مس فلزی. علائم اختصاری کانی‌ها اقتباس از (Whitney & Evans, 2010). (Cu: metallic Copper, Cv: Covellite, Bn: Bornite, Ccp: Chalcopyrite, Mlc: Malachite, Cct: chalcocite, Po: pyrrhotite)

۳- شیمی کانی

کانی‌های غنی از مس هم بصورت اولیه نظیر کالکوپیریت، بورنیت، کوولیت و مس طبیعی و هم بصورت کانی‌های ثانویه نظیر کوپریت، تنوریت و محصولات حد واسط نشانگر این است که سیالات کانه‌زا از مس بسیار غنی بوده اند. آهن در تمامی کانی های حاوی مس حضور دارد. این همراهی حتی بصورت ناخالصی در کانی‌های مستقل مس نظیر مس طبیعی نیز دیده می شود. این میزان در آلیاژ مس به ۲۳ درصد وزنی می‌رسد. اگرچه شرایط آنالیز و وضعیت کانی‌ها می-تواند موضوع برانگیخته شدن آهن از کانی‌های مجاور را نیز به میان آورد، با این وجود حضور فراوان کانی‌های مس دارای آهن نظیر کالکوپیریت و بورنیت نشان می‌دهد که این فلز همراه با مس در سیالات کانه‌زا حضور دارد. میزان مس در کانی‌های سولفیدی از ۴۸/۰۵ در کالکوپیریت تا ۹۷/۲۳ درصد وزنی در مس طبیعی متغیر می‌باشد. در منطقه مورد مطالعه جایگزینی جزیی از عنصر نیکل به جای آهن در کانی بورنیت دیده می‌شود ولیکن عناصر فلزی دیگری نظیر کبالت در این کانی ها دیده نشدند. همچنین داده‌های شیمی کانی نشان می‌دهد که عنصر آرسنیک بصورت جایگزین

گوگرد در کانی ها وجود ندارد. این موضوع بیانگر تشکیل کانی‌های سولفیدی در دمای بالا است. کانی‌های اکسیدی مس نیز کمابیش دارای مقادیری از آهن بوده ولیکن جدایش کامل آن از عنصر آهن در شرایط کاملاً اکسایشی با تشکیل پراکسید مس همراه می‌باشند. بیشترین عیار مس در ترکیب $Cu_{0.91}O_2$ دیده می‌شود. این ترکیب در شکاف‌های سنگ-های میزبان در مناطق سطحی مشاهده می‌شود و نشانگر جدایش کامل مس از آهن در شرایط سطحی است. ترکیبات حدواسط اکسیدی مس در کنار هم نشانگر دگرسانی اکسیدی ترکیبات سولفیدی مس و جایگزینی کانی‌های جدید به خرج ترکیبات اولیه در شرایط سطحی است. حضور بافت‌های کلوفرمی به همراه تشکیل مالاکیت نشانگر دمای پائین سیال اکسیدکننده است. ترکیبات اکسیدی بصورت $CuFeO$، $CuFeO_2$، $CuFeO_3$ با مقادیر متفاوتی از فلزات مس و آهن دیده می شوند.

نتیجه‌گیری

آنومالی‌های اولیه مس و توالی پاراژنتیکی کانه‌زایی مس در دو مرحله هیپوژن در منطقه افیولیتی کامیاران به وسیله حضور کانی‌های سولفیدی کالکوپیریت، بورنیت، کوولیت و فلز مس طبیعی نشان داده می‌شود. کالکوپیریت در مرحله اول و بورنیت، کوولیت و مس طبیعی در مرحله دوم تشکیل شده‌اند. بافت‌های جانشینی و شکافه پرکن معمولی‌ترین بافت‌های مرحله دوم هستند. با توجه به انتشار کانه‌زایی در مسیر گسل‌ها و زون‌های برشی شده، کانه‌زایی گرمابی مس می‌باید همزمان با جایگیری و یا پس از جایگیری مجموعه افیولیتی صورت گرفته باشد. سرپانتینی شدن سنگ‌های اولترامافیک احتمالاً به حرکت سیال کمک کرده است. در مرحله سوپرژن با تأثیر سیال جوی کانی‌های ثانویه مس شامل ترکیبات اکسیدی مس نظیر کوپریت، تنوریت؛ ترکیبات اکسیدی حدواسط و مالاکیت در مناطق سطحی ایجاد شده‌اند. با توجه به رخدادهای سطحی و آثار وجود سیال غنی از مس در منطقه مورد مطالعه، تشکیل منابع زیرسطحی مس بسیار محتمل می‌باشد.

منابع فارسی

-رجب‌زاده، م. ع.، آل‌سعدی، ف. (۱۳۹۴). مطالعه کانه‌زایی سولفیدی در سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی فاریاب، جنوب کرمان. *مجله زمین‌شناسی اقتصادی*، ۷(۲)، ۲۵۹-۲۷۶.

References

-Aftabi, A., Atapour, H. (2000). Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran. *Episodes*, 23(2), 119-125.

-Aghanabati, A. (1998). Major and structural units (sedimentary-structural map of Iran 1/5000000). *Journal of Geosciences*, 7(1), 29-30.

-Allahyari, K., Saccani, E., Rahimzadeh, B., Zeda, O. (2014). Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): New evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic fore-arc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79(1), 312-328.

-Berberian, M., King, G. C. P. (1981). Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18(2), 210-265.

-Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3).

-Cheminee, J. L., Stoffers, P., McMurtry, G., Richnow, H., Puteanus, D., Sedwick, P. (1991). Gas-rich submarine exhalations during the 1989 eruption of Macdonald Seamount. *Earth and Planetary Science Letters*. 107(2). 318-327.

-Förster, H. (1978). Mesozoic–cenozoic metallogenesis in Iran. *Journal of the Geological Society*, 135(4), 443-455.

-Naldrett, A. J. (2004). Magmatic sulfide deposits, Geology, Geochemistry and Exploration. *Springer, Berlin, Heidelberg*, 725p.

-Parsons, B. (1981). The rates of plate creation and consumption. *Geophysical Journal International*, 67(2), 437-448.

-Rajabzadeh, M. A. (1998). Minéralisation en chromite et éléments du groupe du platine dans les ophiolites d'Assemion et de Neyriz, ceinture du Zagros, Iran, PhD Thesis, Institue National Polytechnique de Lorraine, Nancy, France, 358 pp.

-Sabzehei, M., Gourabjiri, A., Eslamdoust, F. (1968). Geological Map of Paweh and West Paweh 1/100000. *Geological Survey of Iran, Tehran*.

-Whitney, D. L., Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American mineralogist*, 95(1), 185-187.

زمین شیمی و سازوکار تشکیل بوکسیت جاجرم

بتول تقی پور[1]، نرجس ملک زاده* [2]
[1]دانشیار بخش علوم زمین دانشگاه شیراز
[2]دانشجو کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی دانشگاه شیراز
taghipour@shirazu.ac.ir
narjesmalekzade74@gmail.com

چکیده

در حال حاضر کانسنگ بوکسیت مهم ترین و اصلی ترین منبع برای تولید آلومینیم در جهان است. بوکسیت ها کاربردهای فراوانی دارند. بوکسیت ها با توجه به کانی شناسی و زمین شیمی دارای سه منشاء لاتریتی، کارستی و تیخوین هستند. اصلی ترین کانی های بوکسیت گیبسیت، بوهمیت و دیاسپور می باشد. کانسار بوکسیت جاجرم مهم ترین و بزرگترین معدن بوکسیت در ایران در زون البرز است. این معدن در ۱۸ کیلومتری شهرستان جاجرم در استان خراسان شمالی قرارگرفته است. به منظور انجام مطالعات زمین شیمیایی، تعداد ۴۰ عدد نمونه آنالیز XRF، ۱۶ عدد نمونه XRD و ۱۵ عدد نمونه ICP-MS بر روی لایه های مختلف بوکسیتی و سنگ میزبان انجام گرفت. نمودار های دوتایی اکسیدهای اصلی برای نشان دادن همبستگی آن ها رسم شد و همبستگی مثبت بین Al_2O_3 در مقابل TiO_2 نشان داده شد. با توجه به نمودار های سه متغیره (Schellman, 1983) و (Aleva, 1994) میزان شدت هوازگی از شدت کم تا زیاد متغیر بود و همچنین تیپ کانسنگی اکثرا از نوع بوکسیتی مشخص گردید. با رسم نمودار های دوتایی Cr در مقابل Ni و Ti در مقابل Zr منشاء بوکسیت ها بازالت نشان داده شدند.

کلیدواژه: جاجرم، بوکسیت، زمین شیمی، بازالت

Geochemistry and mechanism of formation of Jajarm bauxite

Batoul Taghipour, Narjes Malekzade

Abstract

Bauxite ore is currently the most important source of aluminum in the world. Bauxites have many uses. According to mineralogy and geochemistry, bauxites have three sources of laterite, karstic and Tikhvin. The main minerals of bauxite are gibbesite, bohemite and diaspore. The Jajarm bauxite deposit is the largest and important bauxite mine in Iran in the Alborz Zone. This mine is located 18 km from the Jajarm city in North Khorasan province. In order to perform geochemical studies, 40 samples of XRF analysis, 16 samples of XRD and 15 samples of ICP-MS were performed on different bauxite and host rock layers. Binary diagrams of the major oxides were plotted to show their correlation and a positive correlation was shown between Al2O3 versus TiO2. According to the trivial diagrams (Schellman, 1983) and (Aleva, 1994), the degree of aerobic intensity varied from low to high intensity, and the ore type was mostly characterized by bauxite type. The origin of bauxites was shown by plotting Cr versus Ni and Ti versus Zr diagrams.

Key Words: Jajarm, Bauxite, Geochemistry, Basalt

مقدمه

در حال حاضر کانسنگ بوکسیت مهم ترین و اصلی ترین منبع برای تولید آلومینیم در جهان است. بوکسیت ها مواد برجامانده ای هستند که از تخریب و فرسایش سنگ های منشا اولیه از قبیل گرانیت، بازالت و یا مواد رسی حاصل می شوند[1]. بوکسیت کابرد های متنوعی در صنعت تهیه فولاد، سیمان نسوز، آجر های نسوز، مصارف شیمیایی و اصلی ترین آن در صنایع آلومینا و تهیه فلز آلومینیم دارد. در فولاد سازی از بوکسیت به عنوان روانساز پالپ استفاده می شود و جایگزین مناسب و ارزانتری به جای فلورین است. اصلی ترین کانی های بوکسیت گیبسیت، بوهمیت و دیاسپور می باشد؛کیفیت بوکسیت بر اساس نسبت مدول که نسبت Al_2O_3 به SiO_2 است تعیین می شود[2]. بهبود کیفیت ماده معدنی به توسعه فرایندهای بوکسیتی شدن مانند ویژگی های اقلیمی، زمین ساختی، زمین ریخت شناسی، سنگ شیمیایی، سنگ فیزیکی، سطح آب زیرزمینی، پوشش گیاهی و برتری هوازدگی شیمیایی نسبت به فرسایش بستگی دارد[3]. از دید اقلیمی، تشکیل بوکسیت ها نیازمند شرایط آب و هوای استوایی با دمای متوسط 26 درجه سانتی گراد و میانگین بارش سالیانه ۱۲۰۰تا 1500 میلی متر است[1]. بوکسیت ها با توجه به کانی شناسی و ژئوشیمی دارای سه منشاء لاتریتی(۸۸٪)، کارستی(۱۱.۵٪) و تیخوین(۰.۵٪) هستند[4].

روش مطالعه

به منظور انجام این پژوهش، در بخش صحرایی ۷۰ نمونه سنگی بر اساس تغییرات در ویژگی های فیزیکی نظیر رنگ، چگالی، سختی و بافت از ۴ بلوک معدنی گل بینی و زو برداشت شدند. و در بخش آزمایشگاهی تعداد ۴۰ نمونه به منظور انجام آنالیز XRF و ۱۶ نمونه به منظور آنالیز XRD به آزمایشگاه کارخانه جاجرم فرستاده شدند. علاوه بر این تعداد ۱۵ نمونه برای آنالیز طیف سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی(ICP-MS) به آزمایشگاه زرآزما تهران فرستاده شد.

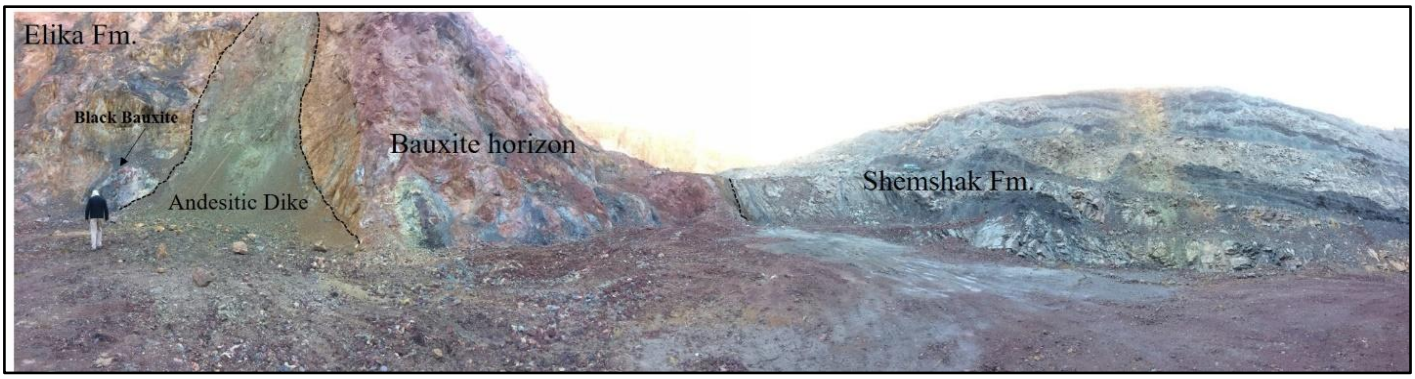
زمین شناسی منطقه

نا آرامی های زمین ساختی زمان پرمین موجب تشکیل افق های متعدد عدسی شکل از بوکسیت، لاتریت و کائولینیت شده که بوکسیت های اطراف بوکان، یزد، شمال جاجرم، البرز مرکزی و غرب طبس از آن جمله است[5]. کانسار بوکسیت جاجرم از نظر جغرافیایی متعلق به کمربند بوکسیتی ایران-هیمالیا و از نظر موقعیت زمین شناسی متعلق به بخش شرقی کمربند بوکسیتی مدیترانه می باشد[6]. بر اساس رده بندی ساختاری، در زون البرز شرقی و در نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش کوه کورخود قرار گرفته است[7]. این کانسار مهم ترین و بزرگترین معدن بوکسیت در ایران است. این معدن در ۱۸ کیلومتری شهرستان جاجرم در استان خراسان شمالی در موقعیت جغرافیایی ′2 °۳۷ طول شرقی و ′۳۰ °۵۶ عرض شمالی قرار گرفته است. طول تقریبی این کانسار ۱۶ کیلومتر و ضخامت ۱تا ۴۰ متر است[6]. منطقه معدنی از جنوب به گسل جاجرم که در فاصله نزدیک تر و از شمال به گسل کورخود در فاصله دور تر از کانسار محدود شده است[7]. افق بوکسیتی به صورت لایه ای بوده و از پایین به بالا به ترتیب زون بوکسیتی شامل قسمت های زیر می باشد: ۱-لایه آرژیلیتی پایینی یا کائولینیت زیرین، که ضخامت آن حدود ۸۰-۵۰ مترمی باشد که بر روی سازند

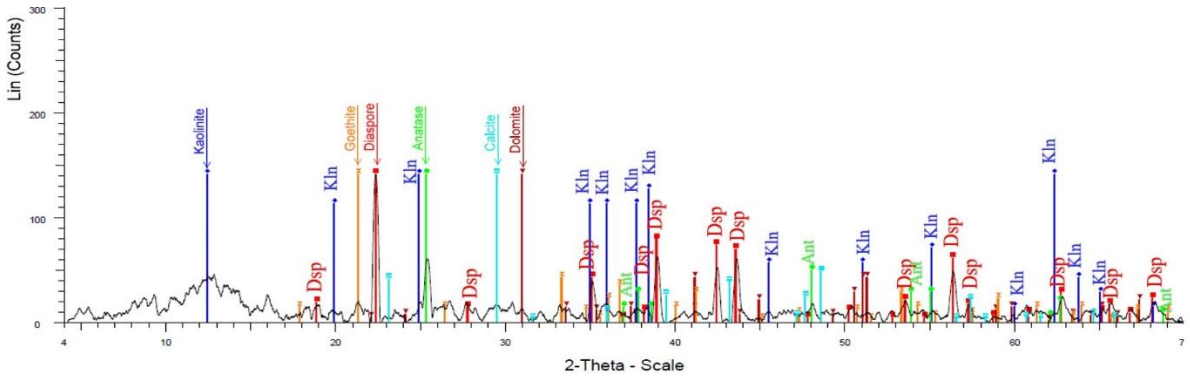
کربناتی الیکا قرار گرفته است[4]. ۲-لایه بوکسیت رسی یا بوکسیت شیلی، که ضخامت آن حدود ۳- ۲ متر می باشد[4]. این لایه از سختی و کیفیت کمتری برخوردار است و اکثرا به راحتی خرد می شود و شکننده است و خوراک اصلی کارخانه نمی باشد. ۳-لایه بوکسیت سخت یا بوکسیت قرمز، که ضخامت آن تقریبا ۵ متر می باشد[4]. بوکسیت سخت کانسنگ اصلی کارخانه برای تهیه آلومینیم می باشد و سختی بیشتری نسبت به بقیه لایه ها دارد. مرز بین این افق و بوکسیت رسی تدریجی می باشد و شرایط کاهشی در این محیط ایجاد کننده رنگ سبز در بوکسیت است[4]. ۴- لایه کائولینیت بالایی، که ضخامت تقریبی آن حدود ۵۰-۲۰ سانتی متر می باشد [4](شکل۱).

کانی شناسی منطقه

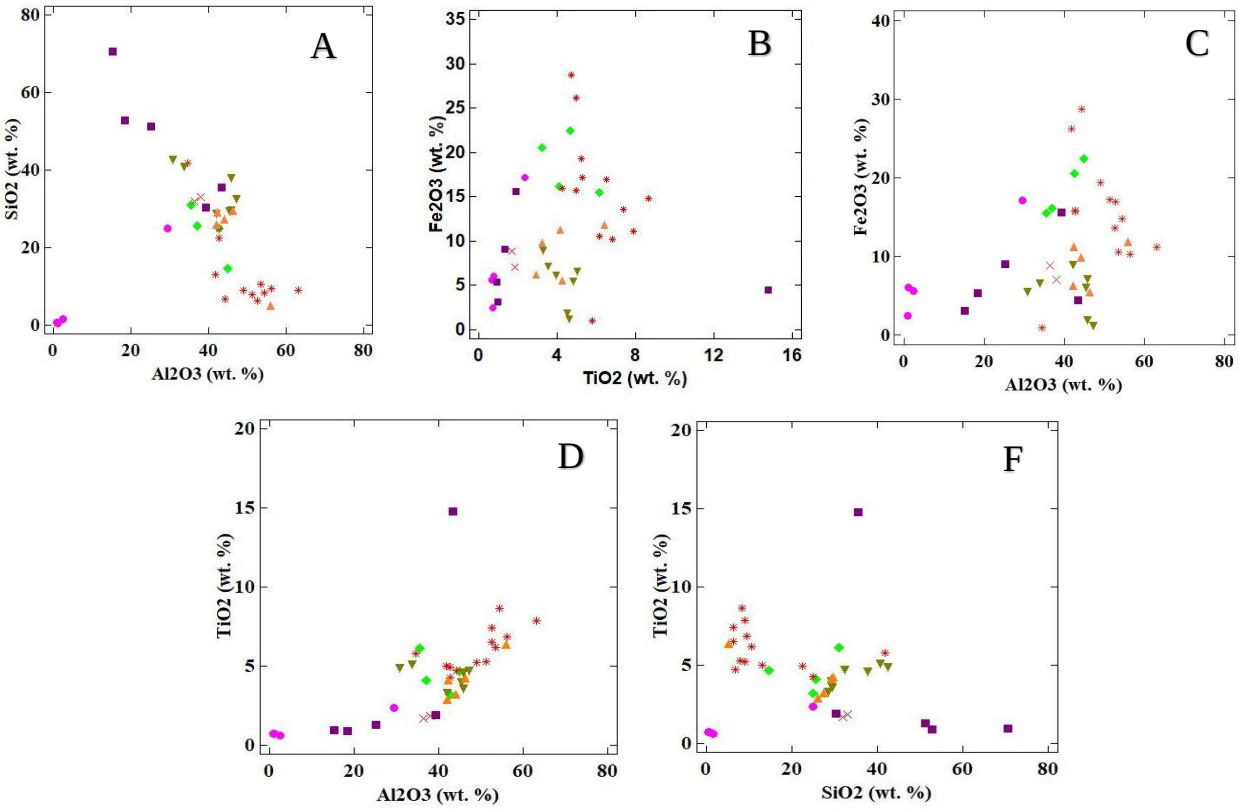
آنالیز پراش پرتو X(XRD) بر روی ۱۶ نمونه بوکسیتی با تنوع رنگی متفاوت انجام گرفته است؛ بر این اساس پنج گروه کانیایی در این منطقه معرفی می شود: ۱) هیدروکسیدها واکسیدهای آلومینیم شامل دیاسپور و بوهمیت ۲) هیدروکسیدها و اکسیدهای آهن شامل هماتیت و گوتیت ۳) اکسیدهای تیتانیم شامل روتیل و آناتاز ۴) سیلیکات ها شامل ایلیت، شاموزیت، کائولینیت، مسکوویت، کلریت و کوارتز ۵) کربنات ها شامل کلسیت و دولومیت. اصلی ترین و فراوان ترین کانی در زون بوکسیتی دیاسپور می باشد و شاموزیت، کائولینیت، هماتیت و بوهمیت به مقدار بسیار ناچیز علاوه بر دیاسپور جزء کانی های اصلی و مابقی کانی ها به عنوان کانی فرعی در این منطقه شناسایی شده اند(شکل۲).



شکل۱) بلوک معدنی گل بینی ۳، موقعیت دایک آندزیتی و افق بوکسیتی



شکل ۲- نتایج آنالیز XRD بوکسیت سخت منطقه



شکل ۳) نمودار های همبستگی اکسید عناصر اصلی

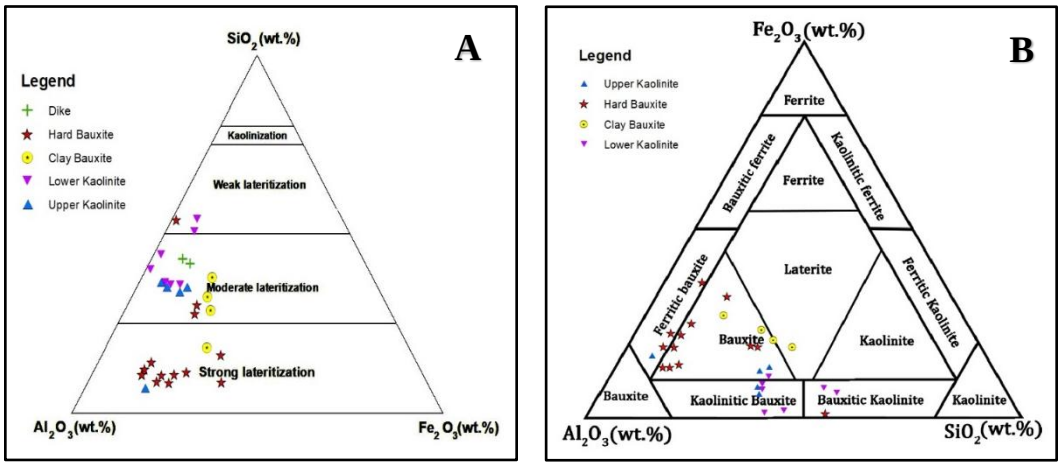
بحث

زمین شیمی

برای انجام مطالعات زمین شیمیایی تعداد ۱۵ نمونه ICP-MS بر روی لایه های مختلف بوکسیتی و سنگ میزبان انجام شده است. بر اساس نتایج زمین شیمیایی Al_2O_3 در بوکسیت ۳۰٪ تا ۶۰٪، SiO_2 ۵ ٪ تا ۴۳٪ ، Fe_2O_3 ۰.۹۱ ٪ تا ۲۹ ٪ و TiO_2 ۲٪ تا ۹٪ تغییر می کند. نمودار های دو متغیره اکسید عناصر اصلی، همبستگی منفی Al_2O_3 در مقابل SiO_2، TiO_2در مقابل Fe_2O_3 و Al_2O_3 در مقابل Fe_2O_3 (شکل۳ A,B,C) و همبستگی مثبت Al_2O_3 در مقابل TiO_2 و SiO_2 در مقابل TiO2 را نشان می دهد(شکل۳ D,F) به نظر می رسد این الگوهای سازگار با شسته شدن سیلیس و غنی سازی باقیمانده آلومینیوم و تیتانیوم در افق های بسیار مرطوب است[8].

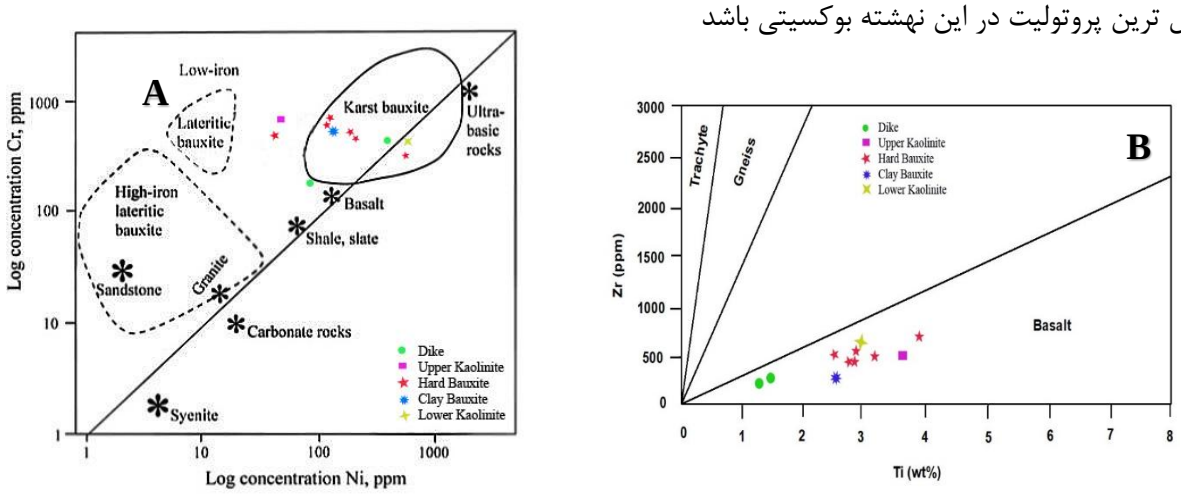
با استفاده از نمودار سه متغیره Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2(Schellman, 1983) می توان درجه هوازدگی کانسار بوکسیتی را به دست آورد. کانسار بوکسیتی جاجرم از شدت لاتریتی شدن ضعیف به شدید تغییر می کند(شکل۴ -A). می توان گفت که در طی تکوین کانسنگ های حاوی Si پایین، تفریق Al و Fe صورت گرفته و نیز در کانسنگ های بوکسیتی حاوی Fe پایین، تفریق Al و Si رخ نداده است. به عبارتی کانسنگ های این نهشته در طی فرایندهای هوازدگی نتوانستند جدایش خوبی از Fe و Si داشته باشند که دلیل این امر میتواند وجود سنگ مادر نامناسب مثل سنگ مادر بازالتی با اکسید سیلیسیم در حدود ۵۲ درصد وزنی، طولانی بودن زمان بوکسیتی شدن سنگ مادر، تشکیل فازهای کانیایی حد

واسط، محیط تشکیل و سیستم زهکشی ضعیف را نام برد[9]. موقعیت زون بوکسیتی در نمودار سه متغیره Al_2O_3-Fe_2O_3-SiO_2 (Aleva, 1994) سه تیپ کانسنگی شامل بوکسیت، فریتیک بوکسیت و کائولینیت بوکسیتی را برای این نهشته مشخص کرده است(شکل ۴-B). با توجه به نمودار و ترتیب زون بوکسیتی در منطقه به ترتیب کائولینیت بالایی در محدوده کائولینیت بوکسیت و بوکسیت، بوکسیت سخت در محدوده بین بوکسیت و فریتیک بوکسیت، بوکسیت شیلی در محدوده بین بوکسیت و لاتریت وکائولینیت پایینی در محدوده کائولینیت بوکسیت و بوکسیت کائولینیت نشان داده شده است.



شکل ۴) A نمودار سه متغیره هوازدگی schelman, 1983، B نمودار سه متغیره ترکیب کانی شناسی Aleva, 1994

رسم نمودار دوتایی Ni در مقابل Cr نشان می دهد که این نهشته از نوع بوکسیت های کارستی بوده که با توجه به نزدیک بودن موقعیت نمونه ها که در مجاورت بازالت می توان سنگ منشاء بازالتی را به خوبی برای این کانسار در نظر گرفت(شکل ۵-A). همچنین رسم نمودار دوتایی Ti در مقابل Zr نشان دهنده یک منشا بازالتی برای این کانسار می باشد(شکل ۵ –B) با توجه به این نمودار ها می توان ادعا کرد که دایک آندزیتی در این منطقه می تواند به عنوان محتمل ترین پروتولیت در این نهشته بوکسیتی باشد



شکل ۵) A نمودار دوتایی نیکل در مقابل کروم، B نمودار دوتایی تیتان در مقابل زیرکن

بر اساس ترکیب شیمیایی و کانی شناسی بوکسیت های دیاسپوری دنیا به گروه های مختلفی تقسیم شده اند (Bardossy 1982 ,Bardossy & Aleva 1990, Mordberg 1999) که یک گروه مهم از این بوکسیت های دیاسپوری دارای ترکیب کانی شناسی کائولینیت، سیدریت، پیریت و شاموزیت است که مثال معروف آن بوکسیت نووآ رودآ در لهستان است(Mordberg 1999) که شباهتی با بوکسیت جاجرم دارد. ظاهرا این تیپ کانسارها براثر قرارگیری در شرایط متوسط احیایی و فشارهای تکتونیکی و دگرسانی های حاصل از آن تشکیل می شوند. برقراری شرایط احیایی پس از تشکیل نیمرخ کانسار بوکسیت موجب تغییر ترکیب کانی های آهن دار شده و باعث تبدیل گوتیت و هماتیت به سیدریت، پیریت و کانی های ثانویه دیگر می شود[10].

بررسی هایی که عابدینی(۱۳۸۷) و کلاگری(۱۳۸۸الف، ۱۳۹۰) بر روی نهشته های بوکسیتی پرمین در بوکان انجام دادند حاکی از آن است که سنگ هایی با ترکیب بازالت-آندزیت محتمل ترین سنگ مادر برای نهشته های آن منطقه است[11]. با توجه به این موضوع و وجود دایک آندزیتی در منطه جاجرم که سازند دولومیتی الیکا، زون بوکسیتی و سازند شمشک را قطع کرده است می تواند همانند منطقه بوکان این نکته را یادآور شود که این سنگ می تواند سنگ مادر بوکسیت جاجرم باشند.

نتیجه گیری

چینه شناسی منطقه از پایین به بالا شامل سازند الیکا، زون بوکسیتی و سازند شمشک می باشد. زون بوکسیتی خود متشکل از ۴ لایه به ترتیب از پایین به بالا کائولینیت زیرین، بوکسیت شیلی، بوکسیت سخت و کائولینیت بالایی می باشد. اصلی ترین و فراوان ترین کانی در زون بوکسیتی دیاسپور و بعد از آن شاموزیت، کائولینیت وهماتیت می باشد. با توجه به نمودار های دوتایی اکسیدهای اصلی بهترین همبستگی مثبت میان Al_2O_3 در مقابل TiO_2 و همبستگی منفی در Al_2O_3 در مقابل SiO_2 دیده می شود. نمودار Schelman شدت هوازدگی از ضعیف تا شدید را برای بوکسیت های این منطقه نشان می دهد. با توجه به نمودار های دوتایی کروم و نیکل و همچنین تیتانیم و زیرکن منشاء بوکسیت ها می تواند بازالت ها باشند که می توان دایک موجود در منطقه را شاهدی بر این امر گرفت و آن را به عنوان محتمل ترین پروتولیت در این نهشته دانست.

منابع فارسی

[2]شهریاری، م.، - 1365 ذخایر بوکسیت کارستی(با بستر کربناته)، جهاد دانشگاهی دانشکده فنی دانشگاه تهران 226 ص.

[3]شمعانیان غ.، امینی ل.، شتایی ش.، عظیم محسنی م.، " تحلیل های مکانی و آماری برای ارزیابی کیفیت کانسنگ در کانسار بوکسیت جاجرم" مجله علوم زمین (۱۳۹۲)، شماره ۸۷ صفحه ۱۶۳ تا ۱۷۰.

[5] آقانباتی ع.، "زمین شناسی ایران"، سازمان زمین شناسی و اکنشافی معدنی کشور(۱۳۸۳).

[6] شمعانیان غ.، حبیب زاده الف.، عمرانی ه.، "تجزیه و تحلیل عناصر بافتی در بوکسیت های کارستی جاجرم: ترکیب و شرایط تشکیل" مجله زمین شناسی اقتصادی (۱۳۹۲).

[7] بازرگانی گیلانی ک.، خواجه ط.، غیاثی ن.، کریم زاده ز.،" زمین شناسی و پترو گرافی سنگ بستر کانسار بوکسیت جاجرم البرز شرقی، ایران" بیستمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران (۱۳۹۱).

[9]عابدینی ع.، علیپور ص.، خسروی م.، " کانی شناسی، زمین شیمی و کاربرد های صنعتی کانسنگ های بوکسیت درزی ولی، خاور بوکان، شمال باختری ایران" مجله علوم زمین (۱۳۹۳)

[10]رحیم پور بناب ح.، اسماعیلی د.، " پتروگرافی و ژنز کانسار بوکسیت جاجرم" مجله علوم دانشگاه تهران (۱۳۸۶).

Reference

[1] Bardossy G. 1982: Karst bauxite. Elsevier Scientific. Amestrewdam.

[4]Esmaeily D., Rahimpour-Bonab H., Esa-Ashari A., Kananian A., " Petrography and Geochemistry of Jajarm Karst Bauxite Ore Deposite, NE Iran: Implications for Source Rock Material and Ore Genesis" Turkish Journal of Earth Sciences(2009).

[8] Zamanian H., Ahmadnejad F., Zarasvandi A., " Mineralogical and geochemical investigation of the Mombi bauxite deposit, Zagros Mountains, Iran", Chemie der Erda(2015).

[11]Abedini A., Khosravi M., Calagari A.A., "Geochemical characteristics of the Arbanos karst-type bauxite deposit, NW Iran: Implications for parental affinity and factors controlling the distribution of elements" Journal of Geochemical Exploration(2018).

کاهش ریسک و عدم‌قطعیت زمین‌شناسی با به‌کارگیری روش‌های زمین‌آماری در یکی از مخازن نفتی جنوب غرب ایران از طریق افزایش تراکم حفاری‌های اکتشافی

معصومه کریمی[۱]، فرهاد محمدتراب[۲*]، امین حسین‌مرشدی[۳]

۱- دانشجوی کارشناسی‌ارشد مهندسی اکتشاف نفت، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد

۲- عضو هیئت علمی، دانشیار دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد

۳- عضو هیئت علمی، استادیار دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد

چکیده

یکی از ارکان اصلی در اکتشاف مخازن هیدروکربنی، مدل‌سازی صحیح خواص پتروفیزیکی و تهیه‌ی مدل استاتیک مخزن است. مشخصه‌سازی خواص مخزن، نقشی اساسی در تحقق این هدف و برنامه‌های توسعه‌ی میادین هیدروکربنی ایفا می‌کند. این اطلاعات در تعیین محل حفر و تعیین اولویت حفاری چاه‌های جدید استفاده می‌شود. تحلیل و شناخت زمین‌شناسی مناطق بهره‌ده براساس روش‌های مرسوم آماری همواره توام با خطای نسبی بوده که به عنوان عدم قطعیت شناخته می‌شود. وجود عدم‌قطعیت در برآورد پارامترهای پتروفیزیکی یکی از دلایل اصلی عدم موفقیت مورد انتظار در اکتشاف و بهره‌برداری بهینه از میادین نفتی بوده است. پیش‌بینی مکان حفاری‌های جدید در میدان و نحوه توزیع و تراکم آن‌ها و هم‌چنین مشخص کردن تعداد چاه‌های بهینه دارای اهمیت و پیچیدگی بالایی در مدل‌سازی و بهره‌برداری مناسب مخازن هیدروکربنی است. هدف از این مطالعه، کاهش ریسک و عدم‌قطعیت زمین‌شناسی به وسیله مشخص کردن نواحی با اهمیت از نظر خواص مخزنی جهت حفاری چاه‌های جدید با ارائه مدل سه‌بعدی از ویژگی‌های پتروفیزیکی در یکی از میادین نفتی جنوب غرب ایران است. بدین منظور از تخمین زمین‌آماری کریجینگ برای برآورد پارامترهای پتروفیزیکی این مخزن استفاده شده است. براساس تخمین‌های انجام شده، مکان‌های بهینه حفاری در میدان با کاهش خطا و واریانس تخمین مشخص شدند. در نهایت، تعداد ۸ مکان چاه جدید با تحلیل نمودار گرادیان واریانس به عنوان تعداد چاه‌های بهینه به منظور حفاری تکمیلی در این میدان پیشنهاد شد که حفر چاه‌های مذکور منجر به کاهش ریسک و عدم‌قطعیت مدل زمین‌شناسی این میدان خواهد شد.

کلیدواژه: عدم‌قطعیت، حفاری اکتشافی، زمین‌آمار، پارامترهای پتروفیزیکی.

Geological Risk and Uncertainty Reduction Using Geostatistical Techniques in One of the Southwest Iranian Oil Fields by Increasing the Exploration Drilling Density

Abstract

One of the main steps in the exploration of hydrocarbon reservoirs is the precise modeling of petrophysical properties and preparation of a static reservoir model. The characterization of reservoir properties plays a fundamental role in the realization of this goal and the development plans of hydrocarbon fields. This information is used to determine the locations of new wells and their drilling priority. Geological analysis and identification of pay zones based on traditional statistical techniques have always been associated with a relative error, which is known as uncertainty. Uncertainty in the estimation of petrophysical parameters was one of the main reasons of the failure in exploration and

* مسئول مکاتبات

آدرس الکترونیکی fmtorab@yazd.ac.ir

expected optimal operation of oil fields. Designing the layout of complementary drillings and determining the optimal number of wells have high complexity and importance in the modeling and appropriate production of the hydrocarbon reservoirs. The aim of this study was to reduce the risk and uncertainty of geology by specifying the important areas in terms of reservoir properties for locating the new wells by presenting a three-dimensional model of petrophysical characteristics in one of the southwest Iranian oil fields. For this purpose, the kriging geostatistical estimation was used for assessing the petrophysical parameters of this reservoir. Based on estimations, optimum drilling locations in the field were determined through reducing the estimation variance and error. Finally, 8 new drilling wells were proposed by analyzing the variance gradient diagram in this field, which will impact on risk and uncertainty reduction in the geological model of this field.

Key Words: Uncertainty, Exploratory drilling, Geostatistics, Petrophysical parameters.

مقدمه

جنبه‌های پیچیده‌ی علمی، فنی، مالی و اقتصادی پروژه‌های اکتشاف هم‌چنین ریسک و عدم‌قطعیت مرتبط با هریک از فرآیندهای آن، موجب گردیده که نتیجه نهایی پروژه‌های اکتشاف نفت در هاله‌ای از ابهام قرار گیرد. نرخ جهانی موفقیت در پروژه‌های اکتشاف نفت بین ۱۰ تا ۲۵ درصد تخمین زده شده است که نشانگر احتمال بسیار پایین در موفقیت و امکان وقوع یک نتیجه نامطلوب در این پروژه‌ها می‌باشد [۱-۴]. تحلیل و بررسی عدم‌قطعیت نتایج حاصل شده در مدل‌های زمین‌شناسی مخزن (مدل استاتیک) یکی از مراحل بسیار مهم و حیاتی در فرآیند مدل‌سازی زمین‌شناسی محسوب می‌شود و بدون بررسی آن‌ها نمی‌توان بر روی نتایج حاصل شده تصمیم‌گیری دقیقی جهت توسعه میدان انجام داد [۵]. فرآیند اکتشاف را می‌توان به مراحلی چون ارزیابی اطلاعات زمین‌شناسی، انتخاب روش حفاری و ارزیابی نتیجه حفاری تقسیم کرد [۶]. با توجه به این موارد می‌توان هدف پروژه‌های اکتشافی را کشف حوزه‌هایی با قابلیت گسترش، تولید، تجارت و بازپرداخت سود مورد انتظار متناسب با ریسک و عدم‌قطعیت اعمال شده دانست. دست‌یابی به این هدف، مستلزم دیدگاه مهندسی، جمع‌آوری، طبقه‌بندی و تحلیل حجم وسیعی از اطلاعات مختلف در سایه‌ی تجارب، تلاش‌ها، قضاوت‌ها و راهکارهایی که پروژه را به یک اجرای موفقیت‌آمیز هدایت خواهد کرد، می‌باشد [۷]. اخیراً روش‌های زیادی برای مدل‌سازی و بهینه‌سازی به هدف کاهش ریسک اکتشاف وجود دارد و در حال حاضر برخی از آن‌ها برای کاهش عدم‌قطعیت به کار برده می‌شود. با این حال، این موضوع گسترده است و شامل بسیاری از مطالعات موردی با تکنیک‌های متفاوت است [۸-۱۰]. طباطبایی نژاد و همکاران با استفاده از معادله کوری و در نظر گرفتن تولید صعودی در سال‌های ابتدایی و استفاده از مدل بهینه‌یابی الگوریتم ژنتیک (Genetic Algoritm) نشان دادند برای هر میدان تنها یک عدد به عنوان تعداد بهینه چاه وجود دارد که بیش‌ترین بازده اقتصادی را دارد و تعیین این عدد به هر دو عامل فنی و اقتصادی مخزن وابسته است و مدل الگوریتم ژنتیک را مدلی کارا برای تعیین تعداد بهینه چاه‌ها معرفی کردند[۱۱]. محققان دیگر با در نظر گرفتن عدم‌قطعیت گام بلندی در بهینه‌سازی و تعیین تعداد بهینه چاه‌ها و محاسبات اقتصادی برداشتند [۱۲]. نتایج نشان داد که معادله‌های تحلیلی شاید روش‌های دقیقی برای تعیین تعداد بهینه چاه نباشند ولی روشی مناسب برای تأیید و کنترل دیگر روش‌ها هستند و نتایج کلی صحیحی را ارائه می‌دهند.

هدف از انجام این پژوهش، بهینه‌سازی تعداد چاه‌های تکمیلی و تعیین محل بهینه حفر این چاه‌ها در یکی از میادین نفتی جنوب غرب ایران می‌باشد. در نظر گرفتن عدم‌قطعیت مدل استاتیکی مخزن با برآورد خطای تخمین پارامترهای پتروفیزیکی و کاهش ریسک و عدم‌قطعیت با تکمیل اکتشاف و تراکم حفاری‌های جدید در این مخزن مورد تحلیل قرار گرفته است. تعیین تعداد نقاط و محل بهینه حفاری‌های اکتشافی، در کاهش ریسک و هزینه‌های اکتشافی مخزن نقش اساسی داشته که تحلیل و مدل‌سازی آن هدف اصلی این مقاله می‌باشد.

میدان مورد مطالعه

میدان مورد مطالعه، از میادین نفتی جنوب غرب ایران است که در شمال شرقی اهواز قرار دارد. طول این میدان ۳۹ کیلومتر و عرض آن ۴ کیلومتر است. ظرفیت تولید نفت خام این میدان به طور متوسط معادل ۹۱ هزار بشکه در روز است، که از طریق ۳۲

حلقه چاه فعال در دو سازند آسماری و گروه بنگستان تولید می‌شود. رخنمون سطحی این میدان از سازندهای آغاجاری و بختیاری تشکیل شده است. هم‌چنین ساختمان این میدان در افق بنگستان چین‌خوردگی بسیار ملایمی دارد که به وسیله دو گسل رو رانده احاطه شده است. ابعاد ساختار بر روی افق بنگستان به طول ۳۲ کیلومتر و پهنای ۴/۵ کیلومتر محاسبه شده است. مخزن بنگستان شامل دو سازند ایلام و سروک است. ایلام و سروک هر دو از جنس کربناته هستند و پس از سازند آسماری مهم‌ترین سنگ مخزن-های نفتی کشور می‌باشند. مرز زیرین سازند سروک نامشخص است و مرز فوقانی آن با سازند ایلام به طور ناهمساز بوده که با توجه به محتوای فسیلی می‌توان به مرز ناپیوستگی فرسایشی میان آن‌ها اشاره نمود، به طوری که سازند سورگاه در این میدان رسوب-گذاری نکرده است. لذا مرز سازندهای ایلام و سروک با نبود رسوب‌گذاری کنیاسین همراه است و همین مسئله باعث پیچیدگی این میدان نسبت به میدان‌های دیگر شده است.

روش و مراحل کار

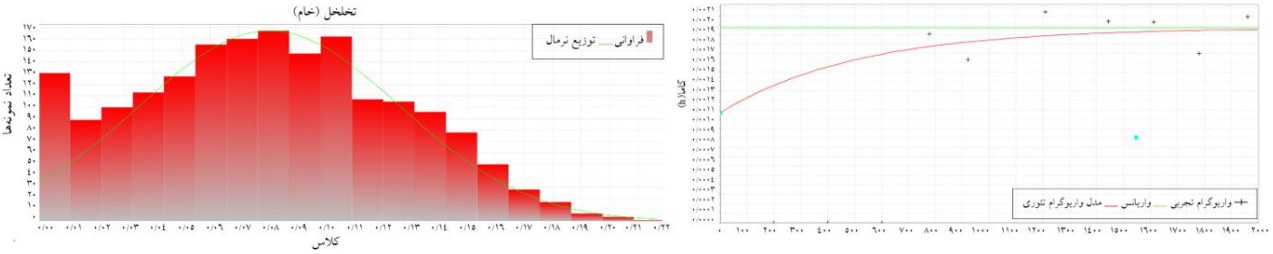
تجزیه و تحلیل داده‌ها در محیط نرم‌افزار زمین‌آماری سورپک (Surpac) انجام شده است. ابتدا اطلاعات زمین‌شناسی و داده‌های اکتشافی اولیه میدان مورد مطالعه جمع‌آوری و به ساخت بانک اطلاعاتی از داده‌های مذکور اقدام گردید. تجزیه و تحلیل‌های آماری یکی از ارکان اساسی در بررسی عدم‌قطعیت داده‌هاست که بر روی داده‌های مذکور انجام و مشخصه‌های آماری پارامترهای پتروفیزیکی مخزن محاسبه و تحلیل گردید (جدول ۱). هیستوگرام و مدل واریوگرام تئوری تخلخل، هیستوگرام و مدل واریوگرام تئوری اشباع آب در شکل‌های ۱ و ۲ نشان داده شده است. با ساخت مدل بلوکی از مخزن موردمطالعه، پارامترهای پتروفیزیکی به روش زمین‌آماری کریجینگ تخمین خورده و تغییرپذیری و عدم‌قطعیت این پارامترها در مدل بلوکی ارائه گردید. مکان اولین حفاری در محل با حداکثر عدم‌قطعیت (واریانس کریجینگ) مشخص و در هربار اطلاعات پایگاه داده با در نظر گرفتن محل حفاری جدید به روز رسانی می‌شود و دوباره کریجینگ و واریانس کریجینگ محاسبه می‌گردد. در نهایت، با در نظر گرفتن چیدمان چاه-های مختلف، شرایط بهینه جهت کاهش حداکثری ریسک و خطای تخمین برآورد و ارائه شد. همانطور که از جدول۱ استخراج می‌شود، تخلخل در این مخزن از صفر تا حدود ۲۲ درصد و اشباع آب از حداقل ۱/۶ تا ۱۰۰درصد تغییر می‌کند. مقدار ضریب تغییرات متوسط پارامترهای مذکور نشان از تغییرپذیری متوسط تا روبه بالای ویژگی‌های کیفی این مخزن دارد که تغییرات ناگهانی آن در بعضی از نقاط این مخزن، ریسک مدل‌سازی و عدم‌قطعیت زمین‌شناسی این میدان را افزایش می‌دهد.

با تحلیل واریوگرام‌های مربوطه (جدول۲)، مشخص گردید که تغییرپذیری پارامترهای پتروفیزیکی در این مخزن حتی در فواصل کم نیز نسبتاً شدید است (بالا بودن اثر قطعه‌ای واریوگرام‌ها نسبت به سقف واریوگرام) و این خود گواهی بر بالا بودن ریسک مدل‌سازی زمین‌شناسی در این مخزن است. نسبت‌های ناهمسانگردی به دست‌آمده نشان از تغییرپذیری متفاوت و ناهمسان‌گردی در جهات مختلف فضایی دارد و این خود بر پیچیدگی مدل استاتیک مخزن می‌افزاید (جدول۲).

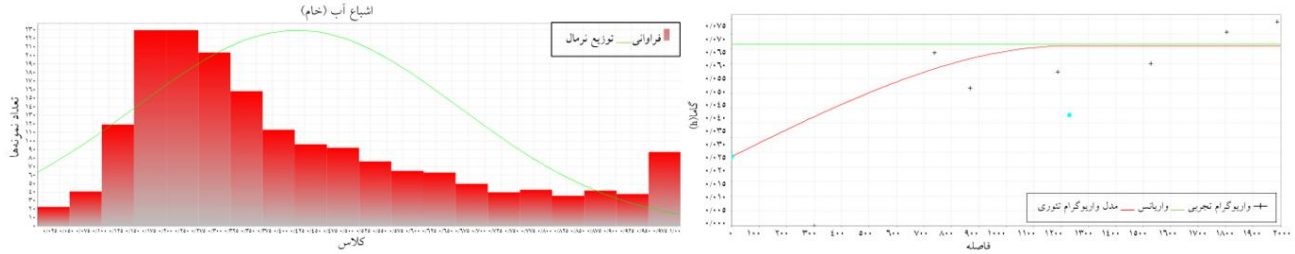
مراحل تخمین در مدل بلوکی به شرح زیر انجام شده است:

- ساخت مدل بلوکی با ابعاد بلوک‌های ۲۰*۲۰۰*۲۰۰ متر و تعریف پارامترهای موردنیاز در مدل بلوکی
- تخمین تخلخل و اشباع آب به روش کریجینگ معمولی (Ordinary kriging) در مدل بلوکی با استفاده از پارارمترهای واریوگرام و بیضوی ناهمسان‌گردی (جدول۲)
- محدود کردن مدل بلوکی به مرز مورد تخمین جهت مشخص شدن محدوده دقیق مخزن

در شکل‌های ۳ و ۴ به ترتیب تغییرات تخلخل و اشباع آب تخمینی در مدل بلوکی و در شکل‌های ۵ و ۶ به ترتیب تغییرات واریانس تخلخل و اشباع آب نشان داده شده است. همان‌طور که در این شکل‌ها ملاحظه می‌گردد، کم‌ترین واریانس تخمین در اطراف چاه‌های حفر شده و در محدوده‌ی شعاع تأثیر آن‌ها شکل گرفته است.



شکل ۱ شکل سمت چپ: نمودار هیستوگرام تخلخل، شکل سمت راست: مدل واریوگرام تئوری برازش داده شده بر روی واریوگرام تجربی تخلخل



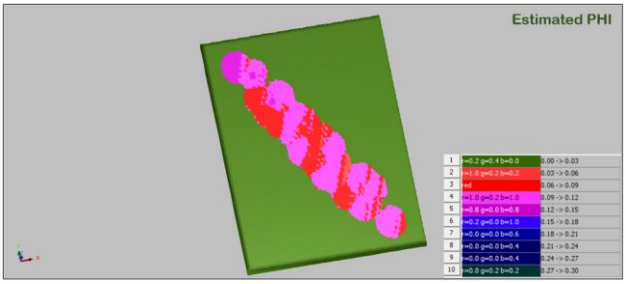
شکل ۲ شکل سمت چپ: نمودار هیستوگرام اشباع آب، شکل سمت راست: مدل واریوگرام تئوری برازش داده شده بر روی واریوگرام تجربی اشباع آب

جدول ۱پارامترهای آماری داده‌های خام اولیه

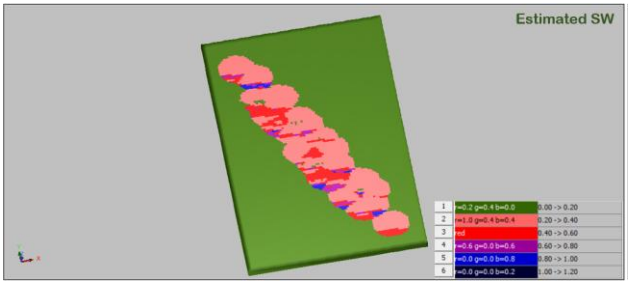
پارامتر پتروفیزیکی	تخلخل	اشباع آب
تعداد داده ها	۱۸۴۳	۱۸۴۳
کمینه داده‌ها (٪)	۰	۰/۰۱۶
بیشینه داده‌ها (٪)	۰/۲۱۹۳	۱
میانگین (٪)	۰/۰۸۰۸	۰/۴۱۳۳
میانه (٪)	۰/۰۸۰	۰/۳۳۵
واریانس ^{۲} (٪)	۰/۰۰۲	۰/۰۶۱
انحراف معیار (٪)	۰/۰۴۵۵	۰/۲۴۸۰
ضریب تغییرات (٪)	۵۶/۳۱	۶۰/۰۰
چولگی	۰/۱۲۸	۰/۸۶۸
تیزی	۲/۳۴۱	۲/۷۷۰

جدول ۲ پارامترهای واریوگرافی و بیضوی ناهمسان‌گردی تخلخل و اشباع آب

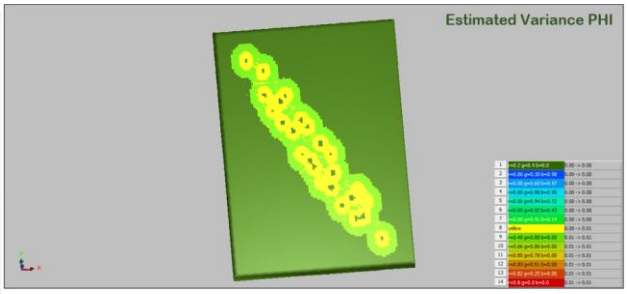
پارامتر پتروفیزیکی	تخلخل	اشباع آب
مدل واریوگرام	نمایی	کروی
دامنه واریوگرام (متر)	۱۵۴۷	۷۷۳/۳
سقف واریوگرام ^{۲} (٪)	۰/۰۰۲	۰/۰۶۱۷
اثرقطعه‌ای ^{۲} (٪)	/۰۰۱۱	/۰۲۰۳
آزیموت (درجه)	۱۵۰	۱۶۷/۵
زاویه میل (درجه)	۲۰	۲۸
شیب (درجه)	-۱۹/۶	۹/۲
نسبت ناهمسان‌گردی (major/minor)	۱/۹۷	۲/۲۸
نسبت ناهمسان‌گردی (major/semi)	۱/۱۳	۱/۰۶



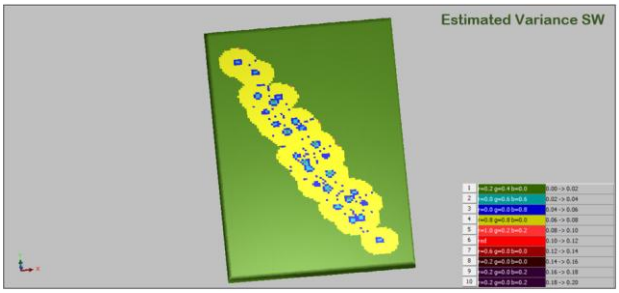
شکل ۳ تغییرات تخلخل تخمین خورده در مدل بلوکی



شکل ۴ تغییرات اشباع آب تخمین خورده در مدل بلوکی



شکل ۵ تغییرات واریانس تخلخل در مدل بلوکی



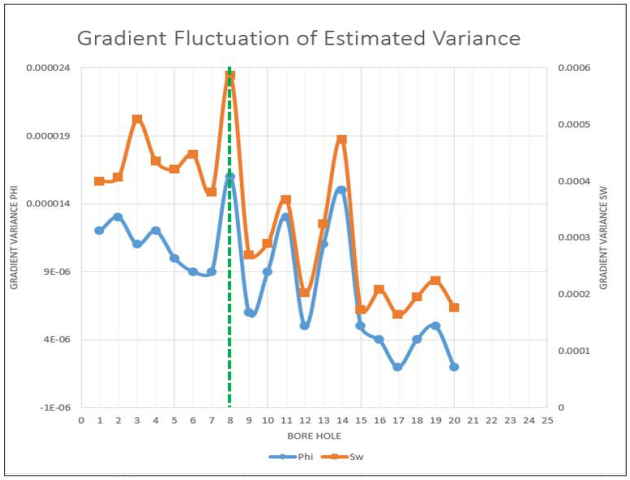
شکل ۶ تغییرات واریانس اشباع آب در مدل بلوکی

تحلیل عدم‌قطعیت و تعیین محل چاه‌های تکمیلی بهینه جهت کاهش ریسک تخمین

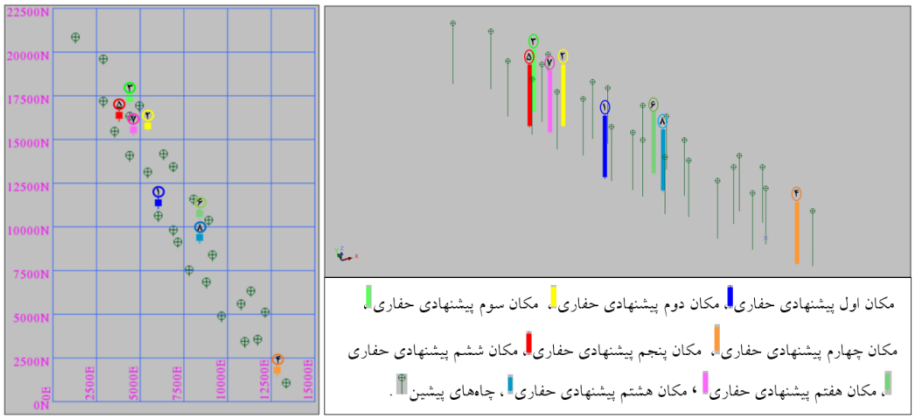
به منظور کاهش عدم‌قطعیت زمین‌شناسی، محل بهینه چاه‌های تکمیلی از طریق کاهش خطا و واریانس تخمین در داخل زون بهره‌ده (حدفاصل چاه‌های قبلی) در نظر گرفته شد. با توجه به شعاع تاثیر واریوگرام‌ها، هر چاه بهینه جدید به گونه‌ای تعیین محل شد تا در منطقه تاثیر چاه با اولویت قبلی و چاه‌های قدیم قرار نگیرد.

بحث

بعد از تعیین محل حفاری‌های بهینه، لازم است تا تأثیر اضافه کردن هریک از حفاری‌ها در تخمین و واریانس پارامترهای پتروفیزیکی مورد ارزیابی قرار گیرد. حفاری‌های تکمیلی، تاثیر قابل توجهی بر کاهش واریانس و خطای تخمین دارند و قادر خواهند بود تا سطح اعتماد به تخمین‌های انجام شده را افزایش دهند. در شکل ۷ نمودار تغییرات گرادیان واریانس با افزایش تراکم شبکه اکتشافی و اضافه شدن تعداد چاه‌ها ترسیم و تحلیل شده است. تعداد چاه‌های بهینه بر اساس بیشینه شدن گرادیان تغییرات واریانس کریجینگ هم بر اساس معیار تخلخل و هم بر اساس معیار اشباع آب، تعداد ۸ چاه تعیین شده است. بر این اساس، در شکل ۸ مکان بهینه حفاری‌های تکمیلی جدید در حد فاصل شبکه حفاری‌های قدیم نشان داده شده است.



شکل ۷ نمودار تغییرات گرادیان واریانس تخمین تخلخل و اشباع آب نسبت به تعداد حفاری های اکتشافی



شکل ۸ مکان‌یابی چاه‌های بهینه تکمیلی به ترتیب اولویت حفر در حد فاصل شبکه چاه‌های قدیم در دو نمای افقی و قائم

نتیجه‌گیری

پیش‌بینی درست و بهینه مکان‌های حفاری در میادین، مسئله پیچیده‌ای در میادین نفت و گاز می‌باشد که محققان برای چندین دهه با آن درگیر بوده‌اند. در این تحقیق، مسئله کاهش ریسک و عدم‌قطعیت زمین‌شناسی با افزایش تراکم حفاری‌های جدید از طریق تجزیه و تحلیل پارامترهای پتروفیزیکی و برآورد واریانس تخمین مطرح شده است. مطالعات آماری و تحلیل واریوگرام‌های ترسیم شده بر روی پارامترهای پتروفیزیکی این میدان نشان‌دهنده تغییرپذیری شدید این پارامترها حتی در فواصل کم و پیچیدگی اکتشاف در این میدان است. تخمین‌های زمین‌آماری مثل کریجینگ قادر خواهند بود تا علاوه بر تخمین بهینه، میزان خطای تخمین را نیز در اختیار کاربر قرار دهند. با تحلیل این خطاها و محاسبه گرادیان تغییرات واریانس، تعداد چاه‌ها و مکان بهینه حفاری‌های تکمیلی به منظور کاهش ریسک و عدم‌قطعیت در این میدان طراحی و بهینه‌سازی شد. نتایج تحلیل خطای پارامترهای پتروفیزیکی، نشان می‌دهد که ۸ مکان بهینه حفاری برای این میدان بیش ترین تاثیر را در کاهش خطا و واریانس تخمین دارد.

منابع

1- Lerehe, G ,Geological Risk and Uncertainty in Oil Exploration, New York, Academic press,1997

2- Capan, E.C. ,Dealing with Exploration Uncertainties, in Steinmetz R., ed., The Business of Petroleum Exploration: AAPG Treatise of Petroleum Geology-Handbook of Petroleum Geology: 29-61, 1993.

3- Rose, P.R. Risk Analysis and Management of Petroleum Exploration Ventures: AAPG Methods in Exploration Series, No. 12.Tulsa, Okla., 2002.

4- Mian, M.A. Project Economics and Decision Analysis: Volume II: Probabilistic Models. PcenWell Publishing Co., 'Enka, OK 2002.

۵- جان احمد ب.، کدخدایی ع.، منتظری غ. ، کامرانی ک.، آنالیز عدم قطعیت در مدل زمین شناسی یکی از میادین نفتی زاگرس، اولین کنفرانس بین المللی نفت، گاز، پتروشیمی و نیروگاهی، ۱۳۹۱

6- Minassian, V.K., Exploration Risk Management and Business Development in the Petroleum Industry, AACE International Transactions, ABI/INFORM Global, 2003.

7- Smith, M.D., and D.R. Jones., Trend Analysis, inSteinmetz, R.,(ed.),The Business of Petroleum Exploration:AAPG Treatise of Petroleum GeologyHandbook of Petroleum Geology,: 215-236, 1993.

8- Gossage B., The application of indicator kriging in the modeling of geological data [R]. West Perth WA Australia, Symposium on Beyond Ordinary Kriging, 1998: 40.

9- Marinoni O. Improving geological models using a combined ordinary–indicator kriging approach [J]. Engineering Geology, ,69: 37-45, 2003.

10- Gholamnejad J, Ansari A H, Yarahmadi bafghi A, Taqizadeh M. Determination of ore/waste contacts by using indicator kriging, case study: Choghart iron mine of Iran [J]. International Journal of Engineering, 2010, 23: 269-276.

11- Tabatabaei Nejad A., Vahidi Aleagaha A. and Salari S., Estimating optimum well spacing in a Middle East onshore oil field using a genetic algorithm optimization approach, SPE Middle East oil and Gas show and Conference, pp. 11-14 Ma., Bahrain, 2007.

12- Al-Herthy M., Number of development wells: a decision under uncertainty, The Engineering Economist, Vol. 55: pp. 328-349,

مدلسازی استاتیک مخزن دالان دریکی از میادین جنوب ایران

میثم هژبری[1]* ، سیما رحیمی[2]
۱- ارشد زمین شناسی نفت ، شرکت پترو اسماری بین الملل ، H.meysam86@gmail.com
۲- ارشد زمین شناسی تکتونیک ، شرکت پترو اسماری بین الملل

چکیده

ساخت مدل زمین شناسی با استفاده از روشهای زمین آماری نقش مهم و با اهمیتی را در زمینه سرشت نمایی مخزن ایفا می‌کند. در این مطالعه پارامترهای پتروفیزیکی مخزن دالان بالایی شامل تخلخل مفید، درصد اشباع آب، حجم شیل و تراوایی بر اساس داده‌های زمین‌شناسی، نمودارهای چاه‌پیمایی و مغزه موجود از میدان با استفاده از روشهای زمین آماری مدلسازی شده است.
به این منظور اطلاعات مغزه، عمق سرسازندها، نقشه‌های هم تراز عمقی مربوط به سازندهای کنگان و دالان بالایی، نمودارهای پتروفیزیکی و زون بندی آنها و... میدان مورد استفاده قرار گرفته است.
مخزن مورد مطالعه با ابعاد ۲۵۰x۲۵۰x۱ متر شبکه‌بندی شده و مدل چینه‌ای و ساختمانی میدان ساخته شد. در نهایت با استفاده از روش شبیه‌سازی پی در پی گوسی (SGS) توسط نرم افزار PETREL و انجام محاسبات حجمی، زون K-4-2 به عنوان بهترین زون تولیدی انتخاب شد. نتایج نشان می‌دهد. مدلسازی سه بعدی تا حد قابل ملاحظه‌ای به شناخت توزیع خصوصیات مخزن کمک نموده است.
کلید واژه : مخزن دالان ، مدلسازی استاتیک ، مدل چینه ای و ساختمانی ، نرم افزار petrel

Abstract

Construction of geological model based on geostatistical methods plays a very important role in reservoir characterization. In this study, petrophysical parameters of the Upper Dalan reservoir including effective porosity, water saturation, Permeability and volume of shale were modeled based upon geological, well logging and coring data from the field by geostatistical methods.
For this purpose, Coring data, formation tops, UGC maps of the Kangan and Upper Dalan formations, petrophysical logs and their zonation data along side with fault data from the field were used.
The 3D grid of the studied reservoir was constructed with 250m x 250m x 1m dimensions.
Finally, through the sequential Gaussian simulation (SGS) using PETREL software and performing the volumetric calculations, the zone K-4-2 was characterized a productive zone. The results show that modeling has helped in understanding of the reservoir parameters distribution up to a great exent.

مقدمه

از ابتدای کشف و بهره برداری از مخازن هیدروکربنی این سوال برای همه به وجود می‌آمد که تا چه زمانی می‌توان از مخازن هیدروکربنی بهره برداری کرد و توان نهایی آنها در تولید به چه میزان و شکل و ساختمان مخزن دارای چه چهره‌ای است. امروزه با پیشرفت علوم گوناگون در عرصه کامپیوتر، ریاضیات، زمین آمار و زمین‌شناسی این امکان به وجود آمده است که با استفاده از داده‌های موجود در میدان مورد نظر، این داده‌ها برای سایر نقاط مجهول در میدان مورد تخمین قرار گیرند و چهره و توان تولیدی احتمالی میدان مورد نظر در قالب مدل زمین‌شناسی مورد بررسی قرار گیرد. البته امروزه مدل‌های زمین‌شناسی نه تنها در زمین-شناسی نفت، بلکه در سایر شاخه‌های زمین‌شناسی همچون زمین‌شناسی اقتصادی، آب‌های زیر زمینی، ژئومورفولوژی و... کاربردهای بسیار وسیعی پیدا کرده است. با پیشرفت در نرم افزارهای مدل سازی زمین‌شناسی، امکان تلفیق اطلاعات گوناگون در ساخت مدل زمین‌شناسی امکان پذیر شده است. نرم افزار مورد بررسی در این مطالعه نرم افزار قدرتمند Petrel ساخت شرکت Schlumberger می‌باشد و از حداکثر توان این نرم افزار در ساخت مدل زمین‌شناسی استفاده شده است. در این مطالعه سعی شده از تمامی اطلاعات موجود از میدان گازی پارس شمالی جهت ساخت مدل زمین‌شناسی میدان استفاده شود تا میزان خطا در ساخت مدل‌های پتروفیزیکی و ساختمانی به حداقل برسد.

روش کار:

به طور کلی مراحل کار و تحقیق را می توان به صورت زیر بیان کرد:

-دریافت نتایج تفسیر نمودارهای پتروفیزیکی شامل متغیرهای تخلخل، درجه اشباع آب، حجم شیل

-دریافت نتایج ژئوفیزیکی شامل متغیر تخلخل لرزه ای

-دریافت اطلاعات زمین شناسی

-کنترل کیفی اطلاعات ورودی به نرم افزار

-ساخت مدل ساختمانی میدان با استفاده از نرم افزار Petrel

-زون بندی سازند مخزنی با استفاده از اطلاعات زمین شناسی و نمودارهای پتروفیزیکی بررسی آماری متغیرها

-بررسی زمین آماری و واریوگرافی متغیرها جهت شناخت همبستگی فضایی آنها در فضای مخزن

- انتخاب روش مناسب جهت تخمین نقاط مجهول

-تلفیق اطلاعات ژئوفیزیکی بصورت نقشه‌های Trend در تخمین پارامترهای اشباع آب و تخلخل موثر در فضای مخزن

-تهیه مدل نهایی زمین شناسی

-تهیه زونهای مناسب هیدروکربنی

-تهیه میزان ذخیره در مخزن

در این تحقیق بنا به ماهیت آن، لاجرم چندین هدف مرتبط دنبال شده است:

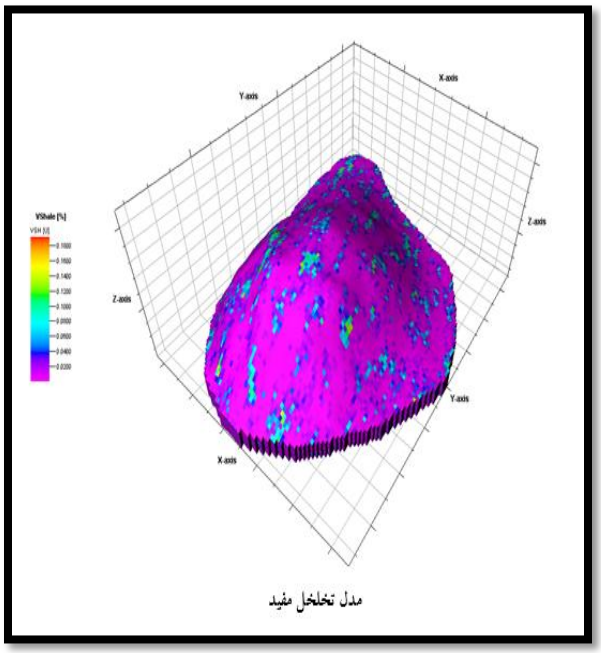
بررسی شکل و ساختمان میدان ،انتخاب اندازه بلوک ها در مدل زمین شناسی ، ساخت مدل ساختمانی میدان و بررسی وضعیت زون ها و سازند ها در آنها ، بررسی علم زمین آمار و روش SGS ، ساخت مدل پتروفیزیکی حجم شیل، تراوایی، تخلخل، اشباع آب ، معرفی بهترین زون از لحاظ مخزنی ، تهیه نقشه های میانگین از خواص مخزنی، انجام محاسبات حجمی و بررسی پارامترهای حجمی مخزن

ساخت مدل پتروفیزیکی حجم شیل، تراوایی، تخلخل، اشباع آب

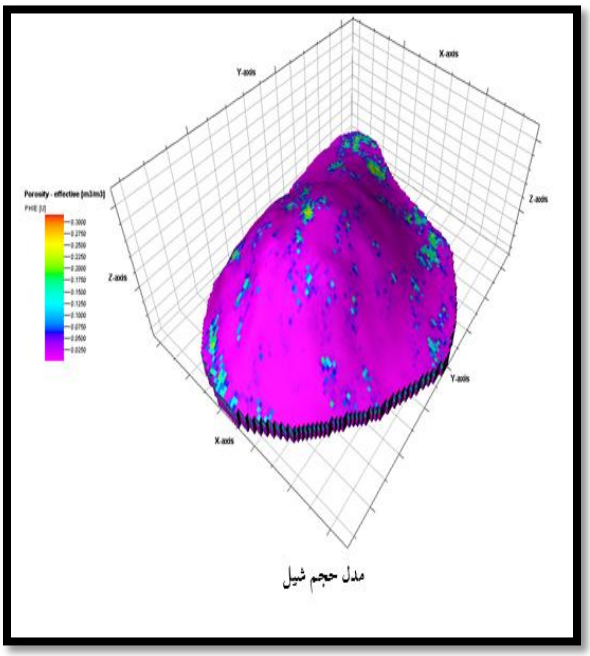
یکی از اهداف مهم این تحقیق تهیه مدل های پتروفیزیکی حجم شیل، تراوایی، تخلخل، اشباع آب بوده است. از میان چاه های ورودی به نرم افزار (۱۷ چاه) فقط تعداد ۱۱ چاه که حاوی نمودارهای پتروفیزیکی بودند مورد استفاده قرار گرفتند و با استفاده از

واریوگرام های رسم شده و روش SGS مدل سازی پتروفیزیکی برای تمامی زون ها انجام شد. از میان مدل ها، تنها مدل تراوایی دارای عدم قطعیت بالاست زیرا اطلاعات ورودی کم و رسم واریگرام ها با مشکل مواجه شد.

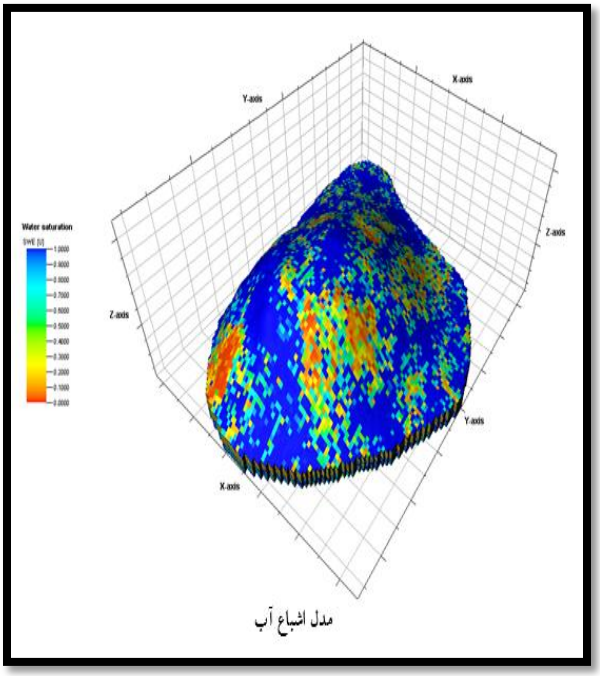
در شکل های زیرمدل حجم شیل و مدل تخلخل مفید و مدل تراوایی و مدل اشباع اب و مدل نسبت خالص به نا خالص و میانگین تخلخل مفید در زون K-4-2 به نمایش درامده است.



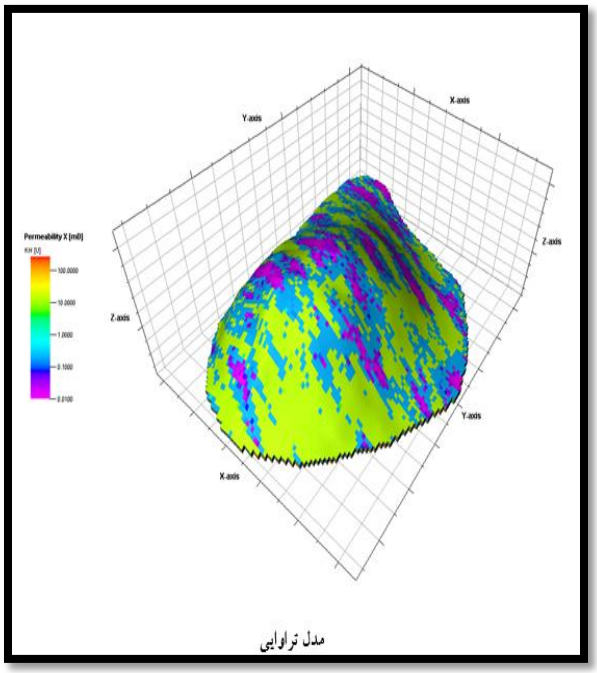
مدل تخلخل مفید



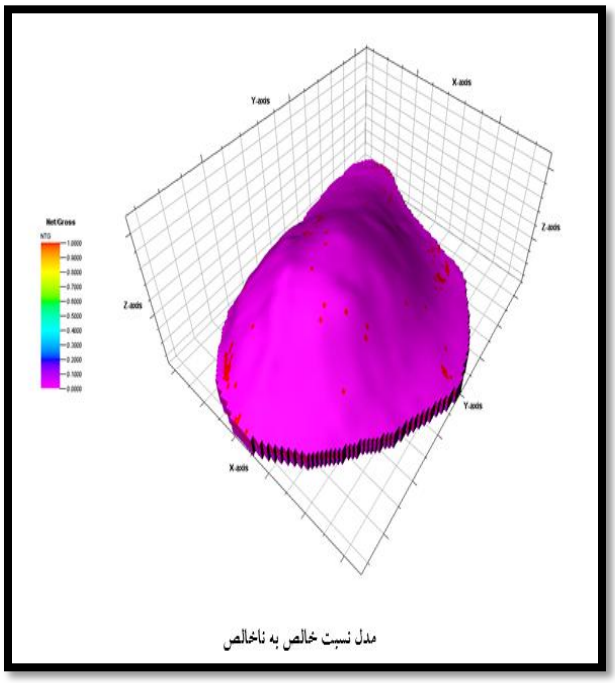
مدل حجم شیل



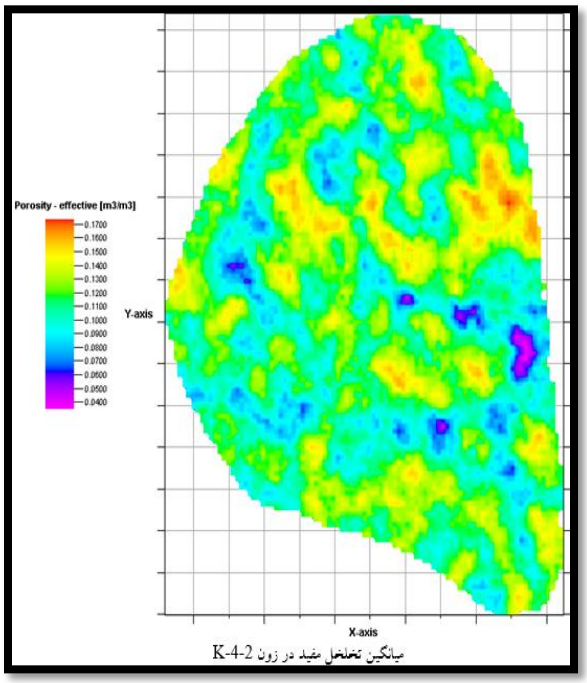
مدل اشباع آب



مدل تراوایی



مدل نسبت خالص به ناخالص



میانگین تخلخل مفید در زون K-4-2

معرفی بهترین زون از لحاظ مخزنی

جهت بررسی خواص مخزنی زون‌ها ابتدا لازم است از تمامی زون‌های مدل شده نقشه میانگین بر اساس خواص مخزنی مورد نظر تهیه و با یکدیگر مقایسه شوند. البته به طور سریع می‌توان از روی پارامترهای آماری هر زون (به عنوان مثال میانگین)، خواص مخزنی آن زون را پیش بینی کرد. بر اساس میانگین موجود از خواص مورد نظر می توان بهترین و بدترین زونها را شناسایی کرد:

نام زون	میانگین تخلخل مفید	میانگین اشباع آب	میانگین حجم شیل	میانگین NTG
K-3-1	۰۲/۰	۷۷/۰	۰۱۷/۰	۰۱/۰
K-3-2	۰۶/۰	۳۱/۰	۰۱۳/۰	۱۶/۰
K-3-3	۰۹/۰	۲۷/۰	۰۱۱/۰	۴۱/۰
K-3-4	۷۰/۰	۳۲/۰	۰۱۸/۰	۲۱/۰
K-4-1	۱۰/۰	۱۶/۰	۰۰۸/۰	۴۶/۰
K-4-2	۱۱/۰	۱۸/۰	۰۰۵/۰	۶۲/۰
K-4-3	۰۹/۰	۳۴/۰	۰۰۲/۰	۴۵/۰
K-4-4	۰۷/۰	۵۲/۰	۰۲۶/۰	۲۲/۰
Nar Mbr.	۰۱/۰	۷۵/۰	۰۱۴/۰	۰۰۷/۰

میانگین خواص مخزنی زون‌ها

بر اساس میانگین خواص مخزنی مدل شده در زون‌های مختلف میدان ، معلوم گردید که زون K-4-2 با داشتن تخلخل بالا، اشباع آب پایین، حجم شیل پایین و NTG بالا بهترین زون مخزنی میدان می‌باشد. بر این اساس این زون به عنوان زون مخزنی سازند دالان بالایی در میدان مورد مطالعه معرفی می گردد.

معرفی پارامترهای حجمی میدان

پس از انجام محسبات حجمی در مدل های ساخته شده، پارامترهای حجمی میدان به دست آمد. این نتایج از روابط گفته شده در فصل قبل بدست آمده است و این محاسبات نیز مشخص می کنند که زون K-4-2 دارای بالاترین حجم گاز در جای مخزن است:

نام زون	Bulk volume [*10^6 m3]	Net volume[* 10^6 m3]	Pore volume[* 10^6 rm3]	HCPV gas[*1 0^6 rm3]	STOIIP (in gas)[*1 0^6 sm3]	GIIP (in gas)[*1 0^6 sm3]	GIIP[* 10^6 sm3]	Recoverable gas[*10^6 sm3]
K-4-2	۹۰۸۱	۵۸۸۵	۸۵۶	۷۶۱	۰	۲۴۷۱۴۲	۲۴۷۱۴۲	۲۴۷۱۴۲

میانگین خواص مخزنی زون‌ها

نتیجه گیری

۱-با استفاده از مدل زمین‌شناسی تهیه شده، نقشه‌های هم تراز زیر زمینی سازند های کنگان و دالان بالایی اصلاح، و این نقشه برای زون‌های سازند دالان بالایی تهیه گردید.

۲-با تصحیح شدن نقشه های هم تراز عمقی، چاه های جدید در میدان با دقت بالاتری طراحی خواهند شدو عمق ورود آنها به زون ها قابل تخمین است.

۳-نقشه های هم ضخامت برای تمامی زون های سازندهای دالان بالایی ایجاد گردید و این نقشه تغییرات ضخامت در لایه ها را برای ما مشخص کرد و از آنها در مدل سازی ساختمانی میدان استفاده شد.

۴-مدل ساختمانی میدان پارس با استفاده از اطلاعات موجود (چاه ها، عمق ورود چاه ها به زون ها، نقشه های هم ضخامت و...) ساخته شد و تغییرات ضخامت لایه ها در آن مشخص شد. با تهیه مدل ساختمانی اززِ میدان می توان به بسیاری از مجهولاتبصری میدان، همچون شیب و امتداد و ضخامت لایه ها پاسخ داد.

۵-عوامل موثر در انتخاب ابعاد بلوک‌بندی مدل زمین‌شناسی مورد بررسی قرار گرفت و بر اساس اطلاعات موجود از میدان بهترین ابعاد انتخاب شد.

۶-بر اساس مطالعات انجام شده مشخص شد که جهت انجاب روش درشت نمایی نمودارهای پتروفیزیکی اشباع آب، حجم شیل و تخلخل مفید بهترین روش میانگین گیری حسابی و برای نمودار تراوایی روش میانگین گیری هندسی است.

۷-استفاده از زمین آمار و واریوگرام‌ها در بررسی همبستگی فضایی خواص مخزنی در سازند دالان بالایی انجام شد و نتایج آن مورد بررسی قرار گرفت.

۸-در رسم واریوگرام ها سعی شد جهتی انتخاب شود که سقف واریوگرام به عدد ۱ و اثر قطعه ای به ۰.۲ نزدیک باشد تا بهترین پیوستگی بین داده ها مشخص شود.

۹-مدل سازی خواص مخزنی (مدل سازی پتروفیزیکی) با استفاده از روش شبیه‌سازی متوالی گوسی (SGS) انجام شد و و با توجه به نمودار اطلاعات ورودی و مدل شده معلوم گردید این روش یکی از بهترین روشها در مدل‌سازی پارامترهای پتروفیزیکی محسوب می‌شود.

۱۰-با توجه به اطلاعات بسیار محدود در مورد تراوایی میدان (مقدار بسیار اندک مغزه در سازند دالان بالایی)، مدل تهیه شده دارای عدم قطعیت بالایی می باشد.

۱۱-انجام محاسبات حجمی و بررسی خصوصیات حجمی میدان با در دسترس بودن مدل‌های تخلخل مفید، حجم شیل، اشباع آب، نسبت خالص به خالص انجام شد و نتایج مورد بررسی قرار گرفتند.

۱۲-بر اساس نتایج حاصل از پارامترهای حجمی، حجم سنگ، حجم بازده مخزن، حجم تخلخل مخزن بدست آمد.

۱۳-زون K-4-2 دارای بالاترین مقدار گاز قابل برداشت و قابل بازیافت می باشد و همچنین از لحاظ خواص مخزنی از سایر زون ها با ارزش تر است.

فهرست منابع فارسی

۱ . پارچه بافیه، ف.، ۱۳۸۵، مدلسازی مخزن آسماری در میدان رگ سفید با استفاده از نرم افزار RMS، دانشکده علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

۲ . جان احمد، ب، ۱۳۹۰، مدل سازی زمین شناسی سازندهای ایلام و سروک در میدان نفتی سروستان، دانشکده علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

۳ . حسنی پاک، ع. ا.، ۱۳۸۶، زمین آمار (ژئواستاتیستیک)، دانشگاه تهران

References

1.2005, Sarvestan and Saadat-Abad Fields 3D Seismic Interpretation Report, Fugro-Jason (UK) Ltd

2.2007, Pterel Structural Modeling Course, Schlumberger

ارتباط بین سطوح مثلثی‌شکل و زمین‌ساخت‌فعال در تاقدیس ماله‌کوه، غرب لرستان

مونا حجازی فر*، دانشجوی کارشناسی‌ارشد زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، mona.hejazifar@gmail.com
رضا علی‌پور، استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان
امیرحسین صدر، استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان

چکیده

تاقدیس ماله‌کوه در بخش میانی زیرپهنه لرستان در کمربند چین خورده رانده زاگرس واقع شده‌است. هدف از انجام این پژوهش ارزیابی شواهد ریخت‌زمین‌ساختی‌فعال در تاقدیس ماله‌کوه و تاثیر آنها بر شکل‌گیری اشکال ریخت‌زمین‌ساختی بویژه ساختارهای مثلثی شکل در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. بدین منظور با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و مدل های ارتفاع رقومی تعداد ۱۹۲ سطح مثلثی شکل در ناحیه جبهه کوهستان بر روی یال‌های شمالی و جنوبی تاقدیس ترسیم شده است. برای هر سطح مثلثی شکل مقادیر D, S, A, Bl اندازه‌گیری شده و براساس مقادیر شیب لایه‌بندی و شیب توپوگرافی، تاقدیس ماله‌کوه به هفت پهنه از لحاظ زمین‌ساختی تقسیم بندی شده است. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که ارتباط مستقیمی بین مقادیر شیب لایه‌بندی و شیب توپوگرافی با مقدار طول قاعده سطوح مثلثی شکل وجود دارد. بنابراین مورفولوژی ساختارهای مثلثی شکل متاثر از نیروهای فعال زمین‌ساختی می‌باشد و براساس مطالعات انجام شده بر روی سطوح مثلثی شکل یال جنوب باختری تاقدیس فعالیت بیشتری نسبت به یال شمال خاوری دارد.

کلیدواژه: لرستان، تاقدیس ماله‌کوه، ریخت زمین‌ساخت، ساختارهای مثلثی شکل، زمین‌ساخت فعال.

The relationship between the triangular facet and tectonic in the Malehkuh anticline, West Lurestan

Mona Hejazifar*, MSc Student, Faculty of Basic Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran
E-mail: mona.hejazifar@gmail.com
Reza Alipoor, Assistant Professor, Faculty of Basic Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran
Amir Hossein Sadr, Assistant Professor, Faculty of Basic Science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Abstract

The Malehkuh anticline is located in the middle part of the Lurestan arc, in Zagros Fold and Thrust belt. The aim of this study is assessment of active tectonic evidences in the Malehkuh anticline and their effects on formation of the tectonic features as Triangular face. So, the amount of 192 triangular facets, which formed on northern and southern anticline limbs, were measured in mountain front using satellite imagery and digital elevation model. The strata dip (D), area (A), base length (BL), topographic slope (S) of facets, were measured for each triangular facet and the Malehkuh anticline was subdivided into seven tectonic zones based on bedding dip and topographic slope. Results show that there are correlations between means bedding dip and topographic slope with base length of the triangular facets. Therefor the active tectonic forces influence morphology of triangular facets and, southwestern limb of Malehkuh anticline is more active than northeastern limb based on triangular, morphology data.
Key Words: Lurestan, Malehkuh anticline, Morphology, Triangular facets, Active tectonic.

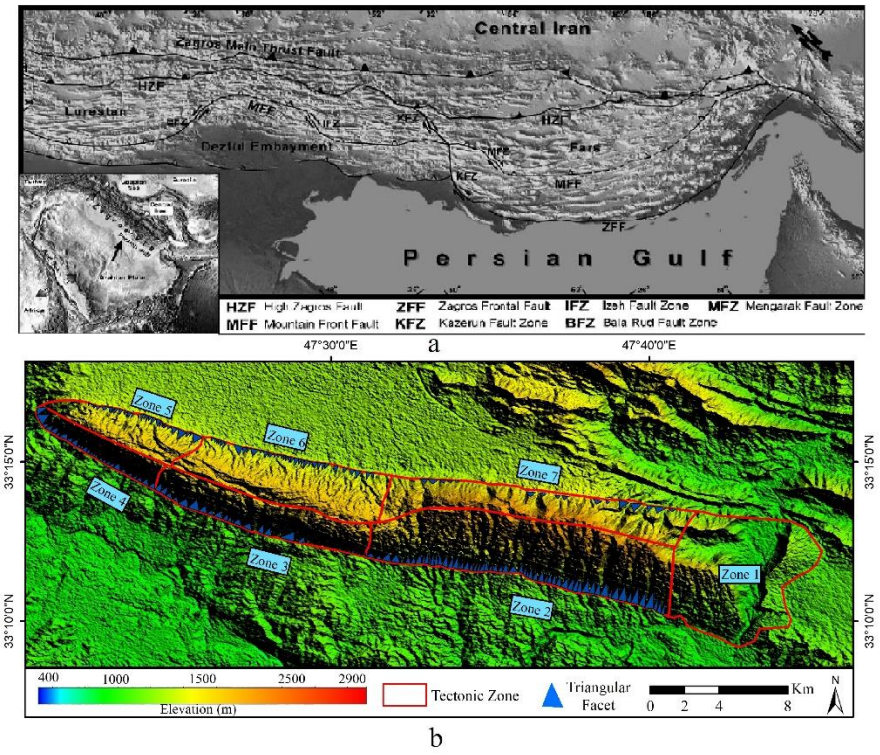
مقدمه

کوهزاد زاگرس بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-هیمالیا و در نتیجه بسته شدن اقیانوس نئوتتیس بین صفحات عربی و اوراسیا تشکیل شده است(Stocklin, 1968; McClay et al, 2004). کمربند چین خورده رانده زاگرس که بخشی از کوهزاد زاگرس است، یک ساختار تکتونواستراتیگرافی مهمی است که براساس ویژگی های ساختاری و تنوع رخساره‌های رسوبی به پهنه های مختلفی تقسیم بندی شده است (Berberian and King, 1981; Talbot and Alavi, 1996; Mohajjel and Fergusson, 2013). این کمربند در راستای شمال‌باختری-جنوب‌خاوری به زیرپهنه های لرستان، فروافتادگی دزفول و فارس تقسیم بندی شده است. روند عمومی ساختارهای چین‌خورده در زیر پهنه لرستان عموما شمال‌باختری- جنوب‌خاوری است و هندسه چین‌ها در این منطقه توسط گسل‌های راندگی و سطوح جدایشی کنترل می‌گردد(Farzipour et al, 2009). وجود تاقدیس‌های بزرگی مانند تاقدیس کبیرکوه در جنوب و جنوب‌باختر و تاقدیس-های کوچک و فشرده‌تر در شمال از ویژگی‌های این منطقه می‌باشد. باتوجه به دگریختی کنونی زیرپهنه لرستان و همچنین بالاآمدگی و رشد جانبی ساختارهای چین خورده، عوارض ریخت‌زمین‌ساختی متعددی در سطح زمین در راستای تاقدیس های زیرپهنه لرستان دیده می شود. برای ارزیابی ریخت‌زمین‌ساخت ساختارهای تاقدیسی عموما از مشاهدات صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی بر روی تصاویر و نقشه های منطقه استفاده می شود. به طور کلی این مطالعات به عنوان ابزارهای اساسی برای شناسایی تغییر شکل‌های ناشی از فعالیت‌های‌زمین‌ساختی مورد استفاده قرار می‌گیرند(Troiani and Della Seta, 2008). از مهمترین عوارض ریخت‌زمین‌ساختی نشان دهنده زمین‌ساخت‌فعال، ساختارهای مثلثی می باشند که در نتیجه عملکرد فعالیت‌های‌زمین‌ساختی در ناحیه جبهه کوهستان تشکیل می-گردند(Ellis et al, 1999; Bull, 2007). در مطالعه این ساختارها اندازه طول قاعده مثلث و همچنین شیب توپوگرافی و لایه بندی از شاخص های مهم رشد و فعالیت ساختارهای چین خورده است. این ساختارهای مثلثی در تاقدیس های کمربند زاگرس و بویژه در زیرپهنه لرستان در مطالعات صحرایی و مطالعه تصاویر هوایی و ماهواره ای قابل مشاهده هستند که نشان دهنده فعالیت بالای زمین‌ساختی این ساختارها می باشند(Bahrami, 2012). یکی از تاقدیس های مهم در زیرپهنه لرستان که شواهد زیادی از زمین‌ساخت فعال و رشد چین را نشان می دهد، تاقدیس ماله‌کوه است که در زیرپهنه لرستان مرکزی و کمربند چین‌خورده رانده زاگرس قرار گرفته است. رخنمون سطحی این تاقدیس را سازندهای آسماری-شهبازان، گچساران، کشکان، تله‌زنگ و امیران تشکیل می‌دهند. این تاقدیس از امتداد کلی زاگرس تبعییت می-کند و شیب لایه‌ها در یال جنوبی بین ۱۰ تا ۸۰ درجه متغیر است و شیب لایه بندی در یال شمالی تاقدیس بین ۱۵ تا ۳۵ درجه تغییر می‌کند(شکل a.۱) بنابراین هدف از این پژوهش بررسی وضعیت زمین‌ساخت‌فعال و شاخص های رشد چین در تاقدیس ماله‌کوه با استفاده از مطالعهء الگوی ساختارهای مثلثی شکل می‌باشد.

روش مطالعه

در این پژوهش نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس یکصدهزار پلدختر وکبیرکوه، تصاویر ماهواره‌ای و مدل‌های ارتفاع رقومی منطقه مورد مطالعه به عنوان داده‌های اولیه وارد محیط نرم‌افزار شده است. سپس با به کارگیری تکنیک‌های نرم‌افزاری و مشاهدات صحرایی، ساختارهای مثلثی شکل در ناحیه جبهه کوهستان در یال‌های شمالی و جنوبی تاقدیس مورد نظر ترسیم شده‌است. برای هر ساختار مثلثی شکل با بکارگیری نرم‌افزار ArcGIS مقادیر Bl(طول قاعده مثلث) که با کشیدن یک خط مستقیم مماس با قاعده مثلث بر حسب متر وA(مساحت هر سطح مثلثی شکل) بر حسب کیلومتر

اندازه گیری شده است. در مرحله بعد میانگین مقادیر S(شیب توپوگرافی) با استفاده از نرم‌افزار گوگل ارث برای هر سطح مثلثی جداگانه محاسبه شده است. شیب لایه‌بندی به طور میانگین در دو طرف یال‌های تاقدیس با کمپاس در طی مشاهدات صحرایی اندازه گیری و محاسبه شده است. محدوده تاقدیس مورد مطالعه با توجه به مقادیر شیب لایه بندی و شیب توپوگرافی در هر یال به هفت پهنه از لحاظ تکتونیکی تقسیم بندی شده است(شکل b.۱). در این تقسیم بندی پهنه‌های دو تا چهار در یال جنوبی تاقدیس و پهنه‌های پنج تا هفت در یال شمال تاقدیس قرار گرفته اند. در این تقسیم بندی بخش جنوب خاوری تاقدیس به دلیل وجود لایه بندی با شیب ملایم و عدم وجود ساختارهای مثلثی شکل به یک پهنه تقسیم شده است.



شکل۱. a. نقشه پهنه‌های ساختاری وگسل های مهم منطقه غرب ایران (Sepehr et al, 2006). b. محدوده قرمز رنگ مشخص شده در شکل a نقشه DEM منطقه مورد مطالعه (تاقدیس ماله‌کوه).

بحث و نتیجه‌گیری

همزمان با رشد جانبی چین اشکال ریخت‌زمین‌ساخت ویژه‌ای در جهت انتشار چین از قبیل کاهش شیب لایه بندی، کاهش برخاستگی نیمرخ توپوگرافی در محور تاقدیس، پیدایش الگوی نامتقارن آبراهه‌ها و پیدایش توالی از هواچاک‌ها به دلیل کاهش ارتفاع در جهت انتشار تشکیل می‌گردد(Keller et al, 1999). ساختارهای مثلثی شکل یکی از شاخص‌های ریخت زمین‌ساختی مهم در ناحیه جبهه کوهستان هستند که تحت تاثیر عوامل زمین‌ساختی در نتیجه گسلش و فشارهای ناشی از تکتونیک به وجود می‌آیند(Bahrami, 2012). کاهش مقدار شیب لایه بندی به سمت شمال باختر در پهنه‌های چهار و پنج حاکی از رشد جانبی چین به سمت شمال باختر می‌باشد(جدول۱).

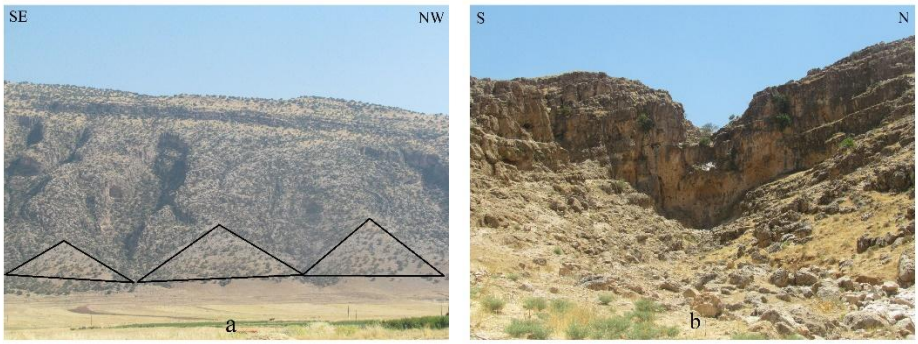
جدول۱. پهنه‌های زمین‌ساختی و تعداد سطوح مثلثی شکل و میانگین فاکتورهای اندازه‌گیری شده یرای هر سطح مثلثی شکل.

شماره پهنه	تعداد سطوح مثلثی	مساحت (مترمربع)	طول قاعده (متر)	میانگین شیب توپوگرافی	میانگین شیب لایه بندی
۱	-	-	-	-	-
۲	۵۹	۸۰۰۰۰	۲۵۸	۳۲	۳۳
۳	۲۷	۶۰۰۰۰	۳۳۸	۵۱	۶۳
۴	۲۸	۵۰۰۰۰	۲۷۶	۵۷	۵۴
۵	۲۹	۳۰۰۰۰	۱۹۸	۲۶	۲۲
۶	۳۳	۴۰۰۰۰	۱۹۸	۲۵	۲۳
۷	۱۶	۶۰۰۰۰	۲۱۹	۳۹	۳۰

مطالعات پیشین بیانگر این مسئله هستند که، جبهه کوهستان با فعالیت زمین‌ساختی بالا دارای سطوح مثلثی شکل به خوبی توسعه یافته با طول قاعده زیاد و جبهه کوهستان با فعالیت زمین‌ساختی پایین دارای ساختارهای مثلثی شکل کوچک مقیاس با طول قاعده کوچک می‌باشد(Wells et al, 1988; Ramirez and Herrera, 1998).

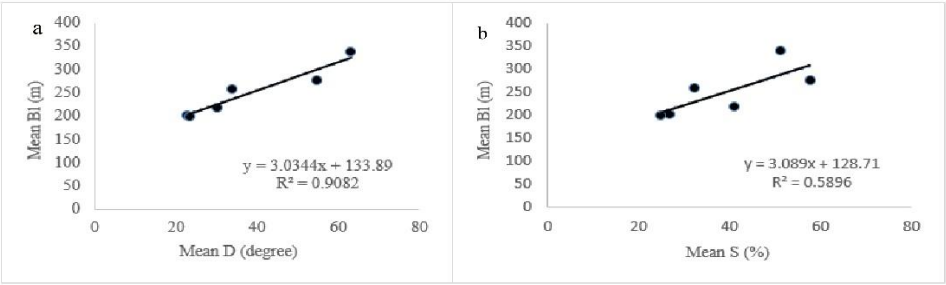
در این پژوهش با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و مشاهدات میدانی تعداد ۱۹۲ سطح مثلثی شکل در بخش‌های شمال خاوری و جنوب باختری تاقدیس ماله‌کوه ترسیم شده است(شکل a.۲). برای هر سطح مثلثی شکل مقادیر شیب لایه بندی، شیب توپوگرافی، مساحت و طول قاعده بر حسب متر اندازه گیری شده است و میانگین مقادیر بدست آمده در هر پهنه در جدول شماره یک ارائه شده است. در منطقه مورد مطالعه بیشترین و کمترین مقدار شیب لایه‌بندی به ترتیب در یال جنوب باختری بخصوص پهنه شماره سه ۶۳ درجه و یال شمال خاوری پهنه شماره پنج ۲۲ درجه می‌باشد. بیشترین و کمترین مقدار شیب توپوگرافی مربوط به پهنه‌های شماره چهار و شش با مقدار۵۷ درصد و ۲۵ درصد می‌باشد. کمترین مقدار طول قاعده مثلث متعلق به پهنه های شماره پنج و شش در یال شمال خاوری تاقدیس ۱۹۸متر و بیشترین مقدار این شاخص مربوط به یال جنوب باختری در پهنه سه با عدد ۳۳۸ متر می‌باشد. به منظور بررسی میزان شیب لایه بندی و شیب توپوگرافی بر روی شکل ساختارهای مثلثی، رابطه خطی بین شیب لایه بندی و شیب توپوگرافی با طول قاعده این ساختارها بدست آمده است. همانطور که جدول ۲ نشان می‌دهد رابطه مستقیمی با ضریب همبستگی بالا ۰/۹ و ۰/۵۸ بین شیب لابندی و شیب توپوگرافی با طول قاعده مثلث ها وجود دارد. بررسی رابطه بین شیب لایه بندی ها و طول قاعده مثلث‌ها نشان می‌دهد که با افزایش شیب لایه‌ها طول قاعده مثلث ها نیز افزایش می یابد. در جدول ۳ رابطه خطی بین شیب لایه بندی و شیب توپوگرافی با مساحت سطوح مثلثی شکل نشان داده شده است.

وجود هواچاک و آب‌چاک در بخش باختری تاقدیس و در یال شمال خاوری پهنه شماره چهار، کاهش شیب لایه‌بندی و کاهش برجستگی‌های توپوگرافی در نیمرخ طولی محور تاقدیس به سمت شمال باختری تاقدیس، اشاره به رشد جانبی چین به سمت شمال باختری را دارد (شکلb.۲).

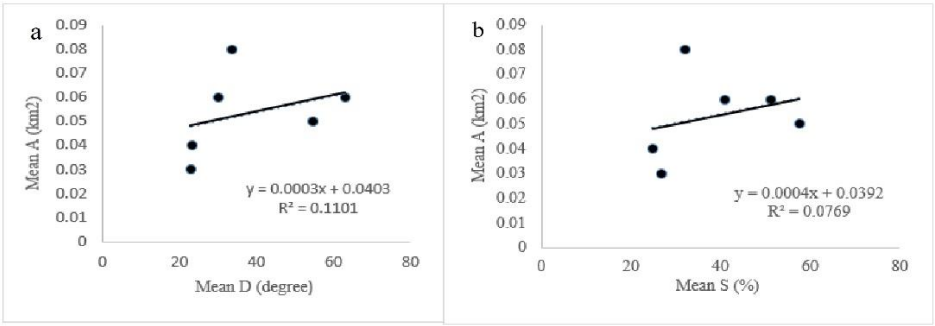


شکل ۲. a، سطوح مثلثی شکل در ناحیه جبهه کوهستان. b، وجود هواچاک در بخش‌های غربی تاقدیس ماله‌کوه.

شیب لایه بندی و درصد شیب توپوگرافی از مهمترین فاکتورهای کنترل کننده شکل سطوح مثلثی شکل بویژه در قسمت قاعده می‌باشند. سطوح مثلثی شکل پرشیب با قاعده طویل موجود در پهنه‌های سه و چهار بیانگر این موضوع هستند که یال جنوب باختری با میانگین بالای مقادیر شیب لایه‌بندی و درصد بالای شیب توپوگرافی چرخش بیشتری را در طول زمان رشد چین متحمل شده است. سطوح مثلثی شکل کوچک مقیاس موجود در یال شمال خاوری تاقدیس در نتیجه عدم وجود فعالیت‌های زمین‌ساختی و نرخ بالای فرسایش حاکی از غیرفعال بودن این یال در طی دوران رشد چین می‌باشد.



جدول۲. a، رابطه خطی بین میانگین شیب لایه‌بندی و میانگین طول قاعده سطوح مثلثی شکل. b، رابطه خطی بین میانگین شیب توپوگرافی و میانگین طول قاعده سطوح مثلثی شکل.



جدول ۳. a، رابطه خطی بین میانگین شیب لایه‌بندی و میانگین مساحت سطوح مثلثی شکل. b، رابطه خطی بین میانگین شیب توپوگرافی و میانگین مساحت سطوح مثلثی شکل.

Rrefrences

Bahrami, S, 2012. Morphotectonic evolution of triangular facets and wine-glass valleys in the Noakoh anticline, Zagros, Iran: Implications for active tectonics ،Geomorphology, 159, pp: 37-49.

Berberian, M., King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeograghy and tectonic evaluation of Iran. Canadian Journal of Earth Scienced. 18, 210-256.

Bull, W.B., 2007. Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology. Blackwell, Malden, USA. 316 pp.

Ellis, M.A., Densmore, A.L., Anderson, R.S., 1999, Development of mountainous topography in the Basin Ranges, USA. Basin Research, 11, 21-41.

Farzipour-Saein, A., Yassaghi, A., Sherkati, S., Koyi, H., 2009. Mechanical stratigraphy and folding style of the Lurestan region in the Zagros Fold Trust Beit, Iran, Journal of the Geological Society 2009. 166, 1101-1115.

Keller, E.A., Gurrola, L., Tierney, T.E., 1999. Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding. Geology 27, 515–518.

Sepehr, M., Cosgrove, J. W., Moieni, M., 2006. The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold thrust belt. Tectonophysics. 427, 265-281.

Stoclin, J., 1968. Structural history and tectonic of Iran. A review, American Association of Petroleum Geologists Bulleitin. 52, 1299-1258.

McClay, K.R., Whitehouse, P.S., Dooley, M., Richards, M., 2004. 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. Marine and Petroleum Geology, 21, pp.857– 877.

Mohajjel, M., Fergusson, C.L., 2013. Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in noethwestern Iran. Int. Geol. Rev, 56(3), 263-278.

Ramírez-Herrera, M.T., 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican Volcanic Belt. Earth Surface Processes and Landforms 23, 317–332.

Talbot, C.J., Alavi, M., 1996. The past of a future syntaxis across the Zagros. In salt tectonics (eds G.I. Alsop, D.J. Blundell and I. Davison), Gelogogical Society of London, London. 100, 89-109.

Troiani, F., Della Sata, M 2008 The use of the Stream Length–Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy, Geomorphology, 102, p. 159-168.

Wells, S.G., Bullard, T.F., Menges, C.M., Drake, P.G., Karas, P.A., Kelson, K.I., Ritter, J.B., Wesling, J.R., 1988. Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. Geomorphology 1, 239–265.

کاربرد شبکه عصبی مصنوعی در تخمین خواص پتروفیزیکی یکی از مخازن هیدروکربوری جنوب ایران

امین ایمانی*[۱] ، میثم هژبری[۲] ، سیما رحیمی[۳]
۱- ارشد زمین شناسی نفت ، شرکت پترو اسماری بین الملل ، Amin_aimar_77@yahoo.com
۲- ارشد زمین شناسی نفت ، شرکت پترو اسماری بین الملل ، H.meysam86@gmail.com
3- ارشد زمین شناسی تکتونیک ، شرکت پترو اسماری بین الملل

چکیده
پارامترهای پتروفیزیکی که از طریق ارزیابی های مغز بدست می آیند هزینه بر و وقتگیر هستند. از این رو در این تحقیق سعی بر آن است که با استفاده از کاربرد تکنیک شبکه های عصبی مصنوعی در تخمین این پارامترها صرفه جویی صورت گیرد. در این تحقیق کاربرد شبکه های عصبی مصنوعی در تخمین خواص پتروفیزیکی مورد بررسی قرار گرفت. روش های تخمین خواص پتروفیزیکی مخزن مانند شبکه آموزشی Early stopping و شبکه پس انتشار خطا BP توضیح داده شد. داده های بدست آمده ازنگاره های چگالی ، نوترون، صوتی ، مقاومت ویژه و گاما در چهار چاه بعنوان داده های ورودی در نظر گرفته شدند. تخلخل حاصل از مغزه و همچنین داده های آب اشباع شدگی محاسبه شده از فرمول Simandoux به عنوان خروجی مطلوب به کار گرفته شده است. سپس تخلخل و اشباع آب با استفاده از شبکه عصبی مصنوعی تخمین زده شدند و نتایج حاصل با خروجی های مطلوب مقایسه و میزان اعتبار آن ها سنجیده شد. مقدار ضریب همبستگی مربوط به تخلخل در چاه های مطالعه شده در فرایند آزمایش برای گروه اول داده ها که شامل نگارهای نوترون، چگالی، صوتی و گاما میباشد. ۰/۹۱۵ و برای گروه دوم داده ها که شامل نگارهای نوترون، چگالی، صوتی به علاوه مقاومت ویژه و آب اشباع شدگی میباشد ۰/۹۸۷ بدست آمد. همچنین مقدار ضریب همبستگی دو شبکه آب اشباع شدگی که نگارهای مقاومت ویژه و تخلخل بدست آمده از مغزه به عنوان ورودی وارد شدند در مرحله آزمایش برابر با ۰/۹۱۹ بدست آمد.

واژه کلیدی : تخلخل ، اشباع آب ، شبکه عصبی مصنوعی

Abstract
Estimating petro physical parameters from assessing core data is so expensive and time consuming. So I used artificial neural networks to optimize the cost and time to estimate the porosity and water saturation parameters. In this work the methods of Early Stopping and back propagation BP were described. The data of density, neutron, sonic, resistivity and gamma logs obtained from four wells were taken as the input data. The porosity of the cores and the water saturation calculated from Simandoux equation were used as the desired output. Then we used artificial neural network technique to estimate the porosity and the water saturation and we compared the results with the desired output to evaluate their verification. I obtained the correlation coefficient of 0.915 for porosity in the step of testing for the first group of input data including neutron, density, sonic and gamma logs. I obtained the correlation coefficient of 0.987 for porosity in the step of testing for the second group of data including neutron, density, sonic, resistivity logs and water saturation. Finaly the correlation coefficient of 0.949 was obtained for

water saturation network in which the input data were resistivity log and porosity of cores in the step of testing.

مقدمه

پتروفیزیک علم مطالعه ویژگی های سنگ ها و اثر متقابل آنها با سیالات (گازها، هیدروکربن های مایع و محلول های آبی) و ارزیابی پتروفیزیکی در حقیقت تفسیر اطلاعات حاصل از نمودار های چاه پیمایی، خرده های حفاری و مغزه است. پارامترهای پتروفیزیکی نظیر تخلخل، تراوائی و اشباع شدگی، کیفیت یک سنگ مخزن را مشخص می کنند و مغزه ها و نگارهای پترو فیزیکی منبع اصلی داده های مورد نیاز جهت تعیین این پارامتر ها هستند.بیشتر خصوصیات پتروفیزیکی مستقیماً قابل اندازه گیری نیستند؛ از این رو باید آنها را از اندازه گیری پارامترهای دیگر سنگ مخزن، مانند مقاومت الکتریکی، چگالی، زمان عبور صوت، خواص رادیواکتیو و محتوای هیدروژن سنگ نتیجه گیری کرد.

روش کار:

میدان نفتی مورد مطالعه یکی از میادین قدیمی است که حاوی ۶۷ حلقه چاه است. سازند آسماری سنگ مخزن اصلی این میدان است که از نظر تنوع سنگ شناسی و محیط رسوبگذاری بسیار پیچیده است. بنابراین برای تعیین خواص پتروفیزیکی مخزن(نفوذپذیری، تخلخل و آب اشباع شدگی) از طریق روشهای معمول،کار دشواری است.از طرف دیگر برای تعیین خواص پتروفیزیکی در هر چاه احتیاج به داده های مغزه و آزمایش چاه است. چون اکثر اطلاعات این چاهها قدیمی است و تعدادی از آنها دارای اطلاعات مغزه و آزمایش چاه نیستند. لذا در تعیین پارامترهای مخزنی نمی توان چندان به این داده ها بسنده کرد. در بررسی های جدید و توسعه ای میدان، مغزه گیری های مجدد مستلزم صرف وقت و هزینه های گزاف است که چندان مقرون به صرفه نمی باشد. هدف این مقاله، مدلسازی یک شبکه عصبی مصنوعی است که بتواند برای پیش بینی مقادیر تخلخل موثر در یک مخزن بکار رود. در این پایان نامه سعی شده است پس از آشنائی با مبانی شبکه های عصبی مصنوعی و شناخت ساختار و عملکرد آنها، یک مدل شبکه عصبی مصنوعی با الگوریتم پس انتشار خطا (BP-ANN) طراحی شده و پیرامون عملکرد و تعمیم پذیری و تنظیم پارامترهای مربوطه بررسی و تحقیق بعمل آید. از شبکه های عصبی با سه لایه ورودی، میانی و خروجی برای تعیین خواص پتروفیزیکی مخزن و مقایسه آنها با مقادیر واقعی استفاده شده است.

بطور کلی فرآیند پیش بینی شبکه های عصبی برای تمام پارامترهای مخزن بر اصول مشترکی بناشده است. فرآیندهای آموزش، آزمون و آزمایش سه مرحله بنیادی برای یادگیری این شبکه بشمار می روند. همانطور که گفته شد شبکه عصبی مورد نظر، از نوع پس انتشار خطا است که در فصلهای قبلی بطور مفصل بدان اشاره گردید. در این شبکه از نگار های چند به عنوان داده های خام ورودی به شبکه برای پیش بینی خواص پتروفیزیکی مخزن (تخلخل، آب اشباع شدگی و نفوذپذیری) استفاده شده است.

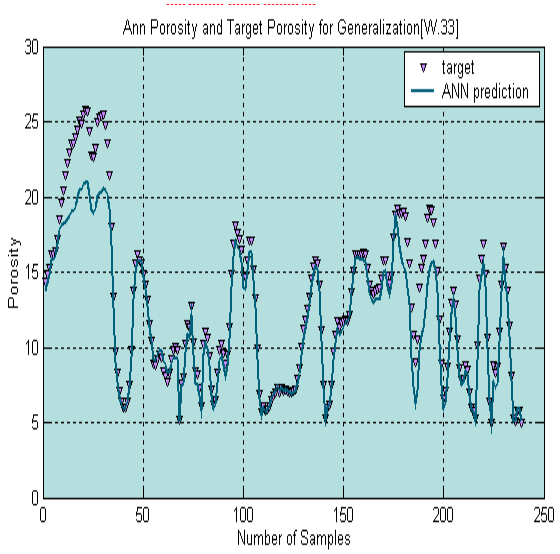
فرآیند یادگیری و تعمیم پذیری شبکه تخلخل و آب اشباع شدگی

شبکه تخلخل

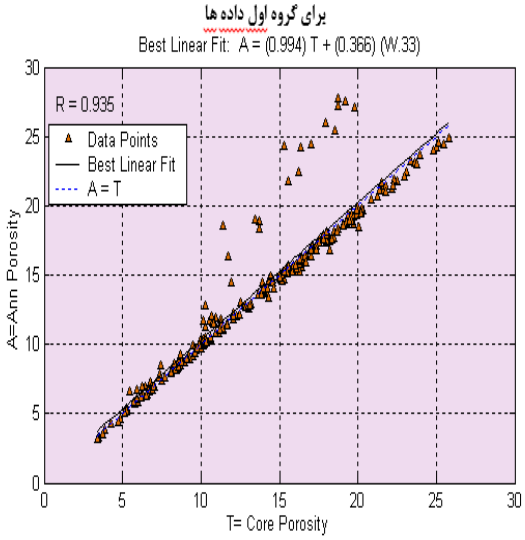
در هنگام اجرای برنامه یادگیری، ابتدا ترانهاده هر یک از ماتریسهای داده ها محاسبه شده و سپس در اختیار شبکه قرار می گیرد. با توجه به الگوریتم مورد نظر و ساختار شبکه، فرآیند یادگیری شبکه آغاز شده و منحنی تغییرات مجموع مربعات خطا در برابر تعداد تکرار یا سیکل برای هر مرحله از یادگیری (آموزش، آزمون و آزمایش) پس از پایان الگوریتم توقف، رسم می گردد و مورد تجزیه و تحلیل قرار می گیرد.

در این تحقیق بهترین نتیجه با یک لایه میانی و یازده نرون بعد از چندین بار تکرار برای شبکه های تخلخل و آب اشباع شدگی بدست آمد. برای آموزش شبکه تخلخل برای آنکه بتوانیم تاثیر نگارهای بیشتری را بر روی پارامتر تخلخل بررسی کنیم، شبکه یادگیری و تعمیم پذیری تخلخل را در دو مرحله و در هر مرحله از نگار های متفاوت استفاده شد.در مرحله اول از نگارهای مربوط به تخلخل (نوترون، چگالی و صوتی) استفاده شد که پس از اضافه کردن داده های نگار گاما نتیجه بهتری به دست آمد. در فرآیند آموزش، آزمون و آزمایش مقادیرهمبستگی بترتیب برابر با ۰/۹۹۷ ، ۰/۹۸۸ و ۰/۹۱۵ بدست آمدند.

به منظور مقایسه بین تاثیر داده ها بروی صحت و دقت شبکه از داده های دیگری برای تعیین تخلخل استفاده گردید. نگارهای مقاومت ویژه و آب اشباع شدگی حاصل ازرابطهSimandoux داده های مرحله دوم می باشند که وارد شبکه شدندو مقادیرضریب همبستگی در فرآیندهای آموزش، آزمایش و آزمون بترتیب برابربا ۰/۹۹۷، ۰/۹۷۷ و ۰/۹۸۷ بدست آمدند. در مرحله نهایی و تعمیم شبکه در چاه شماره ۳۳مقادیرضریب همبستگی برابربا۰/۹۷۸و ۰/۹۲۹ برای گروه اول و برابر با ۰/۹۳۵ و ۰/۹۴۵ برای گروه دوم بدست آمدند.



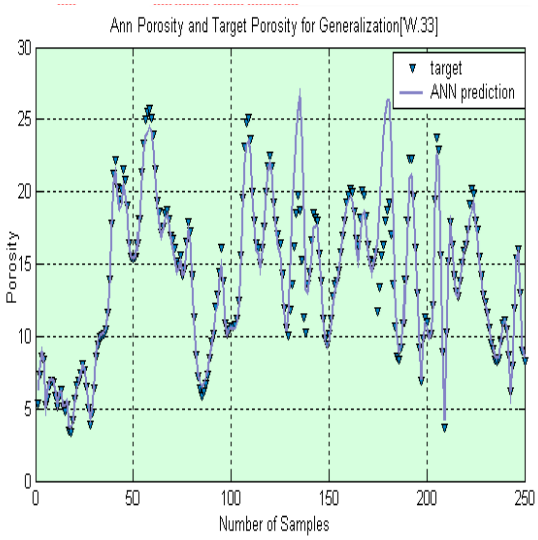
مقایسه تخلخل حاصل از مغزه و شبکه عصبی در فرآیند تعمیم پذیری چاه 33 برای گروه اول



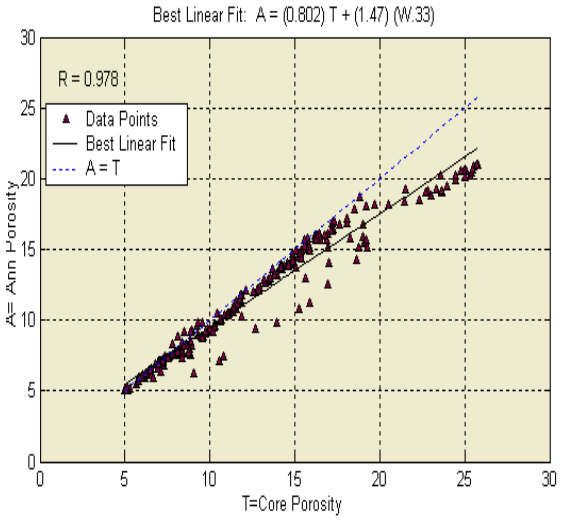
تطابق بین تخلخل های حاصل از شبکه و مغزه درچاه شماره33 در فرآیند تعمیم پذیری

برای گروه اول داده ها

برای گروه دوم داده ها



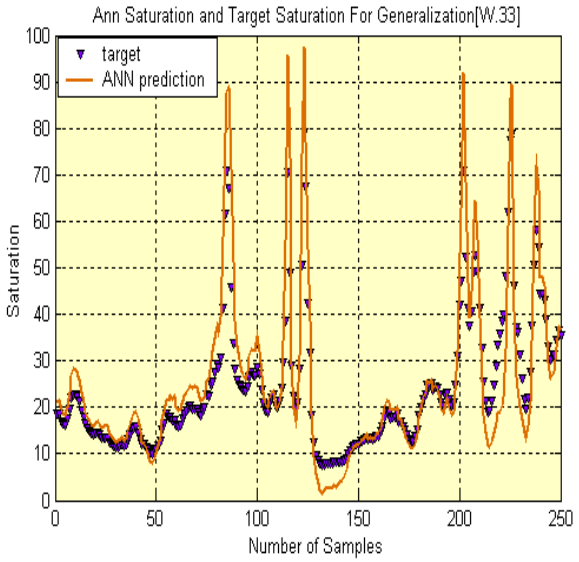
مقایسه تخلخل حاصل از مغزه و شبکه عصبی در فرآیند تعمیم پذیری چاه 33 برای گروه دوم



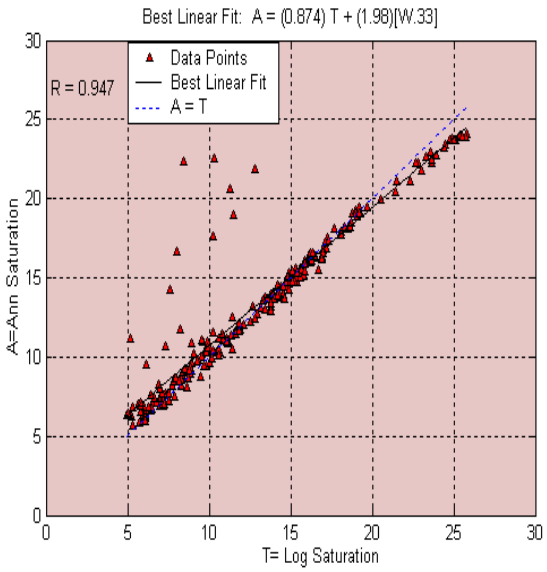
تطابق بین تخلخل های حاصل از شبکه و مغزه درچاه شماره33 در فرآیند تعمیم پذیری برای گروه اول داده ها

شبکه آب اشباع شدگی

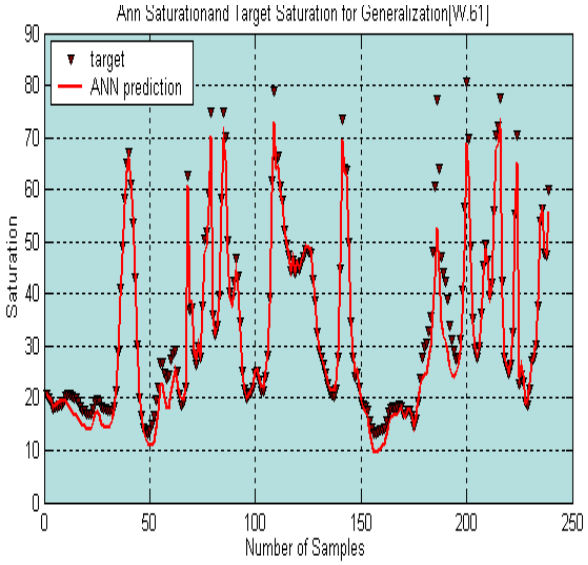
در فرآیند آموزش شبکه آب اشباع شدگی داده های لاگهای مقاومت ویژه (LLD وLLS وMSFL) و تخلخل (تخلخل بدست آمده از مغزه) به عنوان ورودی در نظر گرفته شدند و پس از آموزش و تایید شبکه مقادیر۱ ، ۰/۹۸۴ و ۰/۹۴۹ بترتیب برای فرآیندهای آموزش ، آزمون و آزمایش بدست آمدند. البته برای آموزش شبکه از داده های دیگری هم مانند نگارهای صوتی و نوترون نیز استفاده گردید که از دقت کافی برخوردار نبودند. در آخر در فرآیند تعمیم شبکه در چاه ۳۳ مقدارضریب همبستگی به ترتیب معادل ۰/۹۴۳ و ۰/۹۸۰ حاصل شد که نشان از دقت وصحت شبکه می باشد.



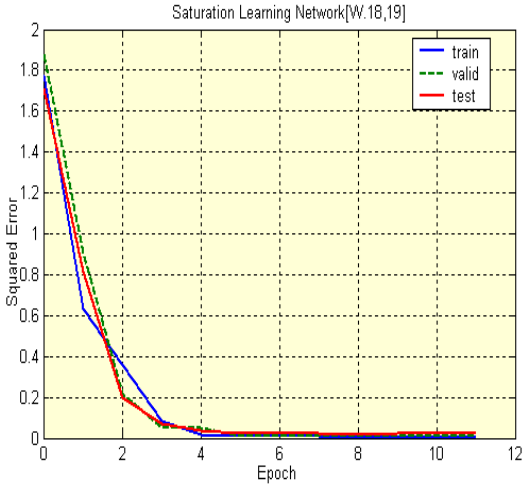
مقایسه آب اشباع شدگی حاصل از نگار و شبکه عصبی در چاه 33



تطابق بین آب اشباع شدگی حاصل از شبکه و نگار در چاه 33



مقایسه آب اشباع شدگی حاصل از نگار و شبکه عصبی در چاه 33



مقدار خطا(sse) بر حسب epoch برای فرآیندهای آموزش، آزمون و آزمایش در چاههای 18 و 19

نتیجه گیری

۱- بر اساس این مطالعه معلوم گردید روش شبکه های عصبی مصنوعی روش بسیار کار آمدی در پیش بینی خـواص پتروفیزیکـی می باشند.

۲- با استفاده از روش شبکه عصبی مصنوعی می توان با ضریب اطمینان بالا خواص پتروفیزیکی را مورد پیش بینی قرارداد.

۳- با استفاده از این روش تخمینی می توان در هزینه های مربوط به تفسیر خواص پتروفیزیکی صرفه جویی کرد.

۴-نمودارهای درون چاهی میدان مورد مطالعه با جزئیات بسیار مورد تفسیر قرار گرفته اند تا نتایج حاصله تطابق خوبی با واقعیات و مستندات موجود داشته باشد و کمترین فاصله از دست رفته در چاه ها در اثر Bad-Hole را داشته باشیم.

۵- توجه داریم که یادگیری پس انتشار خطا با ناظر است. حضور ناظر در مفهوم مغز قاعدتاً پیش فرض مجموعه دیگری از نرونها را با خواص بدیع می‌طلبد. وجود چنین نرونهایی از لحاظ بیولوژیکی قابل دفاع نیست.

۶- تکنیک شبکه های عصبی مصنوعی نیازی به یک مدل پیچیده ریاضی و فرض خطی بودن تعداد زیادی از متغیرها ندارد. مهم ترین مسئله در این روش، انتخاب مناسب الگوهای آموزشی و زمان لازم برای آموزش و آزمایش شبکه می باشد.

۷- لاگهای مقاومت ویژه وابستگی بسیار شدیدی به خواص الکتریکی و شوری سیالهای موجود درخلل و فرجهای مخزن داشته و نمی‌توانند اطلاعات مناسبی از میزان تخلخل و نفوذپذیری مخزن بدهند بنابراین استفاده از آنها به عنوان ورودی شبکه نتیجه دقیقی به همراه نخواهد داشت.

۸- شبکه عصبی مصنوعی سه لایه با ساختار پس انتشار خطا یک سیستم دینامیکی غیر خطی می باشد که قادر است هر گونه نگاشت خطی و غیر خطی را با تقریب قابل قبولی تخمین بزند.

۹- اگر بخواهیم تعبیر بیولوژیکی از پیاده‌سازی پس انتشار خطا داشته باشیم، به این جا می‌رسیم که قاعدتاً بایستی انتشار برگشت سیگنالهای اطلاعاتی در مسیر رشته ارتباطی داشته باشیم. البته چنین فعل و انفعالاتی در مغز بعید است که رخ دهد.

فهرست منابع فارسی

۱-تخمین تخلخل و نفوذپذیری از روی نگارهای چاه با استفاده از شبکه عصبی مصنوعی - پروانه مومیوندتخمین پارامترهای

۲-پتروفیزیکی با استفاده از نشانگرهای لرزه ای به وسیله شبکه عصبی مصنوعی در یکی از میادین نفتی جنوب غرب ایران - علی اصغر حسنی پاک -میترا عزیزیان

3-زمین شناسی نفت-دکتر رضایی

References

1-Callan R.,1999 The essense of neural network southhampton Institue,prenticel Hall europe.
2-Helle H.B.,Bhatt A.and Ursin B.,2001 porosity and permeability from Wireline logs Using artificial neural network:a north sea study geophysical Prospecting.
3-John T.Dewan,modern open hole log Interpretation,1983
4-Lucas A., 1998. An assessment of liner Regression and Neural network method of porosity prediction from well logs.
5-schlumbeger, Log interpretation principle/application,1989
6-Menhaj M.B.,Fundamentals of neural networks.Tehran poly Technics university.
7-Zhang L.,polton M.,mezzatesta A.,1999 neural networks based layer picking for unfocused resistivity Log parameterization.
8-GEOLOG software,user Guide,2006
9-Al-Qahtani F.A.,2000.porosity prediction using artificial neural network.
10-Hearst,J.R.,nelson P.H. and paillet, F.L.,2000 well logging for physical properties:John wiley and sons.

11-2010 - ESTIMATION OF PETROPHYSICAL PROPERTIES OF TAR SANDS USING MICROTOMOGRAPHY - Caubit, C. (1), Sheppard, A.P. (2), Delottier L. (1), Hamon, G. (1). (1) TOTAL (2) Australian National University

12-1998 - Use Of Interpolation Neural Networks For Permeability Estimation From Well Logs - P. M. Wong, School Of Petroleum Engineering, The University Of New South Wales; S. A. R. Shibili, Sarawak Shell Berhad

راندن لوله جداری با استفاده از پارامتر های واحدنمودارگیری گل و خرده حفاری(کاتینگ) در یکی ازمیادین جنوب غربی ایران

میثم هژبری[1]* ، سیما رحیمی[2]
۱- ارشد زمین شناسی نفت ، شرکت پترو اسماری بین الملل ، H.meysam86@gmail.com
۲- ارشد زمین شناسی تکتونیک ، شرکت پترو اسماری بین الملل

چکیده

نمودارگیری گل حفاری: آنالیزهای پیوستهٔ همزمان با حفاری سازند بر روی سیال نظارت دقیق بر عملیات حفاری و ، حفاری و کنده های سازندهای حفاری شده نیز انجام محاسبات فنی و تخصصی و تحلیل های سر چاهی است که نهایتا اطلاعات بسیار با ارزشی را از وضعیت زیر سطحی لایه های زمین و نیز مانیتورینگ مراحل عملیات حفاری سازند توسط دکل حفاری را به ارمغان می آورد. واحد نمودارگیری : جهت مانیتورینگ اطلاعات حفاری تعدادی سنسور سطحی در نقاط مختلف دستگاه حفاری ومخازن گل حفاری نصب میشوند. بسته به نوع سنسور ومحل قرارگیری آنها پالسهای را به یونیت (SYSTEM BUS) ارسال میکنند .که سیستم باس نیز که یک سیستم الکترونیکی است پالس های رسیده از سنسورها را به سیگنال های بین ۰ تا ۲۰ میلی آمپر (در این یونیت اکثر سیگنال ها بین ۴ تا ۲۰) تبدیل می کند سپس این سیگنال ها طی مراحلی پردازش و به صورت پارامترهای قابل مشاهده درنرم افزار (Well VIEW) درمی آیند .دقت ،توجه وآنالیز این پارامترهااز وظایف مادلاگر میباشد.همچنین این اطلاعات وپارامترها توسط مانیتورهای که دراتاق کمپانی من ،زمین شناسی ،ریس دستگاه حفاری ،اتاقک حفار نصب میگردد در اختیار آنها جهت مشاهده قرار میگیرد.

کلید واژه : نمودارگیری گل ، سنسور ، اطلاعات حفاری ، زمین شناس

مقدمه

داده های مربوط به به پارا مترهای حفاری همراه با اطلاعات زمین شناسی که کارشناسان اداره نمودارگیری از سیال حفاری بعد از بررسی کنده های طبقات حفاری شده بدست می آورند، جهت تشخیص ساختارهای زیر سطحی زمین شناسی، خصوصا پوش سنگ، سنگ مخزن و ارزیابی دقیقتر سیالات موجود در مخزن به کار گرفته می شود.

نمونه گیری از خرده های حفاری در حین حفاری در تعیین سرسازنده ها و کنترل نقاط جداره گذاری نقش اساسی داشته ولی خود تابعی از دومتغیر زمان تاخیر و دقت در برداشت می باشد. یکی از وظایف گل نگاری تعیین زمان تاخیر و عمق نمونه بالا آمده به طور دقیق ومنظم می باشد. مدت زمانی که طول می کشد تا خرده های سنگ حاصل از حفاری یا نمونه ها از زیر مته به سطح زمین برسد را زمان تاخیر می گویند. سیستم گل نگاری برای محاسبه این زمان از فرمول زیر استفاده می کند.

نمونه ای از الک لرزان برداشت می شود مربوط به عمقی است که از حفاری آن زمانی گذشته است و سیستم عمق مورد نظر را نسبت به زمان محاسبه می کند و انرا بصورت نمونه برای ما شناسایی می کند.

عمق نمونه و زمان تاخیر در نمایشگر گروه گل نگاری نمایش و ثبت می شود. بنابراین زمین شناس با دقت بیشتر و در فواصل عمقی معین بر اساس تشخیص خود و اهمیت سازنده نمونه برداری می کند و انرا پس از شستشو از نظر سنگ شناسی توصیف می کند. نمونه ایی که از روی الک لرزان (شیل شیکر) (صفحه ای فلزی با منافذ سرشار که همواره در حال لرزش است و گل حفاری

با کنده ها روی آن سرازیر می شود و مایع گل حفاری از سوراخ ها عبور نموده و در حالی که مواد جامد به ویژه کنده های حفـاری روی آن ماندہ و به خاطر لرزش صفحه به بیرون هدایت می شود) برداشت می شود دقیقا متعلق به عمق مورد نظر می باشد که از حفاری آن زمانی گذشته است.

روش کار:

Cap Rock / Key Bed / A

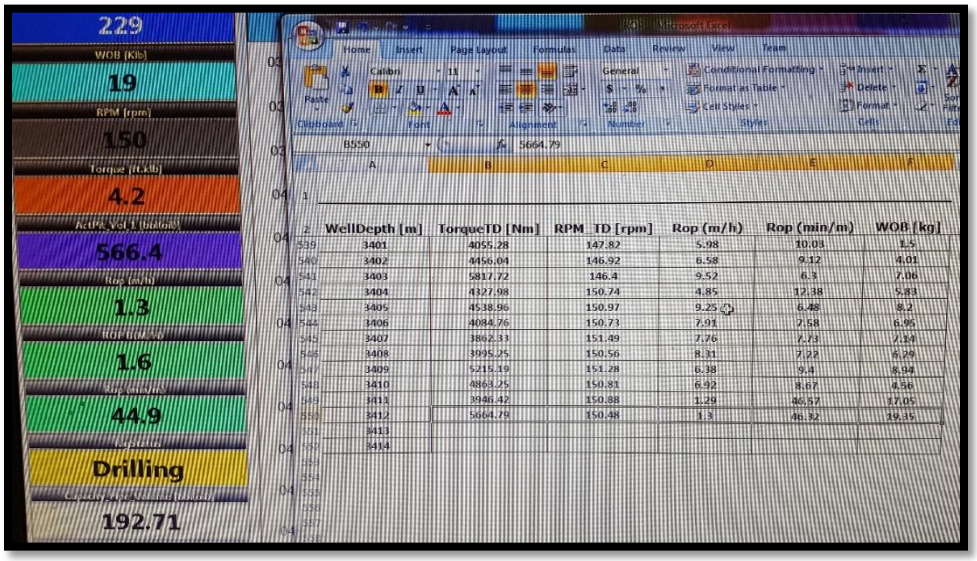
طبقه راهنمای A عمدتا از انیدریت سفید تا خاکستری رنگ و گاهی شفاف بلورین (Glassy) با بافت نودولی(Nodular) بوده و در زیر میکروسکوپدارای بافت پورفیروپلاستیک,گاهی میله ای و شعاعی(Radial) است.درشت بلور(Coarse) بوده .ضخامت این طبقه ۲ متر می باشد.





عمق ۱۳۴۰ متری شروع انیدریت**Cap rock** . انیدریت سفید پوتی بخش اول سازند گچساران (cap rock)

بعد از حفاری نمک بخش دو سازند گچساران در عمق ۱۳۴۱ متری وارد انیدریت پوتی سفید بخش یک سازند گچساران (کپ راک) میشویم ، سرعت حفاری در نمک (۸دقیقه) میباشد یعنی در یک ساعت ۷ متر حفاری میشود ، بعد از ورود مته به انیدریت سرعت حفاری بر حسب دقیقه(۱۵ دقیقه) یعنی در یک ساعت فقط ۴ متر حفاری میشود. مته حفاری PDC و گل حفاری مورد استفاده گل اشباع از نمک salt saturated mud با وزن ۱.۲ تا ۱.۳میباشد.



WellDepth [m]	TorqueTD [Nm]	RPM_TD [rpm]	Rop (m/h)	Rop (min/m)	WOB [kg]
3401	4055.28	147.82	5.98	10.03	1.5
3402	4456.04	146.92	6.58	9.12	4.01
3403	5817.72	146.4	9.52	6.3	7.06
3404	4327.98	150.74	4.85	12.38	5.83
3405	4538.96	150.97	9.25	6.48	8.2
3406	4084.76	150.73	7.91	7.58	6.95
3407	3862.33	151.49	7.76	7.73	7.14
3408	3995.25	150.56	8.31	7.22	6.29
3409	5215.19	151.28	6.38	9.4	8.94
3410	4863.25	150.81	6.92	8.67	8.56
3411	3946.42	150.88	1.29	46.52	17.05
3412	5664.79	150.48	1.3	46.32	19.35
3413					
3414					

مادلاگینگ : عمق و سرعت حفاری (عمق ۱۳۴۰ تا ۱۳۴۲)

Cap Rock / Key Bed / B

شیل سیاه رنگ تا قهوه ای تیره بیتومین دار با ذرات سیلت,ماسه,پیریت و گاها انیدریت می باشد.به راحتی در شعله کبریت می سوزد و بوی لاستیک سوخته می دهد.این طبقه به ضخامت یک دیده شده است.این افق مهمترین افق کلیدی پوش سنگ در میادین جنوب غرب ایران می باشد



عمق [illegible] شروع مارن و شیل KB/B

بعد از [illegible] متر حفاری انیدریت ، مته شروع به حفاری شیل بیتومن قهوه ای و مارن خاکستری میکند. سرعت حفاری در شیل و مارن بر حسب دقیقه ([illegible] تا [illegible] یعنی در ساعت [illegible] متر را حفاری میکند. شیل ها دارای سختی متوسط میباشند ولی سختی مارن ها سست و متوسط میباشند.

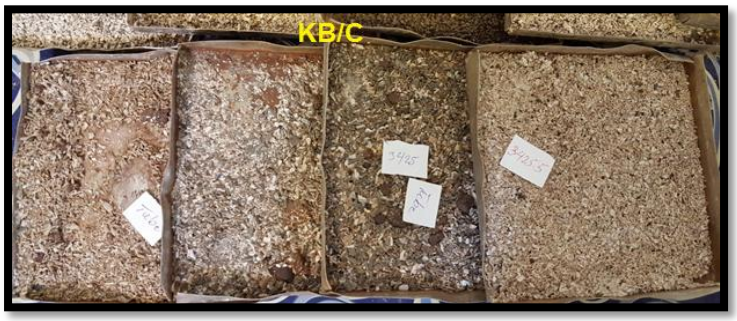
WellDepth [m]	TorqueTD [Nm]	RPM_TD [rpm]	Rop (m/h)	Rop (min/m)	WOB [kg]
3410	4863.25	150.81	6.92	8.67	4.56
3411	3946.42	150.88	1.29	46.57	17.05
3412	5664.79	150.48	1.3	46.32	19.35
3413	3039.7	151	1.64	36.58	17.42
3414	4022.11	177.76	1.33	44.97	17.53
3415	4274.54	177.73	1.07	56.27	15.91
3416	4178.73	177.74	1.46	41.15	19.31

مادلاگینگ : عمق و سرعت حفاری (عمق [illegible] تا [illegible])

Cap Rock / Key Bed / C

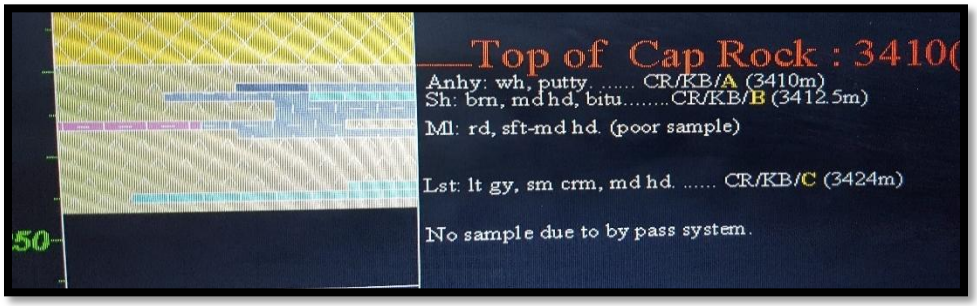
آهک کرم رنگ تا خاکستری روشن و بلورین که معمولا به صورت مادستون تا وکستون همراه با ماده آلی و سولفات تشکیل شده است و همراه با آنها سیلت, ماسه, انیدریت, سلستیت و اُالیت های کاذب (Pseudo Oolite)مارنی نیز دیده می شود.





اهک KB/C

عمق ـ▲متری شروع اهک KB/C



بعد از حفاری شیل و مارن حدود , متر و انیدریت بعد از ان حدود ▲ متر وارد اهک کرم ، خاکستری روشن با سختی متوسط سازند گچساران میشویم . سرعت حفاری در اهک برحسب دقیقه (▲▼▲▼▲) یعنی ساعتی ▲ متر حفاری میشود.

558	3420	4698.34	178.83	1.52	39.55	18.27
559	3421	4548.17	178.85	1.68	35.72	18.48
560	3422	4615.43	178.66	1.62	37.1	16.61
561	3423	4451.43	178.58	1.62	37.05	16.45
562	3424	4553.7	177.36	1.39	43.22	15.33
563	3425	4522.37	177.95	1.93	31.17	16.69
564	3426	4702.95	178.26	1.16	51.85	17.96
565	3427	4108.71	178.07	0.98	61.42	22.62

مادلاگینگ : عمق و سرعت حفاری (عمق ▲ تا ▲)

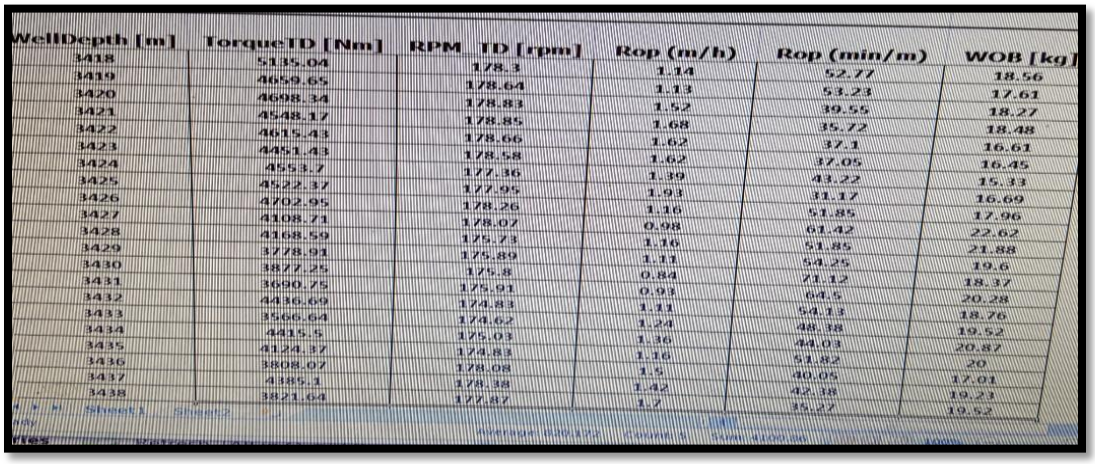
Cap Rock / Key Bed / D

آهک خاکستری رنگ تا قهوه ای روشن بلورین با دانه بندی ریز تا متوسط به صورت مادستون و وکستون می باشد.مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک نمونه ها نشان می دهد که سنگ شناسی لایه های راهنمای C و D هم خوانی دارند.

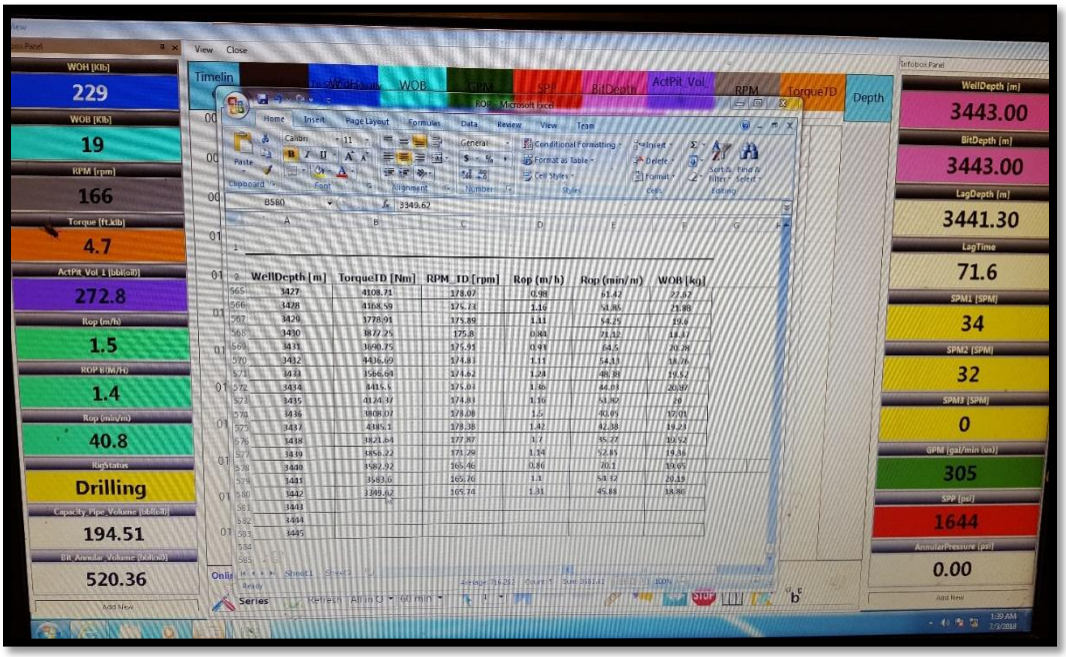


عمق ۳۴۳۶ متری شروع اهک KB/D

بعد از حفاری اهکKB/C ، یک متر انیدریت حفاری کردیم ، چاه دچار compelet loss میشود ، متر به صورت by pass حفاری میگردد ، سمپل برگشتی نداریم . بعد از مهار loss حفاری ادامه پیدا میکند ولی سمپل ضعیفی داریم . از روی پارامتر های حفاری در مانیتور مادلاگینگ عمق سر سازند ورود بهKB/D را تشخیص میدهیم. سرعت حفاری بر حسب دقیقه (ft) و یعنی در ساعت ft متر حفاری میکند .



WellDepth [m]	TorqueTD [Nm]	RPM_TD [rpm]	Rop (m/h)	Rop (min/m)	WOB [kg]
3418	5135.04	178.3	1.14	52.77	18.56
3419	4659.65	178.64	1.13	53.23	17.61
3420	4698.34	178.83	1.52	39.55	18.27
3421	4548.17	178.85	1.68	35.72	18.48
3422	4615.43	178.66	1.62	37.1	16.61
3423	4451.43	178.58	1.62	37.05	16.45
3424	4553.7	177.36	1.39	43.22	15.13
3425	4522.37	177.95	1.93	31.17	16.69
3426	4702.95	178.26	1.16	51.85	17.96
3427	4108.71	178.07	0.98	61.42	22.62
3428	4168.59	175.73	1.16	51.85	21.88
3429	3778.91	175.89	1.11	54.25	19.6
3430	3877.25	175.8	0.84	71.12	18.37
3431	3690.75	175.91	0.93	64.5	20.28
3432	4436.69	174.83	1.11	54.13	18.76
3433	3566.64	174.62	1.24	48.38	19.52
3434	4415.5	175.03	1.36	44.03	20.87
3435	4124.37	174.83	1.16	51.82	20
3436	3808.07	174.08	1.5	40.05	17.01
3437	4385.1	178.38	1.42	42.18	19.23
3438	3821.64	177.87	1.7	35.27	19.52



عمق ۳۴۴۳ توقف برای راندن کیسینگ

در عمق ft متری طبق برنامه از قبل مشخص شده ، اعلام توقف حفاری نموده ، لوله بالا کرده و شرایط چاه برای راندن لوله جداری in اماده میکنیم.

نتیجه گیری

برخی از اطلاعاتی که سرویس مادلاگینگ به زمین شناس دکل حفاری ارائه می دهد عبارتند از:

- GPM : میزان پمپاژ گلی است که وارد چاه می شود و واحد آن gal است.

- SPM : تعداد استروک در یک دقیقه را برای هر پمپ نشان می دهند و واحد آن استروک بر دقیقه است.

- SPP : فشار Stand Pipe ما را بر حسب Psi نشان می دهد.

- WOH (Weight On Hook) : وزن روی هوک را نشان می دهد و واحد آن پوند است.

- WOB : وزن روی مته ما را نشان میدهد و واحد آن پوند است.

- RPM : میزان چرخش رشته حفاری. (minute per Revolution)

- TRQ (Torque) : زمانی که مته ما یا لوله ما در سازند گیر می کند ما باید نیروی بیشتری روی مته بگذاریم تا بتوانیم آن قسمت را حفاری کنیم

- ROP : سرعت حفاری ما می باشد که واحد آن متر بر ساعت است.

- FLW OUT (Flow Out) : خروجی گل ما از چاه را که از Line Flow خارج می شود بر حسب درصد نشان می دهد.

- H_2S Max : میزان گاز سولفید نیتروژن را بر حسب ppm نشان می دهد.

- BD (Bit Depth) : عمق مته ما را بر حسب متر نشان می دهد. در واقع عمق نوک رشته حفاری ما را نشان می دهد.

- TD (Total Depth) : عمق نهایی ما و یا به عبارتی بیشترین عمق حفاری شده ما را بر حسب متر نشان می دهد.

- Lag Depth : عمق نمونه ای که روی شیکرهای ما است بر حسب متر . یعنی نشان می دهد این نمونه که روی شیکر است مربوط به چه عمقی است.

- LT (Lag Time) : همان up bottoms است. مدت زمانی که طول می کشد گل از ته چاه بر روی شیکرها برسد بر حسب دقیقه.

Time Lag = (عدد مته × عمق) / GPM

فهرست منابع فارسی

۱-اکبری، ک، ۱۳۸۴، نمودار گیری از کل حفاری، گزارش ج-۸۹، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب، زمین شناسی گسترشی، اداره عملیات زمین شناسی

۲-صادقی، ع ، ۱۳۹۲، گسترش نقش نمودار گیری سطحی، آموزش شرکت ملی حفاری ایران،

۳-محمد خان، ۱.، جهانی، د ، وزیری، س. ح.، ۱۳۹۱، تحلیل داده های گل نگاری در حفاری چاه های نفتی در یکی از میادین جنوب غربی ایران، پایان نامه مقطع کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال،

References

1. Bond, J, D., 1986, Mud Logging, International Human Resources Development Corporation, P.174.

2. Haywood, J, T. 1940, Continuous Logging at rotary drilling wells, Presented at the 1940 drilling practices annual meeting, Chicago, November.
3. Lynch E. j., Harper & Row, 1962. “Foundation evaluation “Discusses the factor influencing mud log shows and an attempt to quantify mud logging shows.”

ژئوشیمی و الگوی منطقه بندی عناصر درهاله های اولیه ذخیره مس پورفیری کهنگ

مریم فرمهینی فراهانی

استادیار دانشگاه آزاد واحد کرج

چکیده

محدوده معدنی کهنگ در استان اصفهان و در زون ساختاری ارومیه دختر واقع است. به منظور بررسی نحوه توزیع عناصر، نوع منطقه بندی و تشخیص پاراژنزهای ژئوشیمیایی ۱۴۳ نمونه از هاله های اولیه ژئوشیمیایی منطقه برداشت شد نتایج محاسبات زمین آماری مبین واریانس بالا و چولگی مثبت برای تمام عناصر مرتبط با ذخیره پورفیری می باشد این مسئله در کنار داده های خارج از نرم ، با مقادیر بالا پس از نرمالایز کردن جوامع آماری ، حضور آنومالی در منطقه را تایید می کند .محاسبات آماری و مقایسه جوامع سنگی مختلف مبین حضور زون بندی محوری در منطقه است بطوریکه غنی شدگی عناصر کانساری مس و مولیبدن در نواحی مرکزی و عناصر فوق کانساری در مناطق حاشیه ای بارز است . نتیجهء روشهای آماری دومتغیره پیرسون و اسپیرمن مبتنی بر بیشترین میزان همبستگی بین زوج عناصر روی-منگنز ، سرب- آنتیموان ، آرسنیک-آنتیموان و مس-طلا می باشد همچنین بر اساس روش تجزیه عاملی که لزوم استفاده از آن بر اساس آزمونKMOتایید می شود عناصر هدف و معرف در چهار مجموعه ژئوشیمیایی قرار می گیرند بطوریکه سه عنصر کانساری در یک گروه هستند همچنین بر اساس نتیجه محاسبات نسبت مقادیر عناصر فوق کانساری به تحت کانساری تطابق زون بندی محوری و قائم در منطقه تایید می شود .

کلیدواژه : الگوی منطقه بندی، زون بندی محوری، عناصر معرف ، تجزیه عاملی، همبستگی عناصر

Geochemistry and pattern of element zoning in primary haloes porphyry copper deposit of Kahang

Abstract

Kahang Mining Area is located in Isfahan province and in the Urmia Dokhtar structural zone. In order to

study the elements distribution, zoning type and detection of geochemical paragenesis, 143 samples were taken from primary geochemical halos of the area.In order to study the elements distribution, zoning type and detection of geochemical paragenesis, 143 samples were taken from primary geochemical halos of the area. Geostatistical calculations show high variance and positive skewness for all elements associated with porphyry storage. This issue, along with high-volume extraneous data, confirms the presence of anomalies in the region after normalizing statistical communities. Statistical calculations and comparisons of different rock communities indicate the presence of axial zoning in the region so that enrichment of copper and molybdenum ore deposits in the central and

supersaturated elements in the marginal zones is prominent. The result of the Pearson and Spearman bivariate statistical methods is based on the highest correlation between the zinc-manganese, lead-antimony, arsenic-antimony and copper-gold pairs. Based on the factor analysis method, the necessity of using it is confirmed by the KMO test, Target and reagent elements fall into four sets, which are the basis of the three ore deposits in the fourth factor analysis group. Also based on the calculations, the ratio of the values of superconductive elements to sub-orbital axial and vertical zoning matching in the region is confirmed.

Keywords, Zoning pattern, axial zoning, reagent elements, factor analysis, element correlation

مقدمه

جهت بررسی نحوه رفتار عناصر هدف و معرف در هاله های ژئوشیمیایی اولیه و مطالعه الگوهای منطقه بندی عناصر، ۱۴۳ نمونه به روش لبپری برداشت گردید (جدول ۱). در طراحی شبکه نمونه برداری به پارامترهایی همچون تنوع واحدهای سنگی ، گسترش زون های دگرسانی ، روند شکستگی ها و آثار کانی سازی سطحی توجه شده بطوریکه در مناطقی که رخنمون وجود نداشته فواصل بیشتر و در محدوده های با شواهد کانی سازی فواصل نمونه ها کمتر بوده است. سپس تمام نمونه‌های برداشت شده جهت آنالیز عنصری به آزمایشگاه Amdel استرالیا فرستاده شدند. و به روش ICP-MS مورد تجزیه قرار گرفتند جهت اطمینان از صحت نتایج آنالیز تعدادی نمونه تکراری نیز ارسال گردید

روش مطالعه

برداشت ، آماده سازی و آنالیز ۱۴۳ نمونه لیتوژئوشیمیایی از منطقه

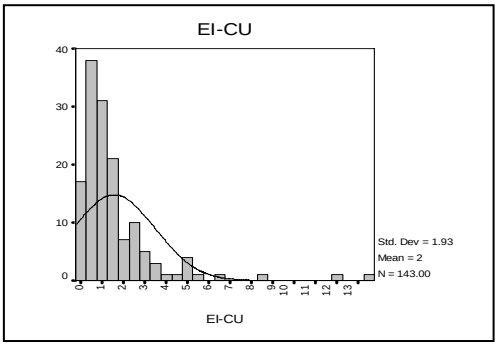
استفاده از نرم‌افزار Spss جهت بررسی‌های آماری و تشخیص همبستگی داده‌ها

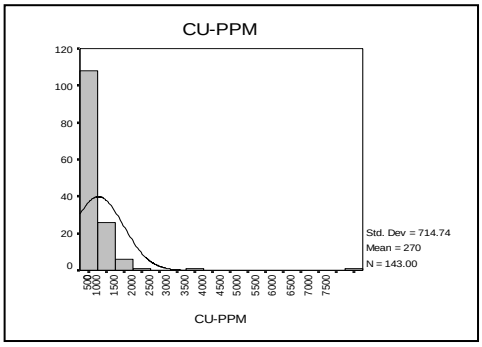
استفاده از نرم‌افزار Surfer برای رسم نقشه‌ها

تجزیه وتحلیل داده ها و نتیجه گیری

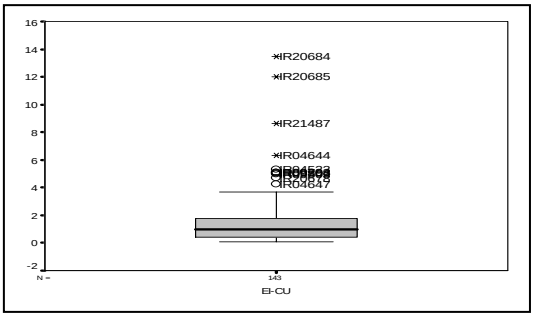
بحث

ابتدا به محاسبات زمین آماری داده ها پرداخته پارامترهای میانگین، میانه، پراش، انحراف معیار، چولگی، کشیدگی و مقادیر حداقل و حداکثر مربوط به هر عنصر محاسبه شدسپس هیستوگرام ها و نمودارهای تجمعی عناصر را ترسیم نمودیم و بر همین اساس مشخص شد که تابع توزیع عناصر تا حدودی از خود ناپیوستگی نشان داده و معرف چند جامعه آماری می‌باشدو چولگی مثبت از خود نشان می دهند[۱]

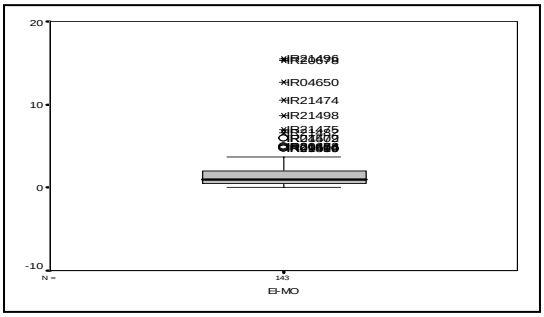




شکل ۱- هیستوگرام فراوانی عنصر مس بر اساس داده های خام شکل ۲- هیستوگرام فراوانی عنصر مس بر اساس داده های شاخص غنی شدگی



شکل ۳- نمودار جعبه ای عنصر مس براساس داده های نرمال

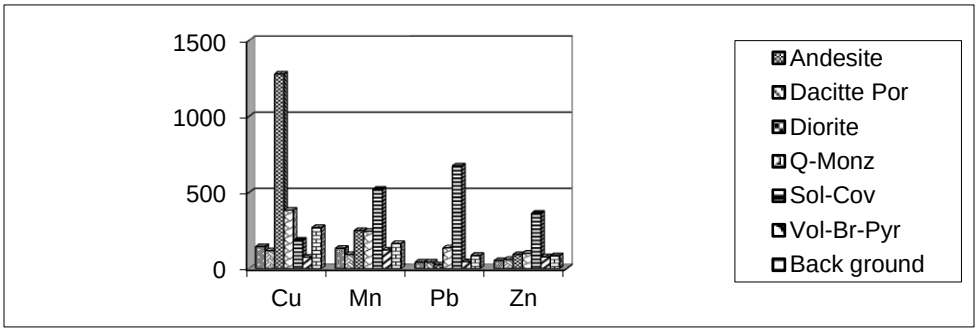


شکل ۴- نمودار جعبه ای عنصر مولیبدن براساس داده های نرمال

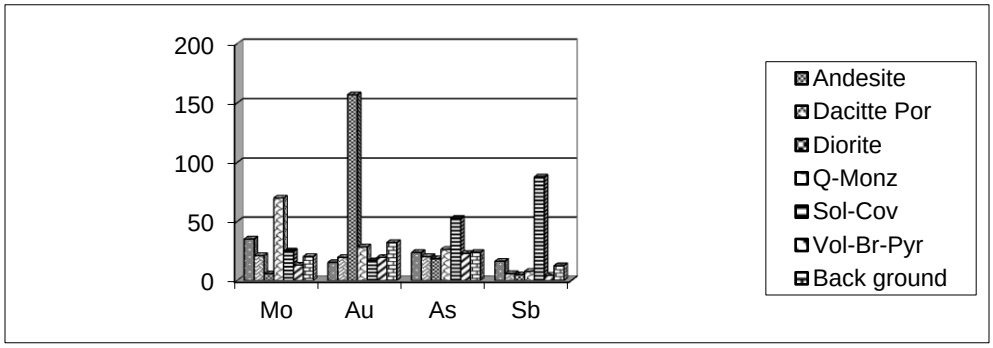
بر اساس محاسبه مقادیرمیانگین داده های خام عناصرو نمودارهای ستونی به بررسی ارتباط تمرکز عناصر و جوامع سنگی پرداختیم بدین ترتیب مشخص شدبیشترین میزان غنی شدگی عنصر مولیبدن مربوط به واحد سنگی کوارتز مونزونیت بوده در حالیکه بیشترین مقادیر مس و طلا مرتبط با میکرودیوریتها است .

جدول ۱ – مقادیر میانگین داده های خام عناصر تحت بررسی به تفکیک جوامع سنگی

واحدهای سنگی	مولیبدنوم	مس	طلا	منگنز	سرب	نقره	آرسنیک	آنتیموان	روی	باریم
آندزیت	**۳۵**	۱۴۵/۱	۱۵/۳	۱۳۴	۴۲/۸	۱/۲	۲۳/۷	۱۶/۳	۵۳/۱	۸۴۷/۵
داسیت پورفیری	۲۱/۱	۱۱۷/۶	۱۹/۶	۹۲	۴۳	۱	۲۰/۳	۵/۹	۶۰/۱	۸۲۸/۱
دیوریت	۶	۱۲۷۸/۸	۱۵۷	۲۴۹/۷	۲۵/۴	۰/۹	۱۸/۵	۴/۹	۹۲/۱	۶۲۵/۲
کوارتز مونزونیت	۶۹/۸	۳۸۴/۴	۲۸/۵	۲۴۵/۵	۱۳۶/۲	۰/۶	۲۶/۳	۷/۷	۱۰۱/۱	۹۴۹/۱
آبرفت	۲۴/۹	۱۸۷/۷	۱۶/۸	۵۲۲	۷۶۴/۷	۱/۹	۵۲/۶	۸۷/۸	۳۶۴/۳	۹۹۲/۱
آتشفشانی برشی	۱۳/۱	۷۵/۵	۱۹/۶	۱۲۲/۶	۴۵/۵	۱/۷	۲۳	۴/۴	۷۷/۶	۷۶۶/۳
زمینه	۲۰/۳	۲۶۹/۸	۳۲/۲	۱۶۵	۸۶/۹	۱/۱	۲۳/۸	۱۲/۶	۸۴/۴	۸۳۴/۳

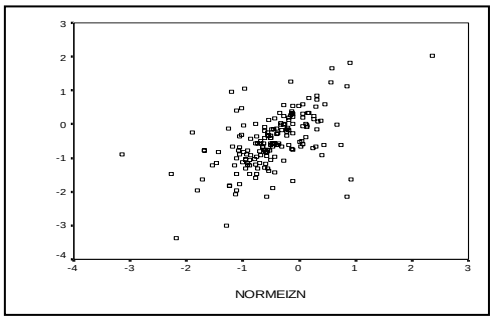


شکل ۵ – نمودار ستونی مقادیر داده های خام عناصر مس، منگنز،سرب و روی به تفکیک جوامع سنگی

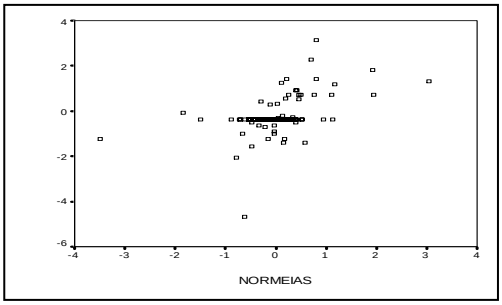


شکل ۶– نمودار ستونی مقادیر داده های خام عناصر مولیبدن،طلا برحسبppb، آرسنیک وآنتیموان به تفکیک جوامع سنگی

به منظور تشخیص عناصر همسو و پاراژنزهای ژئوشیمیایی از روشهای آماری دو متغیره استفاده شد براساس روش ماتریس رتبه ای یا اسپیرمن [۲] بیشترین میزان همبستگی بین عناصر روی و منگنز و در مرحله بعد بین مس و طلا برقرار است حال آنکه براساس داده های نرمال و روش خطی پیرسون بیشترین همسویی به ترتیب بین متغیرهای روی- منگنز، مس-طلا، آرسنیک -آنتیموان و سرب –آنتیموان دیده می شود .



شکل ۷- نمودار پراش عناصر سرب و روی بر اساس داده های نرمال



شکل ۸- نمودار پراش عناصر آرسنیک و آنتیموان بر اساس داده های نرمال

در یک پروژه اکتشافی اگر تنها داده های یک افق در دسترس باشد به منظور کشف و ثبت هاله های ژئوشیمیایی مرتبط با توده کانساری و تمایز این محدوده های با ارزش از مناطق با کانی ساری پراکنده با یستی به الگو های منطقه بندی و

نحوه توزیع ژئوشیمیایی عناصر توجه نماییم بر همین اساس ابتدا نقشه های لیتوژئوشیمیایی منطقه به صورت تک عنصری و در مرحله بعد بر اساس پاراژنز های ژئوشیمیایی ترسیم شدند جهت حذف مولفه سنگ میزبان [۳]و مکانیابی دقیق تر آنومالی ها ابتدا مقادیرشاخص غنی شدگی داده هاو و در مرحله بعد مقادیر نرمال استاندارد تمام عناصر محاسبه شدند.[۴]

ترسیم نقشه های آنومالی

در ترسیم نقشه های توزیع عناصر از روش حد آستانه ای به اضافه مقادیری از انحراف معیاراستفاده شددر این روش مقادیر حدفاصل $\overline{X}+S$ تا $\overline{X}+2S$ (٪۸۴/۵ < x < ٪۹۷/۵) را منطبق با مقدار حد آستانه و داده های بیشتر از $\overline{X}+2S$ (x > ٪۹۷/۵) را به عنوان محدوده های آنومالی در نظر گرفته ایم. در ترسیم نقشه ها از روش کریجینگ استفاده شده و تغییرات عیار متغیرهای ژئوشیمیایی با رنگهای متفاوت از مینیمم (به رنگ آبی) تا ماگزیمم (به رنگ قرمز) با تغییرات تدریجی رنگ آمیزی شده است. (جدول ۲)

جدول ۲- مقادیر زمینه ، حدآستانه و آنومالی عناصر تحت بررسی در محدوده معدنی کهنگ

مقادیر داده ها	میزان درصد	مولیبدنوم	مس	طلا	منگنز	سرب	باریم	نقره
آنومالی	۹۹	۲/۶۴۹	۲/۳۴۹	۲/۶۹۸	۲/۸۱۲	۲/۹۶۱۳	۱/۴۵۲۴	۲/۳۲۴۲
	۹۷/۵	۲/۲۴۰۳	۱/۷۴۹	۲/۵۳۰	۲/۳۵۸۸	۲/۳۰۳۷	۱/۳۴۷۳	۲/۲۶۴۹
حد آستانه	۸۴/۵	۱/۰۲۹۶	۰/۹۵۷	۰/۹۱۴	۰/۷۸۴۳	۰/۹۰۱۲	۰/۹۴۲۳	۱/۷۹۳۷
زمینه	۷۵	۰/۶۹۵	۰/۵۷۲	۰/۶۵۴	۰/۳۱۵۱	۰/۵۱۰۶	۰/۷۳۰۷۵	۱/۶۳۲۶
	۵۰	-۰/۰۲۲۱	۰/۰۰۰۹	۰/۰۴۰۴	=۰/۱۰۳۹	-۰/۰۰۵۸	۰/۵۹۹۵	۰/۰۱۵۰۸

نقشه های لیتوژئوشیمیایی عناصر نقره ، روی ، سرب و باریم مبین غنی شدگی این عناصر در نواحی حاشیه ای منطقه است . این مسئله به خصوص در مورد بعضی از عناصر فوق کانساری جمله سرب بطور بارزتری نمایان می گردد لازم به ذکر است که در مراحل بعدی از روش PN نیز در تفکیک ناهنجاری های با اهمیت استفاده نمودیم [۵] همچنین جهت آشکار سازی روابط بین متغیرها، بارز نمودن الگوهای منطقه بندی محوری ، و کاهش حجم داده‌ها از روش آنالیز فاکتوری استفاده شد[۶] بر اساس نتایج حاصله مشخص شد که متغیرهای ژئوشیمیایی منطقه متاثر از چهار

عامل فاکتوری بوده بطوریکه عناصر Mn، Zn وAgدر گروه اول قرار گرفته فاکتور دوم تحت تأثیر عناصر Sb , Pb و فاکتور سوم متأثر از As, Baو در گروه چهارم عناصر Cu,Auو Moقرار می گیرند.

جدول ۳- آزمون KMO لزوم در نظر گرفتن گرو های عنصری را در تحلیل عملکرد متغیر های ژئوشیمیایی تایید می کند

KMO and Bartlett's Test

Kaiser-Meyer-Olkin Measure of Sampling Adequacy.		.644
Bartlett's Test of Sphericity	Approx. Chi-Square	492.121
	df	45
	Sig.	.000

جدول ۴- نتایج آنالیز فاکتوری و معرفی چهار گروه عنصری در منطقه

Component Score Coefficient Matrix

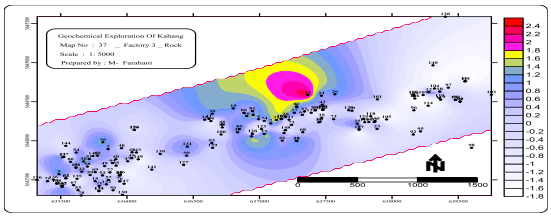
	Component			
	1	2	3	4
MO	-.275	-.047	.114	.501
CU	.256	-.156	-.051	.364
AU	.065	-.007	-.177	.490
MN	.461	-.065	-.049	-.109
PB	.017	.412	-.055	-.007
BA	-.076	.098	.499	-.151
AG	.042	.220	-.503	-.046
AS	-.027	.236	.263	.004
SB	-.061	.525	-.030	-.124
ZN	.409	.109	-.039	-.090

Extraction Method: Principal Component Analysis.
Rotation Method: Varimax with Kaiser Normalization.
Component Scores.

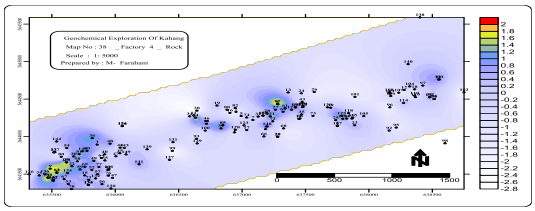
در ترسیم نقشه ها ی فاکتوری ، ضرایب هر فاکتور پس از محاسبه ، در مقدار هر نمونه ضرب گردیده و سپس مقادیر فاکتوری بصورت نزولی مرتب شده و نهایتاً مقادیر بالای جامعه به عنوان آنومالی در نظر گرفته شده اند. در این نقشه ها برای تمایز بین مقادیر زمینه، فراوانی تجمعی کمتراز ۸۴/۵٪ و برای مقادیر حد آستانه فراوانی تجمعی بین ۸۴/۵٪ تا ۹۷/۵٪ و برای آنومالی فراوانی تجمعی بیشتر از ۹۷/۵٪ در نظر گرفته شد.(شکل های ۹و۱۰)

جدول ۵- مقادیر زمینه ، حدآستانه و آنومالی عناصرآرسنیک ،آنتیموان،روی به همراه مقادیر فاکتور آنالیز

مقادیر داده ها	میزان درصد	آرسنیک	آنتیموان	روی	فاکتوری ۱	فاکتوری۲	فاکتوری ۳	فاکتوری ۴
آنومالی	۹۹	۰/۴۲۳۹۸	۲/۰۲۲۳۳	۲/۶۵۲	۲/۲۸۵۶۷	۳/۱۵۶۰۶	۱/۸۲۷۷۴	۱/۹۹۱۵
	۹۷/۵	۰/۹۶۷۸۸	۳/۶۳۴۱	۲/۳۰۶۷	۲/۲۶۱۸	۲/۳۹۶۴	۱/۶۱۷۶	۱/۹۲۲۹
حد آستانه	۸۴/۵	۰/۰۱۷۶۹	۱/۱۹۹۴۲	۱/۰۸۷۷	۰/۸۶۲۶۱	۰/۸۳۹۵	۱/۰۹۹۵	۰/۹۴۱۵
زمینه	۷۵	۰/۶۸۷۸	۰/۶۵۴۴۳	۰/۵۷۵۵۶	۰/۵۳۰۴۰۸	۰/۴۷۷۳۶	۰/۶۴۷۶	۰/۶۹۳۱۳۱
	۵۰	۰/۱۷۰۱۶	-۰/۱۷۲۹۹	-۰/۰۲۷۴	-۰/۰۵۴۴۱	-۰/۰۹۳۳۶	۰/۱۶۶۸	۰/۰۵۴۰۷



شکل ۹- نقشه ژئوشیمیایی نواحی آنومالی عناصرآرسنیک و باریم



شکل ۱۰ –نقشه ژئوشیمیایی نواحی آنومالی مس و مولیبدن

نتیجه گیری

وسعت هاله‌های ژئوشیمیایی اولیه در کهنگ نشانگر غنای ذخیره و شرایط مستعد زمین ساختاری و فیزیکو شیمیایی سنگ های درونگیر منطقه است . بطوریکه شعاع انتشار عناصر معرف توده کانساری محدوده ای در حد چند کیلومتر مربع را پوشش می دهدبیشترین میزان غنی شدگی عنصر مولیبدن مربوط به واحد کوارتز مونزونیتی و بیشترین مقادیر مس و طلا مرتبط با میکرودیوریتها است

در محدوده کهنگ عناصر ساختاری اولیه نقش اصلی را در بالا آمدن ماگما و تشکیل استوک های کانه دار داشته اند بنابراین منطقه بندی قائم و محوری تطابق خوبی باهم دارند [۷]این مسئله براساس مقادیر نسبت داده های عناصر سرب و روی به عناصر کانساری در برابر نسبت داده های عناصر آرسنیک آنتیموان به مس و مولیبدن که تفاوت مکانی بیشتری در راستای قائم دارند تایید می شود.

در این تحقیق جهت مشخص نمودن عناصر همسو از روشهای مختلف آماری دو متغیره و چند متغیره استفاده شد.بر اساس روش آنالیز فاکتوری عناصر تحت بررسی درچهار پاراژنز ژئوشیمیایی قرار می گیرند

فهرست منابع

۱- مدنی ، ح.،۱۳۷۳ ، مبانی زمین آمار ، انتشارات دانشگاه صنعتی امیرکبیر ، صفحه۶-۱۷ و ۲۸

۲- حسنی پاک ،ع.ا.وم.شرف الدین،۱۳۸۰، تحلیل داده های اکتشافی ، انتشارات دانشگاه تهران، ۹۷۰ صفحه

۳-علیرضایی ، س. ، ۱۳۷۸ ، زمین شناسی کانسارها (ترجمه) ، انتشارات دانشگاه امیرکبیر ، ۲۲۳-۲۴۶، ۵۰۳-

۴-حسنی پاک ،ع.ا. ،۱۳۷۷، اصول اکتشافات ژئوشیمیایی ، انتشارات دانشکاه تهران

References

5-Stanley, C. R. & Madeisky, H. E., 1995- Lithogeochemical exploration for hydrothermal mineral deposits using Pearce Element Ratio diagrams. In: Extended Abstracts, 17th IGES, 15–19 May 1995, Townsville, Queensland, pp.259–262.

6-Barnes, H.L., 1979, Geochemistry Of Hydrothermal Ore Deposits, second ed., 798p.

7-Sillitoe, R.H., 2003, Linkages between volcano tectonic setting, ore-fluid compositions, and epithermal precious-metal deposits, p.315-343

تشخیص مینرال سیستم طلای تیپ کارلین کانسار زرشوران به منظور هدف یابی اکتشاف ناحیه ای

حجت الله دائی جواد، دانشجوی دکتری مهندسی معدن دانشگاه صنعتی اصفهان، ariana.saba@gmail.com

هوشنگ اسدی هارونی، استادیار دانشکده معدن دانشگاه صنعتی اصفهان، hooshang@cc.iut.ac.ir

چکیده

در این تحقیق جهت تعیین خصوصیات و معیارهای هدف یابی اکتشافی ناحیه ای کانسار زرشوران از رویکرد مینرال سیستم استفاده شد. برای رسیدن به این هدف، ابتدا کانسار مورد مطالعه بطور دقیق از لحاظ کنترل کننده های کانی سازی مورد بررسی قرار گرفت. فرآیندهای بحرانی شکل دهنده کانسار طلای تیپ کارلین زرشوران شامل: منشاء، مسیرهای فعال جریان سیال، سدهای شیمیایی و فیزیکی تعیین شدند. توده های نفوذی و همچنین افیولیت های دگرگون شده مانند سرپانتین ها به منظور منشاء گرمایی اصلی برای تحریک مهاجرت محلول کانی ساز هیدروترمال و نیز منشاء طلا در کانسار زرشوران مشخص شدند.گسل های ناحیه با روند NE-SW،NW-SE و E-W، محل برخورد گسل های با یکدیگر و موقعیت فضایی محل برخورد گسل های اصلی با محور طاقدیس ها به عنوان شاخص جهت مسیر های فعال جریال سیال در نظر گرفته شدند. بررسی ها نشان داد که سنگ های کربناتی و شیل های حاوی مواد ارگانیک بدلیل خاصیت احیاء کنندگی سیال اسیدی بعنوان سنگ های میزبان مطلوب از نظر شیمیایی مهمترین سد های شیمیایی در منطقه به حساب می آیند. به علاوه آلتراسیون های کلیدی سیلیسی شدن، فیلیک و آرژیلیکی و بطور ضعیف پروپیلیتی نیز به عنوان عامل دیگر سد شیمیایی معرفی شدند. در خصوص سد فیزیکی، طاقدیس ایمان خان به همراه محل برخورد گسل ها با طاقدیس مهمترین سد فیزیکی در کانسار زرشوران محسوب می گردند. نهایتاً کلیه نتایج بدست آمده به منظور هدف یابی اکتشاف ناحیه ای در یک سیستم GIS به سراسر ناحیه شمال تکاب تعمیم داده شد.

کلید واژه: مینرال سیستم، مسیر های فعال جریان سیال، سد شیمیایی، سد فیزیکی

Identification of Carlin-type gold mineral system of Zarshuran deposit for regional exploration targeting

Hojjat A. Daeijavad*, Student PhD of mining engineering, Isfahan University of Technology, ariana.saba@gmail.com.

Hooshang H. Asadi, assistant professor of Isfahan University of Technology.

Abstract

In this research, a mineral system approach is applied to determine exploration targeting criteria in a district scale at the Zarshuran gold deposit and is generalized throughout north takab area. For this aim, initially the Zarshuran Carlin-type gold deposit was carefully investigated and modeled to identify important conceptual controllers on gold mineralization and then converted them to mappable spatial controls for surrounding exploration. Sources of heat, metals and mineralizing hydrothermal fluids, active fluid flow pathways, chemical scrubbers and physical throttles have been identified as the main mineralizing conceptual controls. Intermediate magma and metamorphosed ophiolites such as serpentines were mostly considered respectively as possible origin of heat source to trigger the migration of hydrothermal mineralizing solution and the possible sources of gold in the Zarshuran deposit. The NW-SE, NE-SW and EW trending faults, the fault

intersections, the spatial position of intersection between the main faults and the axis of anticlines were determined and considered as the most important indicators of active fluid flow pathways. The acidic fluid regeneration properties, favorable carbonate rocks and black shale containing substantial organic matter have been considered as the most important chemical scrubber at the Zarshuran deposits and surrounding district. In addition, key silicification, phyllic and argillic alterations were also introduced as other possible chemical scrubbers. Dome-like structures such as Iman Khan Anticline, created through uplifting, is the most important physical throttle at Zarshuran. In addition, the intersection of the main faults and anticlines has been considered as an important factor in accumulation and gold mineralization.

Key words: Mineral system, Chemical scrubber, Physical throttle, Active flow pathways

مقدمه

جهت کمک به هدف یابی مفهومی، رویکرد مینرال سیستم طی دو دهه گذشته در بین محققین علوم زمین ظهور پیدا کرده است. مینرال سیستم به همه فاکتورهای زمین شناسی اطلاق می گردد که تولید و نگهداری کانسار را کنترل می نماید. تأکید مینرال سیستم بر فاکتورهایی نظیر؛ منشاء سیالات کانی ساز، منشاء فلزات و دیگر ترکیبات ماده معدنی، مسیر مهاجرت سیالات کانه ساز، گرادیان دمایی، منشاء انرژی برای به حرکت درآوردن فیزیکی سیال کانه ساز و یک مکانیسم تمرکز دهنده مکانیکی یا ساختاری در محل سد (فیزیکی یا شیمیایی) می باشد. رویکرد مینرال سیستم، فرآیندهایی را فرض می کند که برای شکل گیری کانسارهای معدنی بحرانی هستند و بدون آن فرایندها، کانساری نمی تواند شکل گیرد (Wyborn et al., 1994; McCuaig et al., 2010). فرآیندهای بحرانی یک مینرال سیستم در چهارچوب شکل گیری کانسار طلای تیپ کارلین بطور خلاصه شامل فرآیندهای منشاء، مسیرهای جریان سیال، سدهای شیمیایی و فیزیکی می باشد. بر این پایه، فرآیندهای بحرانی برای تشکیل کانسار طلای زرشوران شامل: منشاء گرما، منشاء سیالات و فلزات، شرایط مناسب برای به حرکت در آوردن سیال، چرخش سیال، غنی شدگی سیال و نهایتاً ته نشت فلز هستند. تشخیص مفهوم مینرال سیستم و تبدیل آن مفهوم به سیستم های هدف یابی اکتشافی مؤثر از طریق تشخیص فرآیند های بحرانی و معیارهای قابل نقشه شدن در خصوص کانسار مورد مطالعه و تعمیم آن به ناحیه شمال تکاب هدف اصلی این پژوهش می باشد.

روش مطالعه

زمین شناسی و کانی سازی کانسار طلای زرشوران

ذخیره طلای زرشوران در چهار گوشه تخت سلیمان، استان آذربایجان غربی، شمال غربی ایران واقع شده است. ناحیه زرشوران عموماً بوسیله سنگ های با سن پرکامبرین، لایه بندی شده است. قدیمی ترین واحد، شیست ایمان خان (کلریت- آمفیبول- شیست و بطور محلی سرپانتین) بوده که رو به بالا بوسیله آهک چال داغ، شیل سیاه زرشوران و شیل قاراداش، دنبال می شود. یک توده داسیتی شدیداً آلتره و میلونیتی با سن الیگومیوسن، به واحدهای سنگی کانی سازی شده با سن پرکامبرین از جمله شیل سیاه زرشوران، نفوذ پیدا کرده است. مهرابی و همکاران (۱۹۹۹) از طریق تکنیک های k/Ar و Ar/Ar مشخص کردند که کانی

سازی در زرشوران در Ma ۰/۴ ± ۱۴/۲ شکل گرفته و نزدیک زمان فعالیت آتشفشانی میوسن بوده است (Mehrabi et al., 1999).

کانی سازی در زرشوران در شیل سیاه زرشوران و آهک چال داغ رخ داده و در یک جهت شمال- شمال غربی توسعه یافته است. در آهک چال داغ، طلا در رگه های کوارتزی و رگچه های اریب متمرکز شده است. رگه های کوارتز در آهک چال داغ شامل باریت، پیریت میکروسکوپی، پیریت آرسنیکی، اسفالریت و اکسیدهای آهن می باشد. رگه های کوارتز کانی سازی شده و لنزهای ژاسپروئید در شیل سیاه زرشوران، شامل سولفیدهای آرسنیک- آنتیموان، پیریت، پیریت آرسنیکی، سولفیدهای فلز پایه (مانند گالن) و غیره می باشند. سه نوع آلتراسیون هیدروترمال اصلی در زرشوران شناسایی شده است: کلسیت زدایی[۵]، سیلیسی شدن و آرژیلیکی شدن. (Asadi and Hale, 2001; Moore et al., 2008)

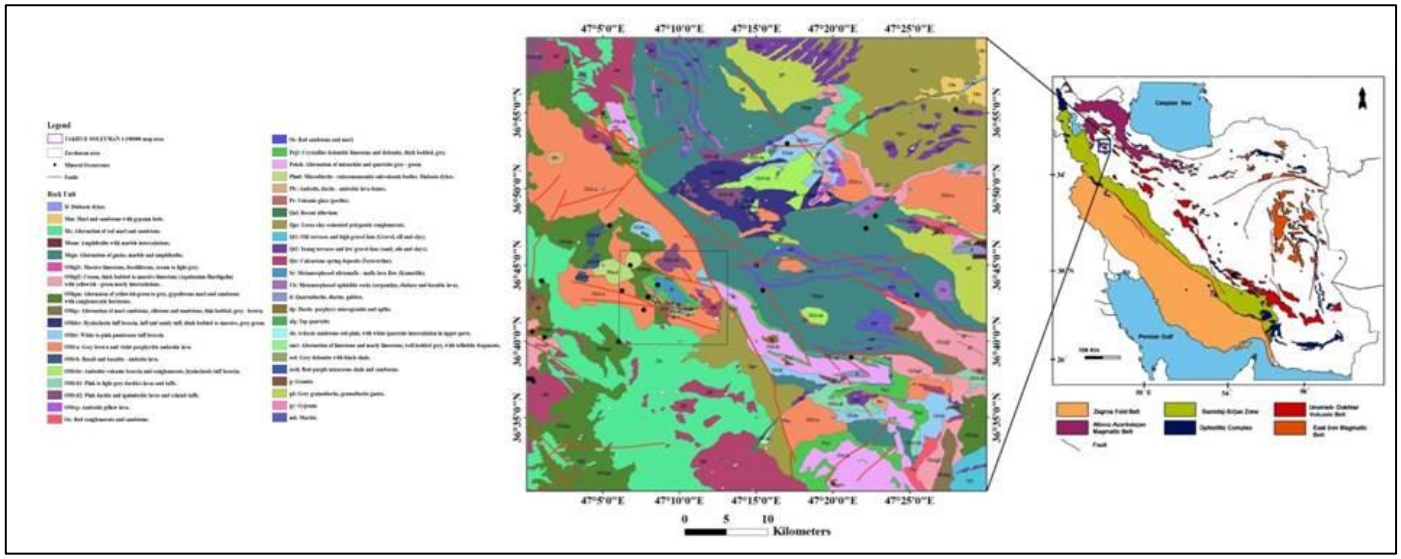
بکارگیری رویکرد مینرال سیستم کانسار طلای تیپ کارلین در ناحیه تکاب

نحوه عمل در این تحقیق بدین شکل می باشد که ابتدا رویکرد مینرال سیستم جهت کانسار طلای تیپ کارلین زرشوران استفاده و فرآیندهای بحرانی شکل دهنده کانسار احصاء گردیدند. سپس این فرآیندها به عوارض قابل نقشه شدن در یک سیستم اطلاعات جغرافیایی (GIS) تبدیل شدند. جهت استفاده از رویکرد مینرال سیستم، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان به عنوان یک عامل برای فرآیندهای بحرانی که مسئول شکل گیری انواع مختلف سنگ‌های حاوی طلا در ناحیه مورد مطالعه بوده اند، مورد استفاده قرار گرفت و لایه مربوط به واحد های مختلف زمین شناسی در سیستم GIS تهیه گردید (شکل ۱).

منشاء گرمایی و سنگ های منشاء برای فلز طلا

اولین فاکتور از فاکتورهای ژنتیکی و زمین شناسی معرف یک مینرال سیستم بخصوص در سیستم های هیدروترمال، منشاء سیالات کانی ساز و نیز منشاء فلزات و دیگر ترکیبات ماده معدنی در یک کانسار می باشد. در بسیاری از حالات، نواحی منشاء چندین میلیون سال قبل از کانی سازی شکل گرفته و می توانند همچنین بطور فضایی دور از محل انباشت باشند (Huston et al., 2016). در کانسار طلای زرشوران، منشاء های گرمایی برای سیستم های هیدروترمال شامل سنگهای دارای رخنمون و ولکانو- پلوتونیک های الیگوسن پوشیده شده مانند آندزیت ها و داسیت لیتیک توف می باشد. داسیت لیتیک توف شدیداً آلتره، شاهد کانی سازی متوالی را نشان می دهد و می تواند بعنوان یک مجرا برای محلولهای هیدروترمال باشد، بطوری که ماگمای متوسط- پایه در هسته طاقدیس حضور دارد.

[۵] Decalcification

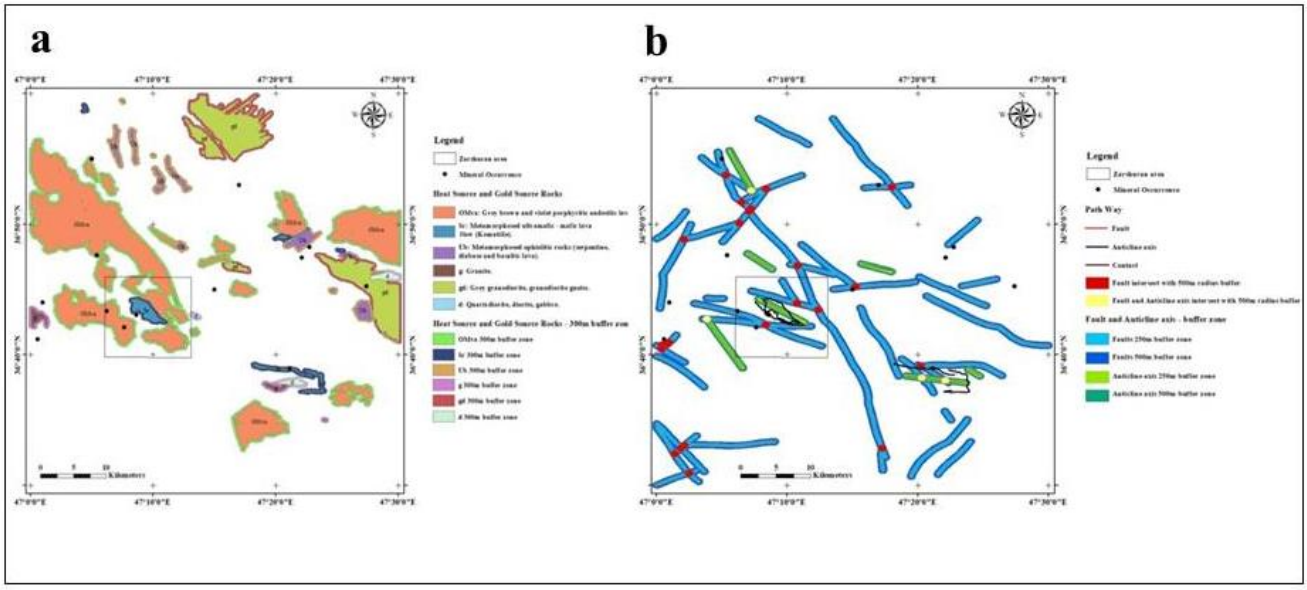


شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه و موقعیت کانسار زرشوران [سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران]

به علاوه مطالعات ژئوشیمیایی و کانی شناسی برخی شواهد ارتباط آذرین را در زرشوران فراهم می آورد. حضور کلرادوئیت (تلورید شناخته شده در زرشوران) و محتوی نسبتاً بالای Te در کانی های آرسنیکی در زرشوران، حضور H_2S را در سیالات زرشوران و ... پیشنهاد می کند که یک ماگمای عمیق، گرمای اصلی را برای سیستم هیدروترمال جهت شکل گیری کانی سازی طلا در زرشوران تامین کرده و دلالت بر یک سهم ماگمایی بزرگتر در کانی سازی محلول های هیدروترمال نسبت به کانسارهای طلای نوع کارلین تیپیک دارد. (Mehrabi et al., 1999; Asadi, 2000; Asadi et al., 2001)

بررسی داده های سیال درگیر نشان می دهد که سیر تکاملی در سیستم هیدروترمال زرشوران در یک دامنه دمایی بین ۲۰۰ °C تا ۳۵۰ °C رخ داده است. یک سیستم سیال از منشاءهای ماگمایی و یک دمای به دام اندازی C °۳۶۰ ± مشتق شده است. لذا ارتباطات سیالات با سنگ های ماگمایی (احتمالاً یک نفوذی پایه) و عمق استنباط شده احتمالی از کانی سازی، معیارهای شناسایی مهم در نواحی اطراف زرشوران هستند (Asadi, 2000). بر اساس داده های ایزوتوپ پایدار برای آب، CO_2، H_2S و سولفات، سیالات کانه شامل آب ماگمایی بوده که بوسیله فعل و انفعال با سنگهای ناحیه و آب زیرزمینی جوی نتیجه می شود. بنابراین کانسارهای پراکنده با میزبان رسوبی تیپ کارلین در ناحیه تکاب با نفوذی در ارتباط هستند (Daliran et al., 2002).

بر اساس موارد عنوان شده و نقشه زمین شناسی منطقه، توده های نفوذی شامل: ۱) گرانودیوریت، ۲) دیوریت و ۳) گرانیت، بعنوان ماگمای متوسط- پایه عمیق به منظور منشاء گرمایی اصلی برای تحریک مهاجرت محلول کانی ساز هیدروترمال و واحد آندزیت و سنگ های الترامافیک، افیولیت های دگرگون شده و سرپانتین ها نیز به عنوان منشاء احتمالی طلا از نقشه زمین شناسی استخراج و در لایه مربوط به منشاء مورد استفاده قرار گرفتند (شکل ۲a).



شکل ۲- a) لایه مشخص کننده منشاء گرمایی به حرکت در آوردن محلول های گرمابی و سنگ های منشاء احتمالی برای فلز طلا در منطقه مورد مطالعه b) لایه مربوط به گسل های اصلی و محل برخورد گسل با محور طاقدیس بعنوان مسیرهای احتمالی فعال عبور سیال کانه ساز طلا.

مسیرهای عبور سیال

یکی دیگر از فاکتور های ژنتیکی و زمین شناسی معرف سیستم های کانی سازی، مسیر مهاجرت سیالات کانه ساز به نواحی سد (مسیرهای سیال تمرکز یافته باریک) می باشد. مسیرهای جریان سیال می توانند شامل ساختارهای کشیده به عنوان حوزه های میزبان یا طبقات آتشفشانی شکل گرفته و فعال شده در طول تکتونیسم متوالی، زونهای نفوذ پذیر شکل گرفته در زون انباشت یا دیاژنز حوزه و ساختارهای شکل گرفته در طول رخدادی که جریان سیال را تحریک می کنند، باشند (Huston et al., 2016).

ساختارها و تقاطع ساختاری خاص، جهت کنترل کردن ماگماتیسم، جریان سیال هیدروترمال و انباشت کانی، مهم می باشد. گسل های اصلی حاضر در زرشوران دارای روند شمال غرب- جنوب شرق و شمال شرق- جنوب غرب در تشکیلات پرکامبرین می باشند. گسل های با روند NW-SE عموماً بوسیله درکنار قرار گرفتن دو واحد زرشوران و چال داغ مشخص شده و هم جهت با کانی سازی و رگه های سیلیسی می باشند. گسل های NE-SW عموماً در امتداد دره ها قرار گرفته و تشکیلات میزبان کانی سازی را قطع می کنند. بنابر این عموماً گسل های بزرگ زاویه دارای روند NW-SE و NE-SW مرتبط با ساختارهای گنبدی یا ساخته شده بوسیله نفوذی های داسیتی وارد شده به تشکیلات سنگ میزبان، کنترل کننده های ساختاری اصلی بوده و مهمترین مسیرها برای عبور سیال کانی ساز می باشند. بر این اساس، کلیه گسل های ناحیه با روند NW-SE،NE-SW و E-W از طریق نقشه زمین شناسی موجود، کنترل صحرایی و پردازش تصاویر LANDSAT ETM^{+} منطقه به روش ترکیب رنگی RGB 743 و فیلتر جهتی ۶۰ درجه بر روی اولین مؤلفه اصلی باندها، استخراج و گسل های اصلی جداسازی شدند. همچنین بدلیل اهمیت

بیشتر محل برخورد گسل های با یکدیگر، تقاطع گسل های دارای روند NW-SE با NE-SW و NW-SE با E-W نیز در نظر گرفته شدند (شکل ۲b).

سد های شیمیایی

یکی دیگر از فرآیندهای بحرانی در تشکیل کانسار وجود سد شیمیایی می باشد. در کانسارهای مختلف، واکنش های سنگ دیواره به عنوان یک مکانیسم برای انباشت طلا می تواند در نظر گرفته شود. یکی از این واکنش ها می تواند در سنگ هایی با یک شیمی مطلوب رخ دهد. دوم اینکه واکنش سیالات با سنگ دیواره ممکن است آلتراسیون مشخصی را تولید کند، مانند آلتراسیون های رخ داده در مجاورت ساختارها (Hart, 2007; Barnicoat, 2007; McCuaig et al., 2010; Carranza et al., 2015).

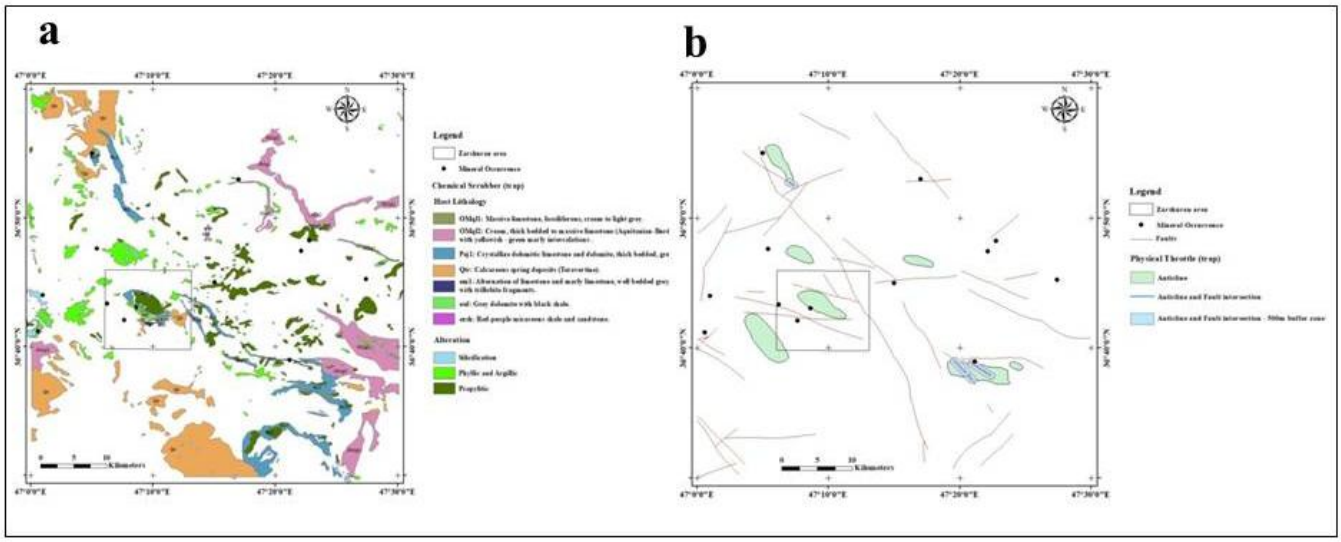
کانی سازی طلا در زرشوران بوسیله تشکیلات کربناتی و شیل سیاه میزبانی می شود و یک داسیت لیتیک توف با کانی سازی ضعیف و برشی شده بدان تشکیلات وارد شده است. بر اساس مدل ژئوشیمیایی، احیاء بخشی یک سیال غنی از آرسنیک اکسید شده از منشاء ماگمایی بخشی، طلا را از سنگ های متامورفیک پرکامبرین شستشو داده، اما احیاء بیشتر توسط شیل سیاه، رسوب طلا را به همراه آرسنیک نتیجه می دهد. طبق این مدل، شیل سیاه زرشوران بعنوان یک درپوش فشاری و سد ژئوشیمیایی احیایی قوی عمل می کند (Mehrabi et al.; 1999, 2003). کانی های آلتراسیون کلیدی نیز بدلیل واکنش با سنگ دیواره، کاهش حلالیت طلا و در نهایت انباشت طلا، می تواند بعنوان سدهای شیمیایی عمل کنند.

لذا جهت به نقشه درآوردن عوارض مربوط به سد های شیمیایی، برخی از واحد سنگهای کربناتی میزبان کانی سازی و بعضاً آلتره و شیل ها بخصوص شیل سیاه که میزبان اصلی کانی سازی می باشد، بعنوان سنگ های میزبان مطلوب از نظر شیمیایی از نقشه زمین شناسی استخراج شدند. روش های متعددی شامل نسبت باندی، ترسیم زاویه طیفی[۶] و کمترین مربعات رگرسیون شده[۷] بر روی داده های تصاویر ماهواره ای ASTER و ETM^{+} برای تعیین آلتراسیون های سیلیسی شدن، فیلیک و آرژیلیکی و پروپیلیتی استفاده گردید. در مرحله بعد لایه های مربوط به آلتراسیون به نقشه سدشیمیایی اضافه شدند و نقشه تجمیعی مربوط به سد شیمیایی بدست آمد (شکل ۳a).

سد های فیزیکی

سد فیزیکی به این صورت تعریف شده است: "یک مکانیسم تمرکز دهنده مکانیکی یا ساختاری در محل سد" (Wyborn et al., 1994). زون های با تغییر شکل شدید در مجاورت خط واره های مقیاس پوسته ای یا هر سد دارای پتانسیل برای جریان سیال

[۱] spectral angle mapper (SAM)
[۲] LS-Fit



شکل ۳-a) لایه مشخص کننده سد های شیمیایی در منطقه مورد مطالعه (سنگ های میزبان و آلتراسیون ها) b) لایه مشخص کننده سد فیزیکی در منطقه مورد مطالعه

از جمله سیل ها، طاقدیس ها و کنتراست های دارای استعداد می تواند به عنوان سدهای فیزیکی عمل کرده که بر مهاجرت سیال کانی سازی تمرکز نموده و مقدار زیادی فلز را تصفیه نمایند (Joly et al., 2015). در کانسار زرشوران، ساختارهای گنبدی مانند طاقدیس ایمان خان که می تواند توسط بالا آمدگی نتیجه شود، مهمترین سد فیزیکی محسوب می گردد. علاوه بر این محل برخورد گسل ها با طاقدیس نیز از عوامل تعیین کننده جهت انباشت طلا و محافظت از آن می باشد. لذا موقعیت فضایی کلیه طاقدیس ها در ناحیه تکاب با استفاده از نقشه زمین شناسی، داده های ماهواره ای ASTER و مدل ارتفاعی رقومی (DEM) منطقه بصورت پلی گون رسم، در محیط GIS وارد و لایه مربوط به سد فیزیکی تهیه شد. همچنین موقعیت فضایی محل برخورد گسل های اصلی با طاقدیس ها نیز به این لایه اضافه شد که نقشه حاصل در شکل(۳b) آورده شده است. معیارهای هدف یابی اکتشافی (فرآیندهای بحرانی) و عوامل فضایی مقیاس ناحیه ای برای کانسارهای طلای تیپ کارلین در منطقه تکاب با رویکرد مینرال سیستم در جدول (۱) خلاصه شده است.

جدول ۱- معیار هدف یابی اکتشافی و عوامل فضایی مقیاس ناحیه ای برای کانسارهای طلای تیپ کارلین در منطقه تکاب

معیارهای هدف یابی	عوامل فضایی		داده های اولیه و روش کار مورد استفاده	
منشاء طلا	نزدیکی به توده های نفوذی	گرانودیوریت (gd)	نقشه زمین شناسی	نقشه توزیع سنگ های نفوذی
		دیوریت (d)		
		گرانیت (g)		
	مجاورت با سنگ های آندزیتی (OMva)			نقشه توزیع آندزیت ها
	افیولیت های دگرگون شده و سرپانتین ها (Sr و Ub)			نقشه توزیع سرپانتین ها
مسیرهای فعال	گسل های اصلی	روند NW-SE	نقشه زمین شناسی داده های ماهواره ای LANDSAT ETM+ (ترکیب رنگی RGB 743 و فیلتر جهتی ۶۰ درجه بر روی اولین مؤلفه اصلی باندها)	
		روند NE-SW		
		روند E-W		
	تقاطع گسل های اصلی	تقاطع گسل های با روند NW-SE و NE-SW		
		تقاطع گسل های با روند NW-SE و E-W		
	محور طاقدیس و تقاطع آن با گسل های اصلی			
سد شیمیایی	سنگ های کربناتی و غنی از مواد ارگانیک	شیل سیاه (ezsh و esd)	نقشه زمین شناسی نقشه توزیع سنگ های غنی از مواد ارگانیکی نقشه آلتراسیون - داده های ماهواره ای ASTER: نسبت باندی، LS-Fit و SAM	
		سنگ های کربناتی (OMgl1، OMgl2، em1 و Pej1)		
	آلتراسیون	سیلیسی شدن		
		فیلیک و آرژیلی شدن		
		پروپیلیتیک		
سد فیزیکی	طاقدیس ها محل برخورد گسل با طاقدیس		نقشه زمین شناسی تصاویر ماهواره ای ASTER داده های DEM منطقه در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰	

بحث و نتیجه گیری

هدف اصلی این تحقیق بررسی مدل های مفهومی و ویژگی های مینرال سیستم طلای تیپ کارلین کانسار زرشوران و کاربرد آن در هدف یابی اکتشافی مؤثر ناحیه ای بود. به طوری که مؤلفه های بحرانی برای شکل گیری کانسار طلا از طریق مطالعه ژنز و توزیع فضایی و زمانی کانسار تشخیص داده شده تا اینکه درک مفهومی از مینرال سیستم منجر به کاربرد عملی آنها در اکتشاف در مقیاس ناحیه ای گردد. لذا اهم نتایج حاصل از این پژوهش به شرح ذیل می باشد:

- برای استفاده از روش مینرال سیستم ابتدا کانسار مورد مطالعه بطور دقیق از لحاظ کنترل کننده های کانی سازی مورد بررسی قرار گرفت. بدین جهت نتایج حاصل از مطالعات سنگ شناسی، کانی شناسی، زمین شناسی، محیط کانی سازی، منشاء سیالات کانی ساز و فلز، محیط های انباشت، کنترل کننده های ساختاری و آنالیزهای ژئوشیمیایی در خصوص کانسار طلای زرشوران مورد استفاده قرار گرفت.

- به منظور استفاده از رویکرد مینرال سیستم، ابتدا فرآیندهای بحرانی شکل دهنده (شامل منشاء، مسیرهای جریان سیال، سدهای شیمیایی و سدهای فیزیکی) جهت کانسار طلای زرشوران استفاده و سپس این فرآیندها به عوارض قابل نقشه شدن در یک سیستم اطلاعات جغرافیایی تبدیل و به سراسر ناحیه شمال تکاب تعمیم داده شدند.
- توده های نفوذی شامل: ۱) گرانودیوریت ، ۲) دیوریت و ۳) گرانیت، بعنوان ماگمای متوسط- پایه عمیق به منظور منشاء گرمایی اصلی برای تحریک مهاجرت محلول کانی ساز هیدروترمال و منشاء طلا در کانسار زرشوران انتخاب شدند. همچنین واحد آندزیت و سنگ های الترامافیک، افیولیت های دگرگون شده و سرپانتین ها نیز در لایه مربوط به منشاء مورد استفاده قرار گرفت.
- کلیه گسل های ناحیه با روند NE-SW،NW-SE و E-W محل برخورد گسل های فوق با یکدیگر و نیز موقعیت فضایی محل برخورد گسل های اصلی با محور طاقدیس ها بعنوان مسیرهای سیال کانی ساز مورد استفاده قرار گرفت.
- سنگ های کربناتی و شیل های حاوی مواد ارگانیک بدلیل خاصیت احیاء کنندگی سیال اسیدی مهمترین سدهای شیمیایی در منطقه به حساب می آیند. آلتراسیون های سیلیسی شدن، فیلیک و آرژیلیکی و پروپیلیتی نیز به عنوان شاهد دیگری از سدشیمیایی تعیین شدند.
- ساختارهای گنبدی مانند طاقدیس ایمان خان که می تواند توسط بالا آمدگی نتیجه شود، مهمترین سد فیزیکی در زرشوران محسوب می گردد. علاوه بر این محل برخورد گسل ها با طاقدیس نیز از عوامل تعیین کننده جهت انباشت طلا و محافظت از آن می باشد.

منابع فارسی:

باباخانی، ع.، قلمقاش، ج.، نقشه زمین شناسی تخت سلیمان مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۱۳۷۱.

References

Asadi H., H., 2000. The Zarshuran gold deposit model applied in a mineral exploration GIS in Iran. ITC.

Asadi, H.H. and Hale, M., 2001. A predictive GIS model for mapping potential gold and base metal mineralization in Takab area, Iran. Computers & Geosciences, 27(8), pp.901-912.

Barnicoat, A.C., 2007, August. Mineral systems and exploration science: linking fundamental controls on ore deposition with the exploration process. In Digging Deeper. Proceedings of the Ninth Biennial SGA Meeting, Dublin (Vol. 2, pp. 1407-1411).

Carranza, E.J.M., Sadeghi, M. and Billay, A., 2015. Predictive mapping of prospectivity for orogenic gold, Giyani greenstone belt (South Africa). Ore Geology Reviews, 71, pp.703-718.

Daliran, F., Hofstra, A.H., Walther, J. and Stüben, D., 2002, October. Agdarreh and Zarshuran SRHDG deposits, Takab Region, NW-Iran. In Proceedings of the GSA Annual meeting, Paper (Vol. 63, No. 8).

Hart, C.J., 2007. Reduced intrusion-related gold systems. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, pp.95-112.

Huston, D.L., Mernagh, T.P., Hagemann, S.G., Doublier, M.P., Fiorentini, M., Champion, D.C., Jaques, A.L., Czarnota, K., Cayley, R., Skirrow, R. and Bastrakov, E., 2016. Tectono-metallogenic systems—the place of mineral systems within tectonic evolution, with an emphasis on Australian examples. Ore Geology Reviews, 76, pp.168-210.

Joly, A., Porwal, A., McCuaig, T.C., Chudasama, B., Dentith, M.C. and Aitken, A.R., 2015. Mineral systems approach applied to GIS-based 2D-prospectivity modelling of geological regions: Insights from Western Australia. Ore Geology Reviews, 71, pp.673-702.

McCuaig, T.C., Beresford, S. and Hronsky, J., 2010. Translating the mineral systems approach into an effective exploration targeting system. Ore Geology Reviews, 38(3), pp.128-138.

Mehrabi, B., Yardley, B.W.D. and Cann, J.R., 1999. Sediment-hosted disseminated gold mineralisation at Zarshuran, NW Iran. Mineralium Deposita, 34(7), pp.673-696.

Mehrabi, B., Yardley, B.W.D. and Komninue, A., 2003. Modelling the As-Au association in hydrothermal gold mineralization: Example of Zarshuran deposit, NW Iran.
Moore, F., Rastmanesh, F., Asadi, H. and Modabberi, S., 2008. Mapping mineralogical alteration using principal-component analysis and matched filter processing in the Takab area, north-west Iran, from ASTER data. International Journal of Remote Sensing, 29(10), pp.2851-2867.
Wyborn, L.A.I., Heinrich, C.A. and Jaques, A.L., 1994. Australian Proterozoic mineral systems: essential ingredients and mappable criteria. In The AusIMM Annual Conference (Vol. 1994, pp. 109-115). Darwin: AusIMM.

مطالعه کانه زایی مس خون سرخ، شرق ساردوئیه، (شمال شهرستان جیرفت)

نویسنده مسئول: فاطمه رشیدی ترشاب*، دانشجو کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه شهید باهنر کرمان،
fatemerashidi863@gmail.com

سایر نویسندگان: سید حسام الدین معین زاده، دانشیار بخش زمین شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان،
hmoeinzadeh@uk.ac.ir

چکیده

استان کرمان از لحاظ موقعیت مناطق ساختاری- رسوبی ایران در بخش زون ایران مرکزی قرار گرفته است. این استان با توجه به عملکرد ماگماتیسم، به ویژه ماگماتیسم سنوزوئیک، از توان کانه زایی مناسبی برخوردار است. محدوده مس پورفیری خون سرخ در شمال باختر شهرستان جیرفت و طول جغرافیایی ′۲۸ °۵۷ و عرض جغرافیایی ′۱۴ °۲۹ قرار گرفته است.کانی سازی در این منطقه به فرم رگه ای و رگچه ای است. بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات کانه نگاری، کانه زایی در طی دو مرحله درونزاد و برونزاد صورت گرفته است. کانی های سازنده کانسار شامل: سولفیدها (کالکوپیریت، پیریت) ، کربناتها (مالاکیت، آزوریت) ، اکسیدهای آهن (گوتیت، لیمونیت، هماتیت) می باشد.

کلیدواژه: ایران مرکزی، خون سرخ، کانه زایی، درونزاد، برونزاد

Study of copper Mineralization of Khoon sorkh mine, East of sarduiyeh (North of Jiroft city)

First Author: Fatemeh rashidi torshab*, MsC. Student in Economic geology, Shahid Bahonar University of Kerman, fatemerashidi863@gmail.com

Other Authors: seyed hesamaddin moeinzadeh, Associate Professor of geology department, Shahid Bahonar University of Kerman, hmoeinzadeh@uk.ac.ir

Abstract

According to sedimentary structures, Kerman province is located in the central Iran zone. Due to Cenozoic magmatism, this province has great mineralization ability. Porphyry copper of Khoon sorkh mine is located in longitude of 57° 28' and latitude of 29° 14' , Jiroft northwest. In this area, mineralization is vein. According to field and petrographic studies, mineralization has occurred in two steps, endogenous and exogenous. Ore deposits include sulfides (chalcopyrite, pyrite), carbonates (malachite, azurite), Iron oxides (goethite, limonite, hematite).

Key Words: Central Iran, Khoon sorkh, Mineralization, endogen, exogen

مقدمه

کشور ایران دارای منابع و ذخایر فراوانی می‌باشد که می‌توان با شناخت و استفاده صحیح از آن‌ها به رشد و ترقی هر چه بیشتر دست یافت. متأسفانه کمبودهای شدیدی در مورد مطالعات علمی سیستماتیک بر روی منابع معدنی ایران وجود دارد که در نتیجه بسیاری از این منابع ناشناخته باقی مانده است. بدیهی است که جهت بهره برداری از معادن، شناخت کمی و کیفی آن‌ها اجتناب ناپذیر است و علم زمین شناسی اقتصادی، نقش برجسته و مهمی را در این راستا ایفا مینماید. آثار و علائم کانی زایی مس در ایران فراوان است و کمربند مس ایران از شمال غرب تا جنوب شرق ادامه می-یابد. بنابراین کشور ما شانس بزرگی برای داشتن معادن غنی مس دارد، چنانچه معدن مس سرچشمه که بر روی همین کمربند واقع است از بزرگترین کانسارهای مس پورفیری جهان به شمار می‌رود. با توجه به افزایش روز افزون جمعیت و استخراج منابع شناخته شده مس، لازم به نظر می‌رسد که منابع جدید کشف و مورد مطالعه قرار گیرند. منطقه مورد مطالعه از جمله ذخایر دیگر مس ایران است که در ۷۵ کیلومتری شمال باختر جیرفت در استان کرمان واقع شده است. مطالعه مس این منطقه به دلیل قرار گرفتن محدوده اکتشافی بین دو معدن پورفیری درآلو و کرور مورد اهمیت و در دست بررسی قرار گرفته است.

روش مطالعه

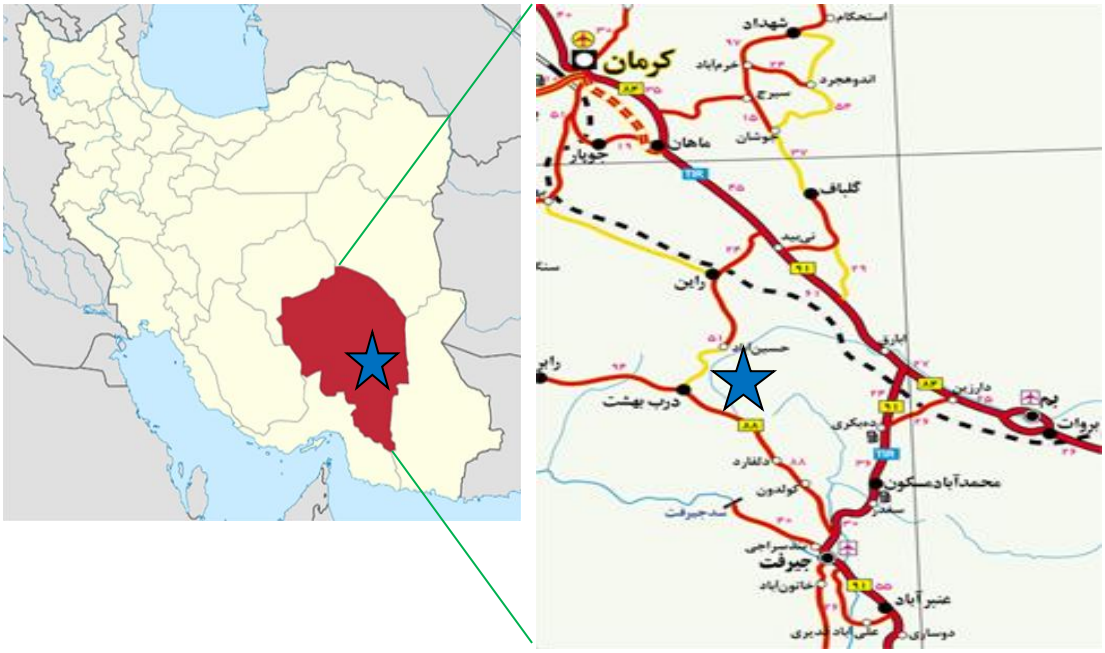
در این پژوهش، نخست پیمایش‌هایی جهت شناسایی انواع تشکیلات سنگی و روابط صحرایی در منطقه خون سرخ به منظور مطالعه کانه زایی منطقه صورت گرفت؛ سپس ۲۰ مقطع نازک و ۶ مقطع پالیش از واحدهای سنگی و بخش‌های کانه دار تهیه و مورد مطالعه قرار گرفت.

بحث

۱- مشخصات و زمین شناسی منطقه

منطقه خون سرخ در ۷۵ کیلومتری شمال باختر شهرستان جیرفت و ۱۰۰ کیلومتری خاور شهرستان بافت در استان کرمان قرار گرفته است (شکل۱). این منطقه در جنوب شرقی کمربند ارومیه-دختر و در تقسیم بندی زمین شناسی کرمان در کمربند دهج-ساردوئیه قرار گرفته است. از نظر زمین شناسی محدوده خون سرخ در ورقه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ساردوئیه واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه شامل واحدهای آتشفشانی آندزیت- بازالت، واحد نفوذی گرانودیوریت و واحدهای سنگی کوارترنر می‌باشند. قدیمی ترین واحد سنگی در این منطقه آتشفشانی‌های مربوط به ائوسن که بخش وسیعی از محدوده مطالعاتی را در بر دارد و جوان ترین واحدها شامل رسوبات آبراهه ای عهد حاضر میباشد که بخش‌های خاوری و تا حدودی جنوب باختری محدوده را پوشش می‌دهد. فعالیت‌های تکتونیکی به شدت منطقه را تحت تأثیر خود قرار داده اند به طوری که بیشتر مرز واحدهای سنگی موجود گسله بوده و بهم ریختگی واحدهای سنگی نشأت گرفته از این امر است. در بخش جنوب باختری خارج از محدوده، تاقدیس بزرگ کوه بحر آسمان قرار دارد که در هسته آن سنگ‌های گرانودیوریتی جای دارند و به وسیله ولکانیک‌های ائوسن و گاه رسوبات ائوسن احاطه می‌شوند. پلانج این تاقدیس به سوی شمال باختر است. ادامه شمال باختر این تاقدیس به حوضه سازند قرمز بالایی باز می‌شود که بخشی از حوضه بزرگی است که در ورقه‌های بافت و بلورد قرار می‌گیرد. در بخش شمالی منطقه یک چین خوردگی قرار دارد که به وسیله گسل‌های معکوس و امتداد لغز به بلوک‌هایی تقسیم شده است. توده گرانیتوئیدی کوه هنزا در طول یک زون امتدادی قرار دارد و طی چین خوردگی پس از ائوسن بصورت یک توده سخت عمل کرده است.

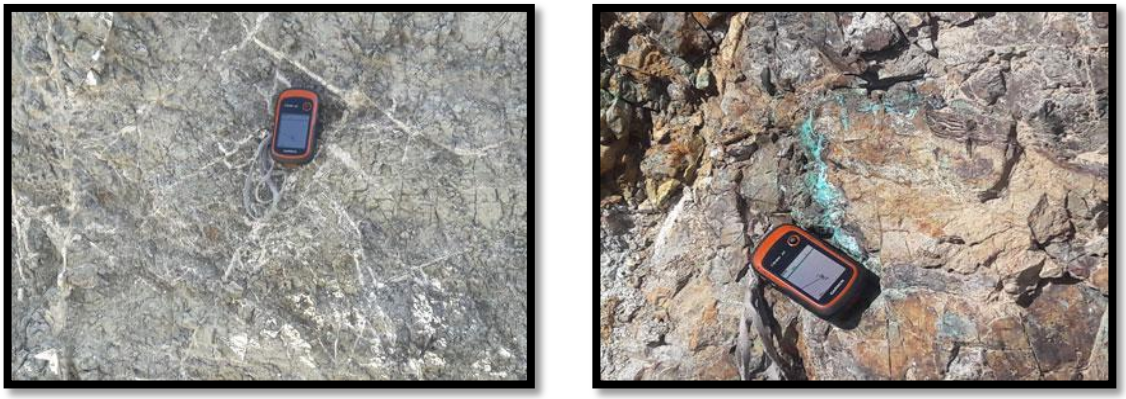
سنگ‌های رسوبی در جنوب باختر منطقه به شدت تحت فشار قرار گرفته و چین‌هایی با جهت خاوری ایجاد کرده اند. در فازهای جوان تر فشاری، حتی سازند قرمز نیز چندین بار چین خورده است.



شکل۱: راه های دسترسی به منطقه

۲- کانه زایی منطقه

کانه زایی در منطقه خون سرخ به فرم رگه ای و رگچه ای (رگه های فلزی و سیلیسی) صورت گرفته که توسط شکستگی‌ها، زون‌های برشی و گسلی کنترل شده است (شکل۲). با توجه به مطالعات میکروسکوپی کانه‌های عمده حاضر در رگه‌ها و رگچه‌ها، پیریت، کالکوپیریت، مالاکیت، آزوریت، اکسیدها و هیدروکسیدهای ثانویه آهن (گوتیت، لیمونیت) می‌باشد. کانی سازی در این متطقه به دو صورت هیپوژن و سوپرژن رخ داده است. حضور بافت‌های برشی و پرکنندهٔ فضای خالی در رگه‌ها نشان می‌دهد که محلول کانه دار در فضای بین شکستگی‌ها، گسل‌ها و برش‌ها مواد خود را به حالت پرکننده برجای گذاشته اند. زون‌های مختلف کانه زایی از سطح به عمق در منطقه خون سرخ عبارتند از: زون اکسیده، سوپرژن، زون هیپوژن.



شکل۲: تصاویری از نوع کانه زایی مس در منطقه

۲-۱- زون اکسیدی

منطقه اکسیدان در بالای سطح آب زیرزمینی واقع است و می‌توان آن را به دو واحد مجزا تفکیک نمود؛ محدوده نزدیک به سطح آب زیرزمینی که در آن کربنات‌ها، سولفات‌ها، اکسیدهای مس و مس خالص ته نشست می‌گردد و دیگری محدوده نزدیک به سطح زمین است که دارای شرایط اکسیداسیون بالا (Eh) بالا و (Ph) اسیدی است که قسمت اعظم کانی‌های سولفیدی شسته شده و عناصر متحرک همانند مس به اعماق بیشتر حمل گردیده و عناصر غیر متحرک آهن به صورت گوسان باقی می‌مانند.

پوشش‌های اکسید و هیدروکسیدهای آهن به رنگ زرد و نارنجی در بخش‌های مختلف زون اکسیدان برونزد دارد. در اثر عبور آب‌های جوی از داخل درز و شکاف‌ها و جاری آبگذر سنگ‌ها، کانه‌های سولفیدی آهن (کالکوپیریت و پیریت) از حاشیه و از مرز شکستگی‌ها، به طور بخشی و بعضاً به طور کامل به گوتیت، هماتیت و لیمونیت تبدیل شده اند.

$$2CuFeS_2+17/2\ O_2+6\ H_2O+CO_2 \rightarrow 2Fe(OH)_3+2CuSO_4+2H_2SO_4+H_2CO_3$$

هماتیت: هماتیت از هوازدگی و اکسیداسیون سولفیدهای آهن دار از جمله پیریت و کالکوپیریت در مجاورت آب‌های اکسیژن دار سطحی حاصل شده است.

$$2FeS_2+7.5\ O_2+4H_2O \rightarrow Fe_2O_3+4H_2SO_4$$ (Guilbert and Park, 1986)

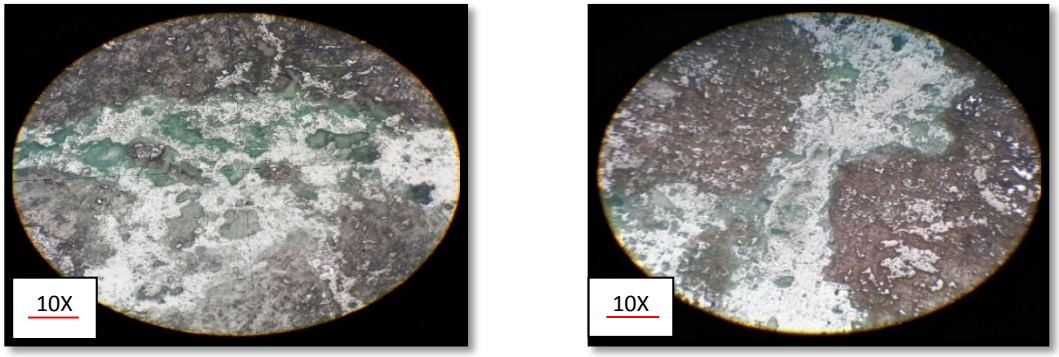
لیمونیت: حاصل از هوازدگی سولفیدهای آهن و مس دار اولیه، حفرات و شکستگی‌ها را پر نموده است (شهاب پور، ۱۳۸۰).

$$2FeS_2+7.5\ O_2+8H_2O+CO_2 \rightarrow 2Fe(OH)_3+4H_2SO_4+H_2CO_3$$

$$2CuFeS_2+8.5\ O_2+6H_2O+CO_2 \rightarrow 2Fe(OH)_3+2CuSO_4+2H_2SO_4+H_2CO_3$$

گوتیت: تشکیل گوتیت فراوان در ارتباط مستقیم با شستشوی اسیدی ضعیف در زون اکسیدان می‌باشد.

زون اکسید به علت عملکرد هوازدگی در قسمت‌های معدودی از سطح دیده شده است. در این زون انواع کانی‌های اکسید مس، کربنات‌های مس (مالاکیت و آزوریت) و گوتیت، هماتیت مشاهده می‌شود (شکل۳).



شکل۳: تصاویر میکروسکوپی از اکسیدها و کربنات های مس

۲-۲- زون سوپرژن

یک مسئله عمده در دگرسانی کانسارهای مس پورفیری دگرسانی سوپرژن است که دگرسانی گرمابی قبلی را می پوشاند. اصطلاح این دگرسانی دلالت بر دگرسانی سنگ در کانسارهایی دارد که توسط هوازدگی و فرآیندهای سطحی توسط محلول‌های سطحی فرورو ایجاد می‌شوند. محلول‌های حاصل از اکسیداسیون پیریت در ایجاد غنی شدگی سوپرژن نقش دارند. اهمیت این فرآیند به طور مشخص در کانسارهای مس پورفیری نشان داده شده است.(Meyer and Hemley,1967) گاهی تشخیص بین دگرسانی هیپوژن و سوپرژن آسان نیست. اثرات دگرسانی سوپرژن معمولاً در کانسارهای مس پورفیری غالب تر است. پیریت در کانسارهای سولفیدی به وفور یافت می‌شود. اکسیداسیون پیریت و سایر کانی‌های سولفیدی آهن، باعث بر جای گذاری اکسید آهن و تشکیل اسید سولفوریک می‌گردد.

$$2FeS_2+15O_2+8H2O\rightarrow 2Fe(OH)_3\downarrow+4H_2SO_4+H_2CO_3$$

$$2CuFeS_2+1702+6H_2O+CO_2\rightarrow 2Fe(OH)_3\downarrow+2CuSO_4+2H_2SO_4+H_2CO_3$$

همانطوری که در واکنش‌های فوق مشاهده می‌شود، حاصل این واکنش‌ها لیمونیت است که نسبتاً غیر محلول می‌باشد و در رخنمون‌ها باقی می‌ماند. عناصر مس و روی به واسطه حلالیتشان (طبق سری شورمن) از قسمت‌های بالایی و اکسیده توده‌های سولفیدی شسته شده و باعث تهی شدن بخشی از توده معدنی که در بالای سفره آب زیرزمینی قرار دارد، میشود. این بخش شسته شده تشکیل یک پوشش به نام کلاهک آهنین یا گوسان را می‌دهد که مورد استفاده اکتشافی دارد.

چنانچه کربنات در محیط مس پورفیری وجود داشته باشد، مس به صورت کربنات ته نشین می‌شود. لیکن اغلب مس در محلول‌های فرورو به حالت محلول باقی می‌ماند تا به شرایط احیایی برسد و یا آنکه وارد سفره آب زیرزمینی شود. این باعث ته نشینی مس و نیز جانشینی سولفیدهای اولیه توسط سولفیدهای ثانویه می‌گردد. منطقه ای که در آن کانی‌های جدید به روش اخیر ایجاد می‌شوند به منطقه غنی سازی ثانویه سولفیدی موسوم است.

$$5FeS_2+CuSO_4+12H_2O\rightarrow 7Cu_2S+5FeSO_4+12H_2O$$

کالکوسیت

$$FeS_2+CuSO_4\rightarrow CuS+FeSO_4$$

کوولیت

در بالای سطح آب زیرزمینی کانی‌هایی از قبیل مالاکیت، آزوریت، بروکانتیت و همی مورفیت و در زیر سطح آب‌های زیر زمینی سولفیدهایی چون کالکوسیت، بورنیت و حتی گاهی پیروتیت تشکیل می‌گردد. در زون سوپرژن این منطقه تبدیل

شدگی کانی های سولفیدی اولیه به ثانویه وجود ندارد پس در نتیجه زون غنی شدگی سولفیدی دراین منطقه دیده نمی شود. در منطقه کانی سازی سوپرژن با کانی سازی مالاکیت، آزوریت مشخص می‌شود.

مالاکیت($CuCo_3.Cu(OH)_2$) :

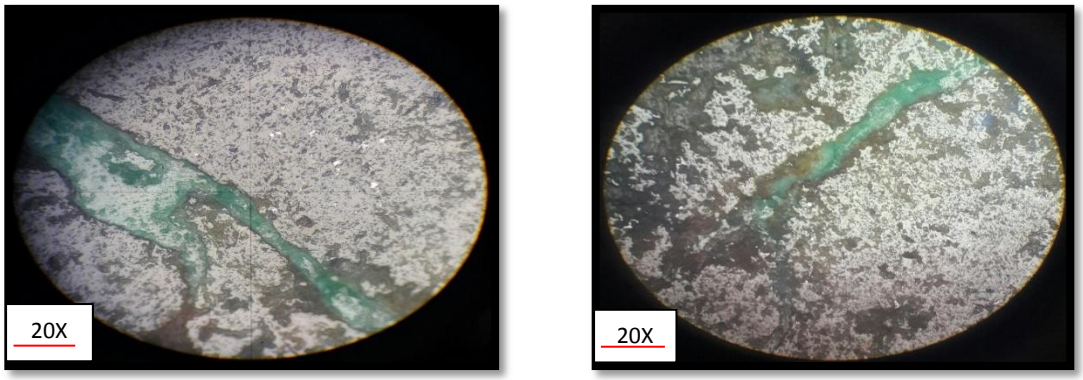
سیالات فرو رو با اسیدیته ضعیف که مس محلول در آن‌ها حاصل از شستشوی سولفیدهای اولیه مس است، در برخورد با رگه‌های کلسیتی و پلاژیوکلازهای سنگ میزبان آندزیتی در مسیر عبور خود از شکستگی‌ها و درز و شکاف‌ها، خنثی شده و باعث رسوب مس به صورت کانی‌های پایدار کربنات مس (مالاکیت) شده است.

مالاکیت طی واکنش زیر تشکیل می‌شود(Bean,1968) .

$$2Cu^{2+} + Co_3^{2-} + 2(OH)^- \rightarrow Cu_2(OH)_2Co_3$$

مالاکیت

مالاکیت‌ها در منطقه با دارا بودن رنگ سبز در نمونه دستی به راحتی قابل تشخیص بودند. مالاکیت در زیر میکروسکوپ به رنگ سبز و به صورت رگه ای و پر کننده فضاهای خالی مشاهده می‌شود و دارای فراوانی نسبی در سنگ‌های منطقه می‌باشد (شکل۴). این کانی در منطقه همراه با اکسیدهای آهن مشاهده می‌شود.



شکل۴: تصاویر میکروسکوپی از رگه های مالاکیت

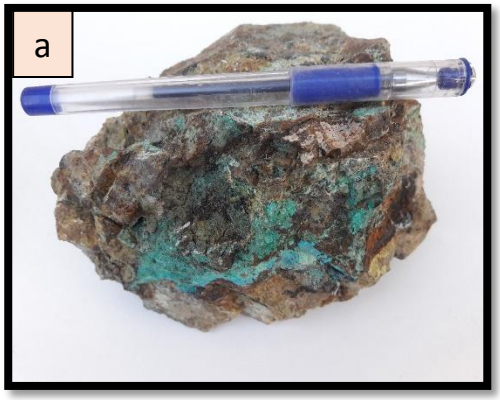
آزوریت($2CuCo_3.Cu(OH)_2$) :

این کانی به رنگ آبی لاجوردی و به صورت کریستال‌های ریز، در درزه‌ها و شکستگی‌ها تشکیل شده است (شکل۵ a). مقدار این کانی نسبت به مالاکیت خیلی کمتر بوده و احتمالاً بعد از مالاکیت طبق واکنش زیر تشکیل شده است (Bean,1968).

$$3Cu^{2+} + 2Co_3^{2-} + 2(OH)^- \rightarrow Cu_3(OH)_2(Co_3)_2$$

آزوریت

آزوریت یک کربنات آبدار مس بوده که در منطقه به همراه مالاکیت در زمینه سنگ قابل مشاهده است. کانی آزوریت هم همانند کانی مالاکیت به صورت بی شکل و پرکنندهٔ فضای خالی دیده می‌شود. در منطقه این کانی همراه با دندریت‌های منگنز دیده می‌شود (شکل۵ b).





شکل۵ : a) آزوریت در نمونه دستی b) آزوریت در منطقه به همراه دندریت های منگنز

۲-۳- زون هیپوژن

این منطقه عمیق ترین منطقه می‌باشد که در پایین منطقه سوپرژن واقع شده است و مهمترین کانی‌های آن شامل کانی های سولفیدی اولیه مثل پیریت و کالکوپیریت می‌باشد این منطقه نیمه اقتصادی است که به آن کانسنگ اولیه می-گویند. قسمتی از کانه زایی مس در زون هیپوژن صورت گرفته است. کانه زایی هیپوژن با زون‌های دگرسانی پتاسیک و فیلیک همراه است.کانی سازی سولفیدی مس هیپوژن در اثر نفوذ محلول‌های گرم و بالا رو با منشأ یک نفوذی پنهان از طریق شکستگی‌های ایجاد شده توسط گسل به داخل واحدهای آتشفشانی منطقه رخ داده است. این کانی سازی در منطقه با کانی‌هایی مانند کالکوپیریت، پیریت مشخص می‌شود. در کانسارسازی، پیریت به ندرت در نمونه‌ها دیده شده است. کالکوپیریت فراوانترین کانی اولیه سولفیدی مس بوده و در پهنه وسیعی انتشار یافته است و به صورت تجمعی و انتشاری در نمونه‌ها دیده می‌شود.

پیریت(FeS_2) :

پیریت در مقطع صیقلی به رنگ زرد روشن متمایل به سفید دیده می‌شود و به طور میانگین در حدود ۱ درصد در نمونه ها دیده می‌شود که اکثراً به فرم بی شکل تا نیمه شکل دار می‌باشد.

پیترسون و کلوس واکنش زیر را برای تشکیل پیریت از سیال هیدروترمالی ذکر کرده اند:

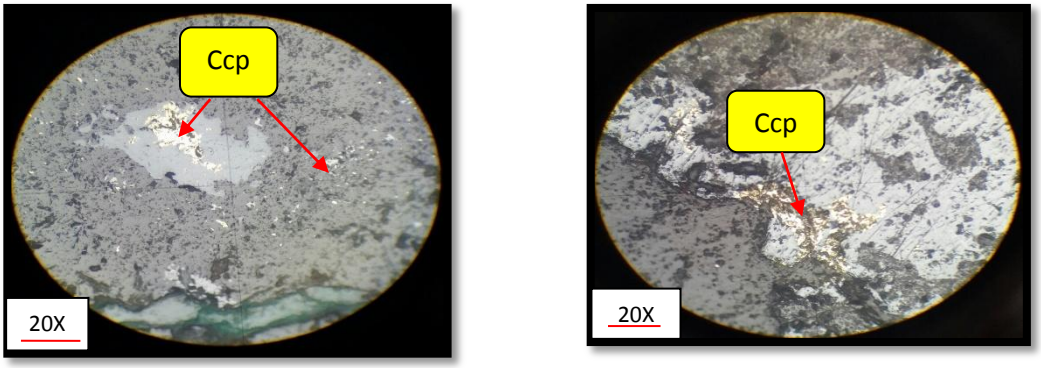
$$FeCL_2+5H_2S+So_2 \rightarrow 3FeS_2+6HCL+2Ho_2$$

پیریت

در این واکنش HCL تولید شده و اسیدیته سیال افزایش می‌یابد. وجود گوگرد احیائی برای این واکنش ضروری است.

کالکوپیریت($CuFeS_2$) :

کالکوپیریت در زیر میکروسکوپ به رنگ زرد برنجی دیده می‌شود، اما شدت تابش آن نسبت به پیریت کمتر است. این کانی اگر در نزدیکی سطح اکسیده شود می‌تواند منشأ بسیاری از کانی‌های مس دار چون مالاکیت، آزوریت، تنوریت و کوپریت باشد، همچنین کالکوپیریت در اثر اکسید شدگی و شسته شدن آهن از آن می‌تواند به کانی های کالکوسیت و کوولیت تبدیل شود. کالکوپیریت در مقاطع به صورت پراکنده و تجمعی مشاهده می‌شود (شکل۶). کالکوپیریت به همراه پیریت در مراحل اولیه کانی زایی در منطقه دیده می‌شود.



شکل۶: تصاویر میکروسکوپی از کانی کالکوپیریت

نتیجه گیری

۱- کانه زایی در منطقه به فرم رگه ای و رگچه ای (رگه های فلزی و سیلیسی) صورت گرفته که توسط شکستگی‌ها، زون‌های برشی و گسلی کنترل شده است. با توجه به مطالعات میکروسکوپی کانه‌های عمده حاضر در رگه ها و رگچه‌ها، پیریت، کالکوپیریت، مالاکیت، آزوریت، اکسیدها و هیدروکسیدهای ثانویه آهن (گوتیت، هماتیت و لیمونیت) می‌باشد.

۲- کانی سازی در این متطقه به دو صورت هیپوژن و سوپرژن رخ داده است. زون‌های مختلف کانه زایی از سطح به عمق در منطقه خون سرخ عبارتند از: زون اکسیده، سوپرژن، زون هیپوژن.

۳- پوشش‌های اکسید و هیدروکسیدهای آهن به رنگ زرد و نارنجی در بخش‌های مختلف زون اکسیدان برونزد دارد. در اثر عبور آبهای جوی از داخل درز و شکاف‌ها و جاری آبگذر سنگ‌ها، کانه‌های سولفیدی آهن (کالکوپیریت و پیریت) از حاشیه و از مرز شکستگی‌ها، به طور بخشی و بعضاً به طور کامل به گوتیت، هماتیت و لیمونیت تبدیل شده اند.

زون اکسید به علت عملکرد هوازدگی در قسمت‌های معدودی از سطح دیده شده است. در این زون انواع کانی‌های اکسید مس، کربنات‌های مس (مالاکیت و آزوریت) و گوتیت، هماتیت مشاهده می‌شود.

۴- در زون سوپرژن این منطقه تبدیل شدگی کانی‌های سولفیدی اولیه به ثانویه وجود ندارد پس در نتیجه زون غنی شدگی سولفیدی سوپرژن در این منطقه دیده نمی‌شود و کانی سازی سوپرژن با کانی سازی مالاکیت، آزوریت مشخص می‌شود.

۵-کانی سازی هیپوژن در منطقه با کانی‌هایی مانند کالکوپیریت، پیریت مشخص می‌شود. در کانسارسازی، پیریت به ندرت در نمونه‌ها دیده شده است. کالکوپیریت فراوانترین کانی اولیه سولفیدی مس بوده و در پهنه وسیعی انتشار یافته است و به صورت تجمعی و انتشاری در نمونه‌ها دیده می‌شود.

منابع فارسی

۱- شهاب پور، جمشید، (۱۳۸۰)، زمین شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۴۳ ص.

References

1- Bean, R. E., (1968), An investigation of the manner and time of formation of malachitr, M. Sc., Thesis. The university of Arizona press., 82p.
2- Guilbert, J.M., and Park, C.F., (1986), The geology ore depositd. Freeman and Company, New York, 985p.

3- Meyer, C., Hemley, J. J., (1967), Wall rock alteration. In: Barnes, H. L. (ed)., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Holt, Rinehart and Winston, New York, pp. 166-235.