



### مجموعه مقالات بیست و یکمین همایش انجمن زمین شناسی ایران و

## یازدهمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور

تدوین مجوعه مقالات: دکتر روح اله ندری، دکتر سید جواد مقدسی

طراح جلد : دکتر روح اله ندری

انتشار : به صورت الکترونیک – دانشگاه پیام نور

تاریخ انتشار: **آبان ماه ۱۳۹۷** 

نشانی دبیرخانه: قم، بلوار عمار یاسر، دانشگاه پیام نور مرکز قم

نشانى الكترونيك: http://conference.pnu.ac.ir/qom-Geology/default.aspx

مسئوليت كليه مطالب علمي مقالهها، بر عهده نويسندگان ميباشد.

### مقدمه

تولید دانش در سالهای آغازین قرن بیست و یکم رشدی شتابان داشته است و کشور عزیز ما ایران نیز از این امر مستثناء نبوده است. در این میان توجه به علوم زمین با توجه به نیازهای متنوع جوامع بشری به انرژی، آب و منابع معدنی و همچنین مخاطرات گوناگون زیست محیطی بیش از پیش نمایان شده است. بدین ترتیب رشته های مختلف زمین شناسی توسعه و شاخه های میان رشته ای مانند زمین شناسی پزشکی، زمین شناسی شهری، زمین شناسی زیست محیطی، زمین شناسی نظامی و نظایر آن معرفی و به خوبی رشد کرده اند.

اگرچه دانشگاهها و موسسات آموزش عالی کشور نقش کلیدی و اصلی در توسعه علوم ایفا میکنند، ولی انجمنهای علمی نیز توانستهاند با گرد هم آوردن پژوهشگران، اساتید، دانشجویان و سایر علاقمندان، به کمک دانشگاهها شتافته و نقش مهمی در پیشرفت و توسعه علوم ایفا نمایند. در همین راستا انجمن زمین شناسی ایران نیز توانسته است با برگزاری همایشهای تخصصی پرمخاطب به میزبانی دانشگاههای بزرگ کشور، نقشی ارزشمند در ارائه دستاوردهای پژوهشی تولید شده در دانشگاههای و شوی و محین راستا انجمن زمین شناسی ایران نیز توانسته است با برگزاری همایشهای تخصصی پرمخاطب به میزبانی دانشگاههای بزرگ کشور، نقشی ارزشمند در ارائه دستاوردهای پژوهشی تولید شده در دانشگاههای میزین صنعت ایفا کند.

با توجه به توسعه و رشد قابل توجه دانشگاه پیام نور در سالهای اخیر و ظرفیتهای آموزشی و پژوهشی ایجاد شده در حوزه علوم زمین در آن دانشگاه و بر اساس توافق صورت گرفته فیمابین انجمن زمین شناسی ایران و گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور، بیست و یکمین همایش سالانه انجمن زمین شناسی ایران و یازدهمین همایش ملی زمین شناسی دانشگاه پیام نور به صورت مشترک با میزبانی دانشگاه پیام نور استان قم برگزار گردید. این همایش که با استقبال خوب پژوهشگران و صاحبنظران علوم زمین برگزار شد، فرصتی بود تا آخرین یافتههای حوزه علوم زمین ارائه و در معرض نقد و مباحثه قرار گیرد.

ضمن تشکر از کلیه پژوهشگرانی که آخرین یافتههای پژوهشی خود را بصورت مقاله به دبیرخانه همایش ارسال نمودند، سعی شد این مجموعه با سرعت و در اندک زمان باقیمانده تا تاریخ برگزاری همایش آماده و در اختیار عزیزان حاضر در همایش قرار گیرد. مجموعه مقالات در ۱۰ جلد و عنوان بر مبنای عناوین در ج شده در سامانه همایش و بر حسب حروف الفبای فارسی نام نویسنده اول مقاله تنظیم گردیده است.

لازم به ذکر است که بر اساس رویهی موجود در برگزاری همایشهای علمی، دبیرخانه همایش هیچگونه دخل و تصرفی در محتوای علمی مقالات ننموده است و صرفاً در مواردی که نویسنده (نویسندگان) الگوی مورد درخواست را رعایت ننموده بودند، نسبت به ویرایش جزیی مقالات اقدام نمود. در صورتی که در برخی صفحات ناهماهنگی و یا به هم ریختگی ملاحظه می شود، به دلیل عدم ارسال مقاله با الگوی درخواستی توسط نویسندگان بوده است که با توجه به فرصت کم، امکان تنظیم دوباره نبوده است. از زحمات بی دریخ اعضای محترم کمیته علمی و داوران که از دانشگاههای مختلف کشور و همچنین بخش صنعت این مهم را برعهده داشتند تشکر و قدردانی می شود.

این همایش با تلاش و کوشش خستگی ناپذیر جمع زیادی از همکاران علمی، اداری و دانشجویان دانشگاه پیام نور به بار نشست که لازم است بدین وسیله از ایشان تشکر و قدردانی شود. آقای دکتر محمدعلی حسینی ریاست دانشگاه پیام نور استان قم، آقای دکتر روح اله ندری دبیر اجرایی، مدیران ستادی و اجرایی دانشگاه پیام نور استان قم و دانشجویان پرتلاش رشته زمین شناسی دانشگاه پیام نور استان قم که امور مربوط به برگزاری همایش را به طور خستگی ناپذیر و شبانه روزی به سرانجام رساندند که بدین وسیله از تلاش ایشان صمیمانه تشکر و قدردانی می شود.

در پایان ضمن تشکر از همه پژوهشگران و صاحبنظران حوزه علوم زمین کشور، امیدواریم این همایش توانسته باشد نقشی مهم و موثر در پیشبرد علوم زمین در کشور داشته باشد.

دکتر سید جواد مقدسی: دبیر علمی همایش دکتر منصور قربانی: رئیس انجمن زمینشناسی ایران آبان ماه ۱۳۹۷

# <u>برگزار کنندگان</u>

دانشگاه پيام نور

انجمن زمين شناسي ايران

## حمایت کنندگان

آقای دکتر کریمی – معاونت فناوری و پژوهشی دانشگاه پیام نور آقای دکتر علیزاده – معاونت اداری مالی و عمرانی دانشگاه پیام نور خانم دکتر لک – سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور آقای دکتر دهقانی – پایگاه استنادی علوم جهان اسلام(ISC) آقای دکتر صالحی – مرکز منطقه ای اطلاع رسانی علوم و فناوری آقای دکتر حسینی – دانشگاه پیام نور استان قم آقای دکتر محمدرضایی – بنیاد ملی نخبگان استان قم آقای دکتر خطیب – انجمن زمین ساخت و زمین شناسی ساختاری ایران آقای مهندسی سید حسینی –سازمان نظام مهندسی معدن استان قم آقاي دكتر بشري – انجمن زمين شناسي نفت ايران آقای دکتر قربانی – مرکز پژوهشی زمین شناسی پارس آرینزمین شركت مطالعات مواد معدني زرآزما پایگاه اطلاعاتی مرجع دانش(CIVILICA) شركت ژئوديوار آقاي مهندس رضا صديق

## کمیته اجرایی بیست و یکمین همایش انجمنزمین شناسی ایران و یازدهمین همایش ملی زمینشناسی دانشگاه پیام نور

دکتر منصور قربانی	خانم معصومه رضايي
دکتر سید جواد مقدسی	خانم ريحانه افخمي
دکتر روح اله ندری	خانم نجمه ذاكري
دکتر محمد علی حسینی	آقاي ابوالفضل صفري
آقاي على مصطفوي	خانم افسانه قنبريان
آقای حسن پاکدامن	خانم زهرا رباط جزي
آقای حسن بیطرفان	خانم سمانه رجاقمي
آقای علی کریمی	خانم نفیسه شیعه مرتضی
آقای محمد نیک نام	خانم فاطمه پژمان
آقاي داود غلامي	خانم فائزه سلمان
آقای مجید اسدی	خانم عظيمه برقي
خانم اسرا محتشمي راد	خانم سمانه سادات مجتوبي
خانم لیلا میرزایی مقدم	آقاي ابراهيم قنبري
خانم فاطمه گلاب عين آبادي	اقای محمد حسن شهبازی
خانم فرزانه احمدي	آقای سید محمدجواد شهابی
خانم عطيه خراساني	آقای سید محمد قدمگاهی
خانم رقیه قربانی	آقای سید حسن حسینی
خانم مبينا رحيمي	آقای سید صمد مشعشعی





## کمیته علمی بیست و یکمین همایش انجمنزمین شناسی ایران و یازدهمین همایش ملی زمینشناسی دانشگاه پیام نور

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

آقای دکتر محمد حسین آدابی	خانم دکتر مهناز سادات امیر شاه کرمی
آقاي دکتر مهران آرين	آقای دکتر سید احمد بابازاده
آقای دکتر محمد آریامنش	خانم دکتر لی لی ایزدی کیان
آقای دکتر اصغر آزادی	آقای دکتر مهدی بادپا
آقای دکتر مهراج آقازاده	آقاي دکتر حسن برزگر
خانم دکتر فريماه آيتي	خانم دكتر صديقه بطالبلويي
خانم دکتر مريم آهنکوب	آقای دکتر علی اکبر بهاری فر
آقای دکتر امیر اثنی عشری	خانم دکتر مهناز پروانه نژاد شیرازی
آقای دکتر ناصر ارزانی	آقاي دکتر حميدرضا پيروان
آقاي دکتر علي اروميه اي	خانم دکتر فتانه تقی زاده فرهمند
آقاي دکتر وحيد احدنژاد	آقاي دکتر وحيد توکلي
آقاي دكتر جمشيد احمديان	خانم دکتر سیده سمیه تیموری
آقاي دکتر فرهاد احيا	آقای دکتر علی اصغر ثیاب قدسی
خانم دکتر زهرا اعلمي نيا	آقای دکتر حسین جلالی
آقاي دکتر پيمان افضل	آقای دکتر علی حسین جلیلیان
آقاي دکتر علي امام علي پور	خانم دکتر محبوبه جمشیدی بدر



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



خانم دکتر گلناز جوزانی کهن	آقای دکتر حجت الله رنجبر
آقای دکتر ناصر حافظی مقدس	آقاي دكتر محسن رنجبران
آقاي دکتر بهزاد حاج عليلو	آقاي دكتر سيد ناصر رئيس السادات
خانم دکتر شهره حسن پور	آقای دکتر عزت الله رئیسی
آقای دکتر ماشااله خامه چیان	آقای دکتر مهدی زارع
آقاي دكتر سعيد خدابخش	آقاي دکتر عليرضا زراسوندي
آقای دکتر محمد خلج	آقای دکتر رامین ساریخانی
آقای دکتر محمد مهدی خطیب	آقای دکتر عادل ساکی
آقای مهندس حسین داداشی آرانی	آقای دکتر علی اصغر سپاهی
خانم دکتر لي لي دانشور صائين	آقاي دکتر سيروس شاکري
آقاي دكتر جهانبخش دانشيان	آقاي دکتر جعفر شريفي
آقاي دکتر عليرضا داوديان دهکردي	آقای دکتر شهرام شریعتی
خانم دکتر زینب داوودی	آقای دکتر غلامرضا شعاعی
آقای دکتر محمد علی رجب زاده	آقاي دکتر رحيم شعبانيان
آقاي دکتر پيمان رجبي	آقای دکتر بهنام شفیعی
آقای دکتر نعمت الله رشید نژاد عمران	آقای دکتر جعفر شریفی
آقاي دکتر خليل رضايي	آقاي دکتر شهريار صادقي
آقاي دکتر بهروز رفيعي	آقای دکتر مهدی صفری





آقاي دكتر ابراهيم طالع فاضل	آقای دکتر محمد کشاورز بخشایش
آقاي دكتر محمد فداييان	خانم دکتر زهرا کی همایون
آقای دکتر نصرالله عباسی	آقاي دکتر اسد الله محبوبي
خانم دكتر كيميا سادات عجائبي	خانم دکتر مهین محمدی
آقای دکتر سعید علیرضایی	آقای دکتر سید داوود محمدی
آقای دکتر حسن علیزاده	آقای دکتر علی اصغر مختاری
آقای دکتر پرویز غضنفری	آقاي دکتر سروش مدبري
آقای دکتر مرتضی فلاح پور طزنجی	آقاي دکتر فريد مر
آقای دکتر عباس قادری	آقای دکتر مسعود مرسلی
آقای دکتر مجید قادری	آقای دکتر فریبرز مسعودی
آقای دکتر حبیب الله قاسمی	آقای دکتر علیرضا مظلومی
آقای دکتر ابراهیم قاسمی نژاد	آقای دکتر سید علی مظهری
آقاي دكتر جواد قانعي اردكاني	آقاي دکتر محمد معاني جو
آقای دکتر فریدون قدیمی	آقای دکتر سعید معدنی پور
آقای دکتر منصور قربانی	آقاي دکتر سيد جواد مقدسي
آقاي دكتر جليل قلمقاش	آقاي دکتر همايون مقيمي
آقای دکتر محمد رضا کبریایی زاده	خانم دکتر آزاده ملک زاده شفارودی
آقای دکتر جلال کرمی	آقای دکتر محسن موذن

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

آقاي دكتر محمد يزدى

آقاي دكتر على يساقى

آقاي دکتر هادي پگانه فر



- آقای دکتر سید رضا موسوی حرمی
  - آقاي دکتر فردين موسيوند
    - آقاي دكتر سيد رضا مهرنيا
      - آقای دکتر حسن میرنژاد
  - آقاي دكتر حميد رضا ناصري
    - آقاي دكتر تقى نبئى
  - آقای دکتر علیرضا نجف زاده
    - آقاي دكتر بهرام نجفيان
    - آقاي دكتر محمد نخعي
    - خانم دکتر مهناز ندایی
    - آقاي دکتر روح اله ندري
  - آقاي دكتر محمدرضا نيكودل
    - آقاي دكتر رضا نوزعيم
- سركار خانم دكتر فاطمه واعظ جوادي
  - آقاي دكتر محمد وحيدي نيا
    - آقای دکتر م*هد*ی هاشمی
      - آقاي دكتر حميد هراتي
  - آقاي دكتر عبدالرحيم هوشمند زاده



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



### بررسی تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی (*Km*) در توده گابرویی - دیوریتی پلنگدر (شمالشرق دامغان) در پرتو روش AMS

فاطمه آقاجانی'، قاسم قربانی'، محمود صادقیان" ۱-دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، f.aghajani1989@gmail.com ۲- دانشیار دانشکده علوم زمین،دانشگاه دامغان، ghorbani@du.ac.ir ۳- دانشیار دانشکده علوم زمین،دانشگاه صنعتی شاهرود، sadeghian@shahroodut.ac.ir

### چکیدہ

توده گابرویی- دیوریتی پلنگدر (شمالشرق دامغان) درون سنگهای شیلی، ماسه سنگی و آهکی سازند شمشک پهنه ساختاری البرز شرقی جای گرفته است و طیف ترکیبی متنوعی از الیوین گابرو، گابرو، دیوریت، تا پگماتوئیدهای دیوریتی (را شامل می شود. الیوین، پیرو کسن(اوژیت)، پلاژیو کلاز، هورنبلند (کانی های اصلی)، مگنتیت، آپاتیت، روتیل و زیر کن (کانی های فرعی)، و کلست، اپیدوت و کلریت (کانی های ثانویه) این سنگها هستند. این توده گابرویی – دیوریتی همراه با سایر تودههای نفوذی تقریباً مشابه و همچنین میانلایههای بازالتی موجود در درون توالی رسوبی اواخر تریاس – اوایل ژوراسیک مشهور به سازندهای شمشک، بخشی از فعالیتهای ماگمایی همزمان با تشکیل و توسعه حوضه پشت کمانی البرز در بازه زمانی یاد شده می باشد. در این تحقیق، پارامترهای مغناطیسی توده گابرویی – دیوریتی پلنگدر، برای اولین با در پر تو روش ناهمسانگردی مغناطیسی مورد بررسی قرار گرفتهاند. مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی گابروها و دیوریتها الوین بار در پر تو روش ناهمسانگردی مغناطیسی مورد بررسی قرار گرفتهاند. مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی گابروها و دیوریتها از پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت موجود در این سنگنها می ماگمایی نامبرده، مگنتیت مؤئر ترین کانی در بروز رفتارهای مغناطیسی گابروه او دیوریت مالیر می اند این سنگی ای ایرین پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت موجود در این سنگنها می باشد. از بین کانیهای نامبرده، مگنتیت مؤئرترین کانی در بروز رفتارهای مغناطیسی این سنگها می باشد. بررسی تغییرات مقادیر ایک نشان می دهد بین تفریقیافتگی بلوری این سنگها راز الیوین گابرو تا دیوریت) و تغییرات میانگین پذیرفتاری مغناطیسی رابطه مستقیمی وجود دارد به طوری در بخشهای زمین یانه تر و پگماتوئیدی، مقدار ایک الای ۲۰۱۰ کاهش می بابد. نتایج حاصل از این تحقیق نشان می دهد که بررسی پذیرفتاری مغناطیسی در پرتو روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) می تواند در بررسی تحولات ماگمایی از برمیقارهای مغناطیسی در پرتو روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) می تواند در بررسی تحولات ماگمایی از

#### کليد واژهها:

گابرو، ديوريت، ناهمسانگردی پذيرفتاری مغناطيسی، پلنگدر، دامغان



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



### Investigation of magnetic susceptibility (Km) in Palang Dar Gabbro-Dioritic intrusion (northeast of Damghan) in the light of AMS method

Fatemeh Aghajani<sup>1</sup>, Ghasem Ghorbani<sup>2</sup>, Mahmoud Sadeghian<sup>3</sup>

1- MSC in Petrology, Faculty of the Earth Sciences, Damghan University

2- Associated Professor, Faculty of the Earth Sciences, Damghan University

3- Associated Professor, Faculty of the Earth Sciences, Shahrood University of Technology

### Abstract

Palang Dar Gabbro-Dioritic intrusion (northeast of Damghan) emplaced into shales, sandstones and limestones of Shemshak Formation of the eastern Alborz structural zone and include wide compositional rang from olivinegabbro, diorite to pegmatoidic diorite. Olivine, pyroxene (augite), plagioclase, hornblende and biotite (essential minerals), magnetite, apatite and zircon (accessory minerals), calcite, epidote, chlorite (secondary minerals) found in these rocks. This gabbro-dioritic intrusion associated with other nearly similar intrusions and also basaltic intercalations in the late Triassic-middle Jurassic sedimentary sequence famous to Shemshak Formation and they are a part of syn-development and extension of Alborz back arc basin in the mentioned time range. Magnetic parameters of the Palang Dar intrusion investigated for the first time by using anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) method. Magnetic susceptibility (Km) values of gabbro and diorites vary from Ministry using to VY ... using Variation of Km are affected by presence and frequency of magnetic carriers such as magnetite, olivine, pyroxene, biotite and sphene in these rocks. From the mentioned minerals, magnetite is the most important and effective in appearance of magnetic behaviors. Investigation of Km values indicates that there is a positive and direct relationship between fractional crystallization of these rocks (from olivine-gabbro to diorite) and variations of magnetic susceptibilities, so that in more differentiated parts and pegmatoidic rocks, Km values decrease to  $M \cdot \mu SI$ . The obtained results of this research, indicate that investigation of magnetic succeptibilities in the light of anisortropy of magnetic succeptibility (AMS) can be useful and effective in the evaluation of magma evolution procedures such as fractional crystallization process.

Keywords: Gabbro, diorite, anisotropy of magnetic susceptibility, Palang Dar, Damghan

توده گابرودیوریتی پلنگدر (شمال شرق دامغان) در بین طول های جغرافیایی "۰۰ '۵۲ °۵۴ تا "۵۱ '۵۱ °۵۴ و عرض-وده گابرودیوریتی پلنگدر (شمال شرق دامغان) در بین طول های جغرافیایی "۰۰ '۵۲ °۵۴ تا "۵۱ '۹۵ °۵۴ و عرض-های جغرافیایی "۲۱'۲۱ °۳۶ تا "۴۰ '۲۲ °۳۶ واقع شده است. این توده نفوذی آذرین با سن ژوراسیک میانی و با ترکیب گابرو تا دیوریت یکی از جلوه های بارز ماگماتیسم سیمیرین میانی است. مطالعه فابریک های مغناطیسی توده گابرودیوریتی پلنگدر برای نخستین بار در قالب موضوع تحقیق پایان نامه کار شناسی ارشد انجام شده است. بخشی از نتایج این تحقیق در این مقاله ارائه شده است.

#### مقدمه



### زمين شناسي منطقه

منطقه پلنگدر واقع در شمالشرق دامغان بخشی از پهنه ساختاری البرز شرقی است. این توده نفوذی درون سنگهای شیلی، ماسهسنگی و آهکی سازند شمشک پهنه ساختاری البرز شرقی جایگرفته است و شامل الیوینگابرو، گابرو، دیوریت، و پگماتوئیدهای دیوریتی میباشد.



شکل ۱- تصویر ماهوارهای منطقه مورد مطالعه. موقعیت محل این مطالعه با کادر مربعی بر روی تصویر ماهوارهای مشخص شده است.



شکل ۲-نمای کلی از منطقه (نگاه به سوی جنوبغرب)(شکل سمت راست)، تصویری از مرز تماس توده با سنگ میزبان آهکی (شکل وسطی)، تصویری از گابرودیوریتها در بخشهای حاشیه ای (شکل سمت چپ).

### پتروگرافی

الیوین، پیروکسن (غالباً اوژیتی)، پلاژیوکلاز و هورنبلند کانیهای اصلی سازنده گابرودیوریتهای پلنگ در هستند. مگنتیت، آپاتیت و زیرکن جزء کانیهای فرعی آن محسوب میشوند. کلسیت و کلریت، کانیهای ثانویه این سنگها به حساب می آیند. گابرودیوریتها بافت دانهای، افیتیک و ساب افیتیک و پگماتوئیدی نشان می دهند. در گابرودیوریتهای پلنگ در میزان کلینوپیروکسن از ارتوپیروکسن بیشتر است و رنگی متمایل به صورتی از خود نشان می دهند که می توان معرف غنی بودن آنها از Ti و Mn باشد. الیوینها اکثرا دارای رنگ شاد سری سوم و چهارم بین سبز و صورتی اند. شکستگیهای آنها اکثرا نامنظم و تا حدودی هلالی شکل است. الیوینها به صورت ادخال در هورنبلند قهوهای و پیروکسنها یافت می شود که این امر نشان می دهد که این کانی زودتر از بقیه متبلور شده است. بلورهای هورنبلند قهوهای و مورت تیغههای ریز و سوزنی شکل درون هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز یافت می شود و معمولا تکرنگ است. برخی صورت تیغههای ریز و سوزنی شکل درون هورنبلند، بیوتیت و پلاژیوکلاز یافت می شود و معمولا تکرنگ است. برخی





حاصل میشود و شباهت زیادی به مسکوویت دارد.کانیهای اوپک در هورنبلندها و در حاشیه بلورهای پیروکسن و الیوین بیشتر یافت میشوند.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم





شکل ۴- تصویری از حضور هورنبلندهای ریز در زمینهای از پلاژیوکلاز متعلق به بخشهای حاشیهای توده گابرودیوریتی پلنگدر.

شکل ۳- تصویری از بافت گرانولار در گابروهای دانهدرشت همراه با حضور الیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز، آپاتیت،هورنبلند و کانیهای اپک. تیغههای آپاتیت در مرکز تصویر با رنگ خاکستری در درون هورنبلند قهوهای دیده میشوند.

روش تحقيق

بهمنظور تعیین سازو کار جایگیری تودههای گابرودیوریتی از فابریکهای ماکروسکپی و میکروسکپی قابل مشاهده استفاده می شود. این بررسیها که به عنوان علم پتروفابریک شناخته شده است مستلزم مطالعه صحرایی زیاد و کارهای سخت و وقت گیر می باشد. روش بررسی ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) یکی از روش های مطالعاتی جدید است که براساس اندازه گیری پارامترهای مغناطیسی نمونه های سنگی استوار است و میزان خطوارگی و برگوارگی سنگها را با توجه به کانی های سازنده آنها که دارای خواص مغناطیسیهستند، تعیین می نماید. به منظور مطالعه فابریکهای مغناطیسی، از گابرودیوریت های پلنگ در در ۲۶ ایستگاه، ۱۰۶ نمونه های مغزه جهتدار به قطر ۲۵ میلیمتر و طول ۱۰۰ تا ۲۰۰ میلیمتر گرفته شد که پس از برش و آماده سازی به ۸۸۱ قطعه مغزه به قطر ۲۵ میلیمتر و طول ۱۰۱ تا ۲۰۰ میلیمتر مغناطیسی نمونه های سنگی آماده سازی به ۸۸۱ قطعه مغزه مه تعلو ۲۵ میلیمتر و طول ۱۰۰ تا ۲۰۰ میلیمتر معناطیسی نمونه های سنگی آماده سازی به ۸۸۱ قطعه مغزه به قطر ۲۵ میلیمتر و طول ۲۱ میلیمتر تبدیل گردید. پارامترهای معناطیسی انداز گیری می کند. پارامتر کا یا ضای به ۱۰ طی شستشو و خشک کردن، در دانشگاه صنعتی شاهرود به وسیله ای مناطیسی انداز گیری می کند. پارامتر که مهم ترین پارامتر در سنجش فابریک مغناطیسی سندگی و شدت میدان معناطیسی القاء شده بر آن (M/H) می باشد که مهم ترین پارامتر در سنجش فابریک مغناطیسی سنگیها است و با نسبت بین مغناطیسی القاء شده بر آن (M/H)، می باشد که مهم ترین پارامتر در سنجش فابریک مغناطیسی سندگی الست می با نی میزان مغناطیس مینامیسی می می می ند. په می می بازین به به می باشد (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). تغییرات میزان





بزرگترین بردار مغناطیسی آن معرف خطوارگی مغناطیسی با نماد **۱** نشان داده می شود (یلینک، ۱۹۸۱). کوچک ترین بردار بیضوی مغناطیسی با نماد (۲۳)، معرف قطب بر گوارگی مغناطیسی است و بردار حدواسط بین **۱** ۶ و ۲۳ نیز با نماد (۲۸) نشان داده می شود(*۲۱ > ۲۲ > ۲*۲۲) (بوشه، ۱۹۹۷). با توجه به مقادیر ۲۲,۲۳,۲۱ پارامترهای زیر معرفی می شوند: (۲۲ + ۲۲ + ۲۱) = ۲. بارامترهای معادیر ۲۳/۲۱) ای (۲۲ – ۲۱) و ۲۰ و ۲۲/۲۱) ای ۲ – ۲. پارامترهای M و P که از روابط بالا به دست می آیند مبنای تعبیر و تفسیر پارامترهای مغناطیسی قرار خواهند گرفت. از پارامترهای می شود. تفسیر ویژگی هایی نظیر تغییرات فراوانی کانی های دارای خواص مغناطیسی و شناخت احتمالی انواع آن ها استفاده می شود.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

بحث و بررسی

مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) اندازه گیری به ازای واحدهای سنگی رخنمونیافته در هر ایستگاه در جدول (۱) (شکل ۵) ارائه شده است. مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی از *ا*کتاب۲۰۰۲ تا اکتاب۲۰۰۲ متغیر است. تغییرات Km متأثر از حضور و فراوانی حاملهای مغناطیسی نظیر مگنتیت، الیوین، پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت موجود در این سنگها میباشد. از بین کانیهای نامبرده، مگنتیت مؤثِّرترین کانی در بروز رفتارهای مغناطیسی این سنگها میباشد. بررسی تغییرات Km مقادیر Km نشان میدهد بین تفریقیافتگی بلوری این سنگها (از الیوین گابرو تا دیوریت) و تغییرات میانگین پذیرفتاری مغناطیسی رابطه مستقیمی وجود دارد به طوری در بخشهای تفریقیافته تر و پگماتوئیدی، مقدار Km تا کتاب کاهش میابد. نتایج حاصل از این تحقیق نشان میدهد که بررسی پذیرفتاری مغناطیسی در پرتو روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) می تواند در بررسی تحولات ماگمایی از جمله فرایند تبلور تفریقی مفید و مؤثِّر باشد.



شکل ۵- نمودار تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی به صورت میانگین به ازای هر گروه سنگی. مکعب بنفش گابرودیورتهای دانهدرشت، مکعب آبی گابرودیوریتهای پگماتوئیدی.

در شکل (۶) نمودار تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی (Km) با توجه به دانه درشت بودن و دانه ریز بودن و یا پگماتوئیدی بودن سنگهای مورد مطالعه نشان داده شده است. براساس این نمودار سنگهای دانه درشت دارای بیشترین فراوانی هستند. سنگهای پگماتوئیدی دارای کمترین فراوانی هستند و به صورت رگهای و موضعی بخش اصلی توده گابرو-



دیوریتی را قطع می کنند. در نمونه دستی نسبت به پیکره اصلی توده گابرودیوریتی مورد مطالعه روشنتر هستند چون دارای مقدار پلاژیو کلاز بیشتری هستند و در مقابل کانیهای سیلیکاته مافیک آنها کمتر میباشد. مقدار Km بهدست آمده نیز این موضوع را به خوبی منعکس می سازد. سنگهای دانه ریز غالبا به بخش های حاشیه ای این توده گابرودیوریتی محدود می شوند و می توان آنها را بخش های حاشیه ای یا حاشیه یا انجماد سریع به حساب آورد. در برخی نمونه های حاشیه ای مقدار Km به طور قابل توجه زیادتر است. با توجه به مطالعه مقاطع نازک در این سنگها مقدار قابل توجه ای مگنتیت دانه-ریز حضور دارند.



شکل ۶- نمودار تغییرات مقادیر Km در مقابل تغییرات اندازه دانهها. بر اساس اندازه دانههای سنگهای مورد مطالعه به سه رده دانهدرشت، دانهریز و پگماتوئیدی تقسیمبندی شدهاند.

جدول ۱ – مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی به ازای هر ایستگاه.							
Name	Grain size	Х	Y	Km( <mark>µSI)</mark>			
FP-1	С	269974	4027086	19300			
FP-2	С	269961	4027078	25300			
FP-3	С	270027	4027085	25900			
FP-4	С	270018	4027090	25300			
FP-5	С	270015	4027083	24500			
FP-6	С	269985	4027070	33600			
FP-7	С	269996	4027080	24200			
FP-8	С	270039	4027067	22400			
FP-9	С	270041	4027042	21000			
FP-10	С	270042	4027054	25300			
FP-11	С	270022	4027049	31100			
FP-12	F	270026	4027036	72500			
FP-13	c-Peg	270035	4027028	8200			
FP-14	С	270037	4027034	21500			
FP-15	F	269946	4027083	19700			
FP-16	С	269898	4027078	32700			
FP-17	С	269905	4027061	36800			
FP-18	С	269861	4027049	38800			
FP-19	С	269869	4027047	62291			
FP-20	С	269847	4027048	57884			
FP-21	С	269898	4027052	46656			
FP-22	С	269914	4027058	33552			
FP-23	F	269946	4027041	13647			
FP-24	F	269963	4027055	34000			
FP-25	С	269977	4027059	19434			
FP-26	С	269964	4027063	21179			



شکل ۷- نمودار تغییرات مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی به ازای هر نمونه و به ازای ترکیبات سنگی مختلف. گابروهای دانهدرشت با دایره قرمز؛ گابروهای دانهریز با لوزی سبزروشن، گابروهای پگماتوئیدی نیز با مثلث آبیرنگ مشخص شده اند.



شکل ۸- نقشه تغییرات مقادیر km بهصورت طیف رنگی نشان داده شدهاند. مطابق این نقشه سنگهای بخش غربی و جنوبغربی توده پلنگدر دارای پذیرفتاری مغناطیسی بالاتری هستند. این بخش در محل حضور سنگهای گابرویی دانهریز انطباق نشان میدهند.

### نتیجه گیری:

مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی گابروها و دیوریتها از ۲۵۰۰۹۵۱ تاکیم۲۵۰۰ متغیّر است. تغییرات Km متأثر از حضور و فراوانی حاملهای مغناطیسی نظیر مگنتیت، الیوین، پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت موجود در این سنگها میباشد. مگنتیت مؤثّر ترین کانی در بروز رفتارهای مغناطیسی این سنگها میباشد. بین تفریق یافتگی بلوری این سنگها (از الیوین گابرو تا دیوریت) و تغییرات میانگین پذیرفتاری مغناطیسی رابطه مستقیمی وجود دارد به طوری در بخشهای تفریق یافتهتر و پگماتوئیدی، مقدار Km تا SI میناد در بررسی تعریق از جمله فرایند تبلور تفریقی مفید و روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) می تواند در بررسی تحولات ماگمایی از جمله فرایند تبلور تفریقی مفید و مؤثّر باشد.

### منابع فارسى:

جمشیدی، خ.، (۱۳۸۹)، "مطالعه ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در درون زون البرز خاوری"، پایان نامه کارشناسیارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود قاسمی ح، جمشیدی خ.، (۱۳۹۰)، "ژئوشیمی ، سنگ شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ های بازی قلیایی در قاعده سازند شمشک ، زون البرز خاوری"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران ، شماره ۴، ص ۶۹۹–۷۱۴



### **References:**

Jelink, v. (1981) Characterisation of the magnetic fabrics of rocks, Tectonophysics, 79:63-7

Bouchez, 1997 J.L. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks. In: J.L. Bouchez D. H. W. Hutton and W.E. Stephenes, editors, granit: from Segregation of Melt to Emplancement fabrics, Kluver, Dordrecht (1997)

Tarling D.H. and Hruda F.(1993), The magnetic anisotropy of rocks, Chapman & Hall, London.p.217







### **کانی شناسی دگرسانی ها در سرپانتینیت های منطقه دهشیر** ◊◊◊◊◊◊◊◊◊

خدیجه خلیلی'، فریماه آیتی<sup>۲</sup> <sup>۱°</sup>مربی، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران kh\_khalili@pnu.ac.ir ۱ستادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران f.ayati@pnu.ac.ir ♦♦♦♦♦♦♦

### چکیدہ :

افیولیت ملانژ سورک-دهشیر در راستای گسل بزرگ نایین-دهشیر-بافت رخنمون دارد. مجموعه سنگهای این افیولیت ها عبارتند از: بستر سرپانتینی با اولترابازیکهای کم و بیش غیر دگرسان(هارزبورژیت)، دایکهای گابرویی،گابرو، دیوریت، پلاژیو گرانیت، بازالتهای بالشی و توده ای، شیلهای سیلیسی، رادیولاریت و آهکهای پلاژیک. در افیولیت دهشیر، دایک های دیابازی تحت تاثیر سیالات کلسیم دار حاصل از سرپانتینی شدن سنگ های الترامافیک رودنژیتی شده اند. رودنژیتها در محدوده مورد مطالعه با مجموعه کانیهای هیدرو گراسولار + دیوپسید + وزوویانیت + پرهنیت + ترمولیت – اکتینولیت + کلریت و پکتولیت شاخص هستند بر اساس روابط صحرایی، شواهد بافتی و تغییرات کانی شناسی رودنژیت ها، در افیولیت های دهشیر دو مرحله متفاوت رودنژیتی شدن وجود دارد. مرحله اول با افزایش و<sup>M/+\*</sup> و کاهش ۲۰<sup>0</sup> سیالات واکنش دهنده و با تشکیل کانیهای گروسولار –هیدرو گروسولار، دیوپسید و اییدوت و مرحله دوم همزمان با تشکیل کاریت های دیابازی در مرحله متفاوت رودنژیتی شدن وجود دارد. مرحله اول با افزایش و<sup>M/+\*</sup> و کاهش ت<sup>\*</sup> سیالات واکنش دهنده و با تشکیل کانیهای گروسولار –هیدرو گروسولار، دیوپسید و اییدوت و مرحله دوم همزمان با تشکیل کانیهای رگهای پکتولیت و پرهنیت و افزایش ت<sup>\*</sup> افزایش <sup>20</sup> مرحله دوم با ان د گرگونی مشخص می شود.

> Mineralogy of alterations in Dehshir serpentinite Khadije Khalili<sup>1</sup>; Farimah Ayati<sup>2</sup> 1, 2: Department of Geology, Payame Noor University, Iran kh\_khalili@pnu.ac.ir f.ayati@pnu.ac.ir

#### Abstract:

Sork-Dehsheir ophiolite Melange lies in the direction of the Nain-Dehsir-Baft great fault. The rocks assemblages of these ophiolites are:serpentine with more or less non-altered ultrabazics (Harzburgite), gabbroic dikes, gabbro, diorite, plagiogranite, pillow and massive basalts, siliceous shales, radiolarite and pelagic limestones. In Dehshir ophiolite, diabasic dikes are affected by calcium fluids resulting from serpentinization of the ultramafic rocks and convert to rudingite. The mineral assemblages of rudingites are composed of hydrogrussolar + diopside + vesuvianite + prehnite + trermolite - actinolite + chlorite and pectolite. Based on field relationships, texture and mineralogy of rudingites, there are two different stages of rudingit formation in Dehshir ophiolites. The first stage is characterized by an increase in  $Ca^{+}/Mg$  and a decrease in the SiO<sub>2</sub> of the reactant fluids by formation of grussolar-hydrogrussolar, diopside and epidote minerals, and the second stage is



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم





determined with the formation of pectolite and prehnite as well as increasing of  $SiO_{T}$  and decreasing of  $CaO_{MgO}$  in metamorphic fluids.

Keywords :( serpentine, pectolith, ophiolite, Dehshir)

**~~~~~** 

#### مقدمه :

مجموعه افيوليتي دهشير بخشي از نوار افيوليت نايين بافت است. اين نوار متعلق به افيوليت هاي حلقوي اطراف خرد قاره شرق– ایران مرکزی است که در جنوب و حنوب غرب این خرد قاره رخنمون دارد. مجموعه افیولیتی دهشیر با وسعت تقریبی ۱۵۰کیلومتر مربع دارای توالی گوشته ای و پوسته ای از هارزبورژیت، گابرو، پلاژیو گرانیت، مجموعه داایک های دیابازی و گابرویی و گدازه های بالشی است. در افیولیت دهشیر، دایک های دیابازی تحت تاثیر سیالات کلسیم دار حاصل از سرپانتینی شدن سنگ های الترامافیک رودنژیتی شده اند. رودنژیتی شدن یک واکنش شیمیایی متاسوماتیک بین مجموعه بلورهای ماگماتیک سنگهای بازیک وسیالات درون سرپانتینیتها می باشد که حاوی یون<sup>++</sup>Ca بوده ودر مراحل سرپانتينيتي شدن بوجود آمده اند.يون ۲۰<sup>+</sup> Ca<sup>۲</sup> بطور عمده طي فرآيند سرپانتينيتي شدن اليوين و ارتوپيرو کسن آزاد شده ولي نمي تواند در ساختار بلورهاي سريانتين قرار گيرد لذا درون سيالات ناشي از سريانتيزاسيون حمل مي گردد. بنابراين يتانسيل بالایی از یون <sup>۲</sup>+ *Ca*<sup>T</sup> در سیالاتی که در حال تعادل با سریانتینیت ها می باشند، ایجاد می شود و واکنش های متاسوماتیک یون <sup>۲</sup>۴ و OH با دایک های بازیک باعث ایجاد مجموعه های مختلف پاراژنزی کالک سیلیکاته به خرج بلورهای ماگماتیک می شود و در نهایت رودنژیت بوجود می آید(Sabzehi, 2002). بر اساس مطالعات (Barnes et al., 1967) رودنژیت ها نتیجه دگرگونی در شرایط دمای پایین سنگهای اولترا بازیک، همراه با تشکیل سیالات غنی از<sup>۲+</sup> Ca می باشد و همراهی این رودنژیت ها با انواع سرپانتینیت ها امری عادی می باشد. از جمله مطالعات صورت گرفته در منطقه مورد بررسی و مناطق اطراف می توان به موارد زیر اشاره نمود: نخستین بار مکی زاده(۱۳۷۶) فرآیندهای دگرسانی هیدروترمال را در افیولیت دهشیر گزارش نموده است. سبزه ای(۲۰۰۲) با مطالعات خود بر روی یارازنژ کانیها در سنگهای بازیک رودنژیتی شده افیولیتهای ایران، تفسیر نوینی را بر مبنای سازو کار باز خور(Feed back) ارائه داده است. نقره ئیان و همکاران(۱۳۸۵) به کانی شناسی و معرفی کانی کمیاب پکتولیت در افیولیت دهشیر توجه داشته اند. این پژوهش نگاهی بر کانی شناسی دگرسانی ها در سریانتینیت های منطقه دهشیر دارد..

### **\$\$\$\$**

### روش تحقيق:

درضمن بررسیهای صحرایی،ایستگاههای مناسب برای تشریح روابط صحرایی رخنمون و نمونه برداری انتخاب شد.در ادامه جهت مطالعات پتروگرافی، کانی شناسی و تشخیص دگرسانی ها، نمونه های متعددی از منطقه برداشت و از آنها برش نازک میکروسکوپی تهیه گردید. مطالعات پتروگرافی مذکور توسط میکروسکوپ پلاریزان مدل BH2 مورد مطالعات پتروگرافی قرار گرفت.



**\$\$\$\$\$** 

### نتیجه گیری:

منطقه مورد مطالعه در ۸۰کیلومتری یزد واقع شده است. افیولیت ملانژ سورک-دهشیر در راستای گسل بزرگ نایین-دهشیر-بافت رخنمون دارد و بخشی از بازمانده پوسته اقیانوسی پالئوتتیس احاطه کننده خرد قاره ایران مرکزی بوده است. مجموعه سنگهای این افیولیت ها عبارتند از: بستر سرپانتینی با اولترابازیکهای کم و بیش غیر دگرسان(هارزبورژیت)، دایکهای گابرویی، گابرو، دیوریت، پلاژیو گرانیت، بازالتهای بالشی و توده ای، شیلهای سیلیسی، رادیولاریت و آهکهای پلاژیک. دگرسانی گرمابی این افیولیت شامل لیستونیتی شدن و رودنژیتی شدن می باشد. رودنژیتهای این منطقه، عموما دایک های دیابازی\_گابروهای تغذیه کننده اتاق ماگمایی هستند که قبل از سرپانتینیتی شدن، اولترا مافیکها را قطع کرده اند، سپس متاسوماتیسم کلسیم را متحمل شده اند. بر اساس مطالعات صحرایی افیولیت های منطقه دهشیر، دایکهای رودنژیتی شده در سرپانتینیتها، به صورت کاملاً برجسته و با شکستگیهای فراوان به حالت بودین شده و با رنگهای کم و بیش کرمی تا سفید رنگ قابل مشاهده هستند(شکل ۱). رودنژیتی شدن معمولاً حاشیه این دایکهای کم و بیش کرمی تا سفید رنگ قابل مشاهده هستند(شکل ۱). رودنژیتی شدن معمولاً حاشیه این دایکها را در برمی گیرد.



شکل ۱: نمود صحرایی دایک گابرویی بودین شده دربستر سرپانتینیت برشی.

در مطالعات میکروسکوپی مجموعه کانیایی هیدروگروسولار،پرهنیت،پکتولیت،دیوپسید،زنوتلیت و وزوویانیت در رودنژیتهای منطقه دهشیر قابل تشخیص است. هیدروگروسولار کانی شاخص و فراوان رودنژیتهای منطقه مورد مطالعه می باشد که در همراهی دیوپسید، ایدوکراز (وزوویانیت)،پرهنیت،کلریت،اسفن و اپیدوت یافت می شود. این کانیها به شکل پورفیروبلاست یا دانه ای و پراکنده قابل مشاهده هستند. هیدروگروسولار تقریباً در همه موارد به شکل جانشینی پلاژیوکلاز(سویدومورف)مشاهده می شود(شکل۲۵). در مواردی سنگ به طور کامل از پیروکسن های سنگ اولیه به شکل بازمانده یا شناور در زمینه هیدروگروسولار(بافت پرفیروبلاستیک) ترکیب یافته است. این گونه حفظ شدن بافت



اولیه سنگ در طی دگرسانی فراگیر نشانگر وقوع دگرسانی از نوع انتشاری است.علاوه براین، بافت روزنه ای(interstitia) نیز در کانی ها مشاهده می شود که بافت اولیه گابرو قبل از دگرسانی را بخوبی نشان می دهند. بی شکل بودن آنها و داشتن حواشی مدور و تحلیل رفته پیرو کسنهای گابروهای اولیه احتمالاً تأثیر پذیرفتن بخشی آنها از سیالات هیدروترمال را نشان می دهد. اورالیتی شدن کامل تنها در موارد معدودی در فو گاسیته بالای اکسیژن منجر به شکل گیری ترمولیت اکتیولیت شده است. پرهنیتی و کلریتی شدن در حاشیه برخی کلینوپیرو کسنها دیده می شود. پرهنیت با رخداد جانشینی و رگچه ای از دیگر کانیهای شاخص رودنژیت است(شکل B ۲).پرهنیتی شدن بخشی تا کامل پلاژیو کلاز ها در بیشتر موارد نشانگر شروع واکنشهای رودنژیتی شدن است. وزوویانیت عموما به شکل فراگیر، کانیهای اولیه و کانی های ناشی از دگرسانی را پوشانیده است(شکل B۲). پکتولیت از دیگر کانیهای رگچه ای است که پاراژنز های اولیه دگرسانی را قطع کرده است. این کانی کمیاب رشته ای با برجستگی پایین، خاموشی بادبزنی، رنگهای تداخلی سری نخست (زرد–خاکستری) عمدتاً پر کننده فضای خالی بر شها و رگچه هاست.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

والتكاويام نوراستان قم



شکل A:۲: کلینو پیروکسن ها با حواشی مدور که باز مانده از گابرو اولیه هستند در ماتریکس هیدرو گروسولر، B: همیافتی وزوویانیت (Vs)، پرهنیت (Pr) و کلریت(Chl). حضور پرهنیت به دو شکل رگچه ای و جانشینی کامل در زمینه پلاژیو کلاز

در افیولیت های دهشیر دو پدیده سرپانتینی شدن و رودنژیتی شدن در ارتباط با یکدیگر بوده وتشکیل آنها توسط واکنشهای متاسوماتیک توسط سیالات حاوی <sup>+\*</sup>Caکنترل شده و در دو مرحله متفاوت قابل تشخیص است. طی فرآیند سرپانتیزاسیون، ابتدا کریزوتیل + لیزاردیت تشکیل می شود و سپس آنتیگوریت بوسیله تبلور مجدد و تغییر شکل سرپانتینهای حرارت پایین (کریزوتیل + لیزاردیت) بوجود می آید. محدوده پایداری دمایی برای کریزوتیل + لیزاردیت °o مرپانتینهای حرارت پایین (کریزوتیل + لیزاردیت) بوجود می آید. محدوده پایداری دمایی برای کریزوتیل با لیزاردیت °o مرپانتینهای حرارت پایین (کریزوتیل + لیزاردیت) بوجود می آید. محدوده پایداری دمایی برای کریزوتیل با لیزاردیت °o مرپانتینهای حرارت پایین (کریزوتیل + لیزاردیت) بوجود می آید. محدوده پایداری دمایی برای کریزوتیل با لیزاردیت °o می سرپانتینهای حرارت پایین (کریزوتیل + لیزاردیت) بوجود می آید. محدوده پایداری دمایی برای کریزوتیل با لیزاردیت °o می می می میزان تنه گوریت °o 350-300 می باشد که طی دو مرحله رودنژیتیزاسیون با افزایش دما تشکیل می شوند(Altinet al.2011). رودنژیتها در محدوده دمایی (°o 250 -450) به عنوان تله ای برای <sup>+\*</sup> می همراه با سرپانتینیت ها تشکیل می شوند. بنابراین، فرآیند رودنژیتیزاسیون اطلاعات مفیدی راجع به تکامل سنگ میزبان خود ارائه می نماید(2009, Singer al. بایراین). با پیشرفت درجه رودنژیتی و سرپانتینیتی شدن، کانیهایی شکل می گیرند که برای تشکیل، به دما و ۲۰ *Si* بیشتری نسبت به کانیهای شکل گرفته در مرحله ابتدایی نیزا دارند.(Plandriet al., 2004).





بر اساس مطالعات پترو گرافی، تشکیل سرپانتینیتها و رودنژیتها از نظر دمایی و ژئوشیمیایی در تطابق با یکدیگر می باشند.به گونه ای که درمنطقه مورد مطالعه در درجه حرارت پایین در مرحله ابتدایی رودنژیتی شدن استاتیک، همزمان با تشکیل کانیهای اپیدوت، پرهنیت و هیدرو گروسولار، ابتدا لیزاردیت\_کریزوتیل تشکیل میشود و با پیشرفت رودنژیتی شدن، میزان حاصل از سرپانتینی شدن سنگ های اولترامافیک کاهش یافته و توانایی خود را برای تشکیل کانیهای کلسیم دار از دست می دهند. لذا به موازات تشکیل دیوپسید ثانویه، بلورهای آنتیگوریت(سرپانتین حرارت بالا، که میزان SiO2 بالاتری در ساختار خود نسبت به لیزاردیت و کریزوتیل دارند) نیز تشکیل می شود

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

در منطقه مورد مطالعه، رودنژیتی شدن اولیه توسط سیالات غنی از <sup>CaO</sup>/Mg0 وفقیر از SiO<sup>1</sup> ایجاد می شود وبا تشکیل کانیهای جانشینی از جمله اپیدوت،هیدرو گروسولار ودیوپسید مشخص میشود. در مرحله پیشرفته به علت اینکه میزان <sup>CaO</sup>/Mg0 کاهش می یابد،اکثر پیروکسن ها تجزیه شده و کانیهای ترمولیت،اکتینوت و کلریت منیزیوم دار به خرج آن تشکیل می شوند.در مراحل پیشرفته رودنژیتی شدن، SiO<sup>2</sup> موجود احتمالا با توجه به شرایط محیطی به شرط بازبودن سیستم ونیز توسط تعدادی از واکنشهای سیلس زایی صورت گرفته در مراحل ابتدایی رودنژیتی شدن، SiO<sup>2</sup> موجود احتمالا با توجه به شرایط محیطی به شرط بازبودن سیستم ونیز توسط تعدادی از واکنشهای سیلیس زایی صورت گرفته در مراحل ابتدایی رودنژیتی شدن به شرط بازبودن سیستم ونیز توسط تعدادی از واکنشهای سیلیس زایی صورت گرفته در مراحل ابتدایی رودنژیتی شدن به شرط بازبودن سیستم ونیز توسط تعدادی از واکنشهای سیلیس زایی صورت گرفته در مراحل ابتدایی رودنژیتی شدن به شرط بازبودن سیستم ونیز توسط تعدادی از واکنشهای سیلیس زایی صورت گرفته در مراحل ابتدایی رودنژیتی شدن به شرط بسته بودن سیستم ونیز توسط تعدادی از واکنشهای سیلیس زایی صورت گرفته در مراحل ابتدایی رودنژیتی شدن به شرط بسته بودن سیستم ونیز توسط تعدادی از واکنشهای سیلیس زایی صورت گرفته در مراحل ابتدایی رودنژیتی شدن به شرط بسته بودن سیستم تامین می شود(فلاحتی، ۱۳۸۷). رودنژیتی شدن یک فر آیند پلی ژنتیک یاچند منشایی است ودر نهایت با تثبیت یون مدیم به صورت کانی پکتولیت خاتمه می یابد(فقیهیان وهمکاران، ۱۳۷۹). در رودنژیت های همراه با افیولیت های ده سیستم کانی پکتولیت به صورت رگچه ای در آخرین مرحله تشکیل شده است. اصولاً برای رودنژیتی شدن سنگهای بازیک در مرحله از درگرسانی،دو واکنش عمده بصورت زیر پیشنهاد شده است. اصولاً برای رودنژیتی شدن سنگهای بازیک در این مرحله زارد واکنش عمده بصورت زیر مرحله باز در مرحله می مردله از درگرسانی،دو واکنش عمده بصورت زیر پیشنهاد شده است. اصولاً برای ودنژیتی شدن سنگهای بازیک در رکته لیت وا

در واکنش فوق سدیم مورد نیاز از آزاد شدن یا آبشویی سازه آلبیت در پلاژیو کلازهای بازیک گابرو قابل تأمین می باشد.برای تامین سدیم، لازم است تا حجم وسیعی از گابروها طی فرآیند دگرسانی انتشاری اولیه در مرحله اول، رودنژیتی شده باشد.برای توجیه پیدایش پرهنیتهای رگه ای که در همراهی پکتولیت هستند نیز واکنش زیر پیشنهاد می شود: Ca0 + H<sub>1</sub>O + Al(OH) = ca<sub>1</sub>Al<sub>1</sub>Si<sub>7</sub>O<sub>1</sub>.

در مجموع می توان بیان نمود که در افیولیت دهشیر، دایک های دیابازی تحت تاثیر سیالات کلسیم دار حاصل از سرپانتینی شدن سنگ های الترامافیک رودنژیتی شده اند. در این مجموعه افیولیتی دو پدیده سرپانتینی و رودنژیتی شدن در ارتباط با یکدیگر بوده وتشکیل آنها توسط واکنشهای متاسوماتیک توسط سیالات حاوی<sup>+۲</sup> Ca کنترل شده و در دو مرحله متفاوت قابل تشخیص است. طی فرآیند سرپانتیزاسیون، ابتدا کریزوتیل + لیزاردیت تشکیل می شود و سپس آنتیگوریت بوسیله تبلور مجدد و تغییر شکل سرپانتینهای حرارت پایین (کریزوتیل + لیزاردیت) بوجود می آید. در این افیولیت ها بر دونوع رودنژیتی شدن استاتیک و دینامیک وجود دارد. در رودنژیت های استاتیک منطقه دو مرحلهٔ اولیه و پیشرفته قابل





مشاهده است. در مرحله ابتدایی رودنژیتی شدن استاتیک، در درجه حرارت پایین، همزمان با تشکیل کانیهای اپیدوت، پرهنیت و هیدرو گروسولار، ابتدا لیزاردیت\_کریزوتیل تشکیل میشود و با پیشرفت رودنژیتی شدن، میزان <sup>Cao</sup>/sio, لی سیالات حاصل از سرپانتینی شدن سنگ های اولترامافیک کاهش یافته و توانایی خود را برای تشکیل کانیهای کلسیم دار از دست می دهند. لذا اکثر پیروکسن ها تجزیه شده و کانیهای ترمولیت،اکتینوت و کلریت منیزیوم دار به خرج آن تشکیل می شوند. به موازات آن، بلورهای آنتیگوریت(سرپانتین حرارت بالا، که میزان یا SiO بالاتری در ساختار خود نسبت به لیزاردیت و کریزوتیل دارند) نیز تشکیل می شود. در رودنژیت های همراه با افیولیت های دهشیر کانی پکتولیت به صورت رگچه ای در آخرین مرحله تشکیل شده است.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

#### **\$\$\$\$**

### منابع فارسى:

فقیهیان،ح.، نقره ئیان،م.، مکی زاده،م.ع.، وشرافت،ش، ۱۳۷۹، پیدایش زئولیت های دروغین(پکتولیت وپرهنیت) در بخشی ازرودنژیت های افیولیت نائین"،فشرده مقالات هشتمین همایش بلورشناسی وکانی شناسی ایران. فلاحتی،س.، سعیدی،م.،نقره ئیان،م.،خلیلی،م.،ترابی،ق.،مکی زاده،م. ع.، ۱۳۸۷،"بررسی های کانی شناسی و ژئوشیمیایی رودنژیت های افیولیت نایین، مجلهٔ پژوهشی دانشگاه اصفهان (علوم پایه)، شماره ۳۲، (۱۰۱–۸۷). مکی زاده، م، ۱۳۷۶، "پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت های دهشیر با تاکید بر آلتراسیون های هیدروترمال (رودنژیتی و لیستونیتی شدن)"، کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، اصفان.

اصفهان (علوم پایه)، شماره ۱، (۸۶-۷۹).

### 

#### **References:**

Barnes, I., O'Neil, J.R., Rapp, J.B., White, D.E., 1976. "alteration of serpentine: wall rock alterations in mercury deposits of the California Coast Ranges". Economic Geology, 68, p.388-398.

Coleman, R.G., 1977. " Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere". Springer-Verlag New York, 229pp.

Hatzipanagiotou, K., Tsikouras, B., 2001. "Rodingite formation from diorite in the Samothraki ophiolite, NE Aegean, Greece". Geological Journal, 36, p.93-109.

Hatzipanagiotou, K., Tsikouras, B., Migiros, G., Gartzos, E., Serelis, K., 2003. "Origin of rodingites in ultramafic rocks from Lesvos island (NE Aegean, Greece) ". Ofioliti, 28, p.13-23.

Palandri, J. L., M. H., Reed, 2004."Geochemic models of metasomatism in ultramafic systems: serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimnay precipitation", Geochemica et Cosmochimica Acta, 68, p.1115 – 1133.

Sabzehei M., 2002 Rodingitization of Iranian basic rocks, a new interpretation: Journal of -Sciences, 155–160.

-Tsikouras, B., Karipi, S., Rigopoulos, I., Perraki, M., Pomonis, P., Hatzipanagiotou, K., 2009. "Geochemical processes and petrogenetic evolution of rodingite dykes in the ophiolite complex of Othrys (Central Greece) ". Lithos, 113, p.540-554.



### **کانه زایی و دگرسانی توده های نفوذی و ماسه سنگ های جنوب غرب تفت** ◊◊◊◊◊◊◊◊

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

فریماه آیتی<sup>۴</sup>، محمدعلی مکی زاده<sup>۲</sup>، سعیده جدیدی اردکانی <sup>۳</sup> ۱ – استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران f.ayati@pnu.ac.ir ۲و۳- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان

### **\$\$\$\$\$**

### چکیدہ :

منطقه مورد مطالعه در جنوب غرب تفت و در حاشیه شرقی کمان ماگماتیسم سنوزوئیک ایران مرکزی واقع شده است. توده های نفوذی منطقه با ترکیب گرانیت تا گرانودیوریت، ماسه سنگها و شیلهای تریاس ـ ژوراسیک و کنگلومراها ـ ماسه سنگهای سازند سنگستان را قطع و باعث رخداد دگرسانی های هیدروتر مال(سریسیتی شدن، کائولینیتی شدن و سیلیسی شدن) در این واحدها خصوصا در ماسه سنگ های آرکوزی و میکروکنگلومراهای سازند سنگستان شده است. ماسه سنگ های دگرسان با مجموعه کانی های فلدسپار + کوارتز + سریسیت + اکسید های آهن + کائولینیت (± پیریت، کالکوپیریت) مشخص می باشد. این پاراژنز کانیایی شاخص دگرسانی فیلیک است. مهمترین کانی سازی اقتصادی شناخته شده در ماسه سنگ های آرکوزی منطقه، فیروزه می باشد. آغاز گر واکنش ها جهت کانه زایی فیروزه شکل گیری محیط اکسیدان (گوسان) بوده است. در اثر تجزیه کالکوپیریت و پیریت، سولفات مس و آهن تشکیل شده است. در نتیجه تاثیر اسید سولفوریک ایجاد شده در مراحل قبل بر آپاتیتهای موجود در منطقه، اسید فسفریک شکل می گیرد. تاثیر اسید فسفیریک مذکور بر کانی های مس دار باعث شکل گیری فیروزه در منطقه، اسید فسفریک شکل می گیرد. تاثیر اسید فسفیریک مذکور بر کانی های مس دار باعث شکل گیری فیروزه در منطقه، اسید فسفیریک شکل می گیرد. تاثیر اسید **کلید واژد ها**: ماسه سنگ، سریسیت، سنگان میلیه است.

### Mineralization and alteration in intrusive rocks and sandstones in the Southwest of Taft

Farimah, Ayati \*1; Mohamad Ali, Mackizadeh, Saeedeh Jadidi Ardekani <sup>2</sup>
<sup>1</sup> Department of Geology, Payame Noor University, Iran f.ayati@pnu.ac.ir
2: Department of Geology, Faculty of Science, Isfahan University, Iran

#### Abstract:

The study area is located in the southwest of Taft and on the eastern margin of Cenozoic magmatism of Central Iran. The studied intrusive rocks with composition of granite and granodiorite cut Triassic-Jurassic sandstones and shales as well as Sangestan Formation conglomerate - sandstones and cause hydrothermal alterations (serecitization, kaolinization and silicification) in these units. The altered sandstones are characterized by mineral assemblages of feldspar + quartz + sericite + iron oxides + kaolinite ( $\pm$  pyrite, chalcopyrite). This mineral paragenesis is an index of phyllic alteration. Turquoise is the most important economic mineralization



in the Arkosic sandstone. The initiator of the reactions to the turquoise mineralization has been the formation of the oxidant environment (Gossan). Due to the decomposition of chalcopyrite and pyrite, copper sulfate and iron sulfate is formed. As a result of the effect of the sulfuric acid created in the previous steps on the existing apatites, phosphoric acid is formed. The phosphoric acid affects copper minerals and finally turquoise is formed.

Keywords: Sandstones, Sericite, Sangestan, Taft, Central Iran

مقدمه :

منطقه مورد مطالعه در ۳۵ کیلومتری جنوب غرب تفت و در حاشیه شرقی کمان ماگماتیسم سنوزوئیک ایران مرکزی واقع شده است. کهن ترین واحد زمین شناسی منطقه را ترادف شیل، ماسه سنگ، کوارتزیت و سنگ آهک موسوم به سازند نایبند (سن تریاس) تشکیل می دهد(حاج ملا علی، ۱۹۹۳ و عمیدی، ۱۹۸۳). رسوبات کرتاسه زیرین شامل ماسه سنگ ها و کنگلومراهای ارغوانی رنگ (سازند سنگستان) و سنگ آهک بعد از سپری شدن یک فاصله زمانی، به صورت دگرشیب بر روی پی سنگ باتولیت و رسوبات دگرگون شده هاله آن قرار می گیرند. نفوذی های لو کو گرانیتی باتولیت شیر کوه سازند سنگستان را تحت تأثیر قرار داده و دگرسانی فراگیری را ایجاد نموده است. مشارکت گسترده خرده های گرانیت ترانودیوریت شیر کوه در ماسه سنگ های سازند سنگستان منجر به شکل گیری ماسه سنگ های آر کوزی خاکستری تا ارغوانی رنگ به صورت میان لایه در این سازند شنه است. از جمله مطالعات صورت گرفته در منطقه و اطراف آن می توان به مطالعات محققانی از جمله (رضاییان و همکاران، ۱۳۸۲، 2005, معرفی نموده اند. در مورد رخداد فیروزه و نمود که معدن علی آباد- دره زرشک را به عنوان یک سیستم مس پورفیری معرفی نموده اند. در مورد رخداد فیروزه و نمود که معدن علی آباد- دره زرشک را به عنوان یک سیستم مس پورفیری معرفی نموده اند. در مود رخداد فیروزه و نمود که معدن علی آباد- دره زرشک را به عنوان یک سیستم مس پورفیری معرفی نموده اند. در مود رخداد فیروزه و نمود که معدن علی آباد- دره زرشک را به عنوان یک سیستم مس پورفیری معرفی نموده اند. در مود رخداد فیروزه و نمود که معدن علی آباد- دره زرشک را به عنوان یک سیستم مس پورفیری معرفی نموده اند. در مود رود و فیروزه و مرایندهای مؤثر در شکل گیری در اطراف علی آباد تفت مطالعاتی صورت گرفته است ( مومن زاده و همکاران (۱۳۶۵) و رضاییان و مکی زاده، ۱۳۷۴). در این پژوهش به بررسی دگرسانی های و نوع کانه زایی رخداده در نفوذی ها و ماسه سنگهای جنوب غرب تفت پرداخته می شود.

### $\diamond\diamond\diamond\diamond\diamond\diamond\diamond$ .

### روش تحقيق:

تعدادی از توده های نفوذی، ماسه سنگها و سنگهای دگرسان شده برای تهیه مقاطع نازک و صیقلی انتخاب گردید. مطالعات پتروگرافی و مینرالوگرافی توسط میکروسکوپ پلاریزان مدل BH2 ( نور عبوری و انعکاسی) انجام گرفت. برای تایید بررسی های کانی شناسی و شناسایی ترکیب شیمیایی فازها از دیفراکتومتری پرتو ایکس (انجام شده در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان و آنالیزهای نقطه ای (EDS) (انجام شده در دانشگاه اکلاهامای آمریکا) کمک گرفته شد.

**\*\*\*\*** 

نتیجه گیری:



توده های نفوذی در منطقه دامک دربردارنده ی تودههای لوکوکرات، کم و بیش دگرسان شده و با ترکیب کانی شناسی گرانیت تا گرانودیوریت می باشد. این تودهها به روشنی دو سازند عمده منطقه یعنی ماسه سنگها و شیل های تریاس ـ ژوراسیک و کنگلومراها ـ ماسه سنگهای سازند سنگستان را قطع نمودهاند، و باعث رخداد دگرسانی.های هیدروترمال در این واحدها (بخصوص سازند سنگستان) شدهاند. توده نفوذی دامک در مشاهده میکروسکوپی با مجموعه کانیایی کوارتز، یلاژیو کلاز، ارتو کلاز، مشخص است و تقریبا عاری از کانیهای مافیک است بافت های مشاهده شده در مقاطع مورد مطالعه از این توده های نفوذی شامل گرانوفیری، پورفیروئید، میکروگرافیک و گرانولار می باشد. فلدسپارها در این سنگها سریستی، کلریتی و کائولینیتی شدهاند. فنوکریست های پلاژیوکلاز همراه با بیوتیت در زمینه دانه ریز عمدتاً فلسیک شناورند و این سنگ نمود بیوتیتی شدن یا متاسوماتیسم پتاسیم می باشد. بیوتیت های درشت به طور بخشی توسط مسکویت جانشین شده اند. پلاژیوکلازها کم و بیش دچار دگرسانی از نوع کائولینیتی شدن–سریسیتی شدن ضعیف شده اند. در مشاهدات میکروسکپی ماسه سنگ ها، فلدسپارها سریسیتی و اپیدوتی شده اند که تاثیر سیال هیدروترمال بر ماسه سنگ های آرکوزی را نشان می دهد. بر مبنای آنالیزهای ژئوشیمی کل سنگ انجام شده توسط Zarasvandi and) Liaghat,2005) و بر اساس طبقه بندی شیمیایی (Middlemost,1994) سنگ های مورد بررسی از نوع گرانیت و گرانودیوریت بوده و در دیاگرام AFM در محدوده کالک آلکالن واقع می شوند. محیط تکتونیکی سنگ های مورد مطالعه کوهزایی مرتبط با فرورانش میباشد. دگرسانی های به وقوع پیوسته در واحدهای زمین شناسی منطقه بیشتر در ماسه سنگ های آرکوزی و میکروکنگلومراهای سازند سنگستان است. این دگرسانی ها شامل سریسیتی شدن، کائولینیتی شدن و سیلیسی شدن بوده است. سیلسی شدن در منطقه با آزاد شدن سیلیس و تشکیل ژاسپروئید در منطقه مشهود است. مجموعه دگرسانی ها بیانگر وجود یک سامانه مس پرفیری در علی آباد است. (برای مثال رضاییان و همکاران، ۱۳۷۴ و Zarasvandi et al., 2005 ). مهمترين كاني سازي اقتصادي شناخته شده در منطقه، فيروزه مي باشد. بر اساس شواهد صحرایی، فیروزه به فرم رگچه ای، دانه ها وگرهک های کم و بیش مدور تا بی شکل با رنگ های آبی، آبی-سبز و آبی متمایل به سفید در ماسه سنگ های آرکوزی و کنگلومراهای سازند سنگستان مشاهده می شود. رخداد رگچه های تشکیل شده از گوئتیت و گرهک های مستقل تا بهم پیوسته ی فیروزه در زمینه سنگ دگرسان(زون دگرسانی فیلیک) به وضوح قابل مشاهده است. رگچه های متقاطع و فراوان اکسیدآهن، زون استوک ورک کانی سازی در سامانه های مس پرفیری را تداعی می کند. در همراهی با فیروزه، ژاروسیت قهوه ای تا حنایی رنگ، آلونیت سفید رنگ، کوارتز و اکسید های آهن یافت می شود. رخداد ژاروسیت-آلونیت در شکستگی ها عمدتا به صورت مستقل و در همراهی با گوتیت رخ می دهد. در زون های گوسانی منطقه، پیریت های درشت اکسیده شده قابل مشاهده می باشد. کوارتز، مالاکیت و آزوریت از دیگر کانی های رخنمون گوسان ها در منطقه هستند . داده های آنالیز نقطه ای حضور فاز فیروزه را به اثبات می رساند. در بعضي از آنالیزهای نقطه ای (شکل۱)، وجود پتاسیم و سیلیسیم احتمالا نشان دهنده مرحله انتقالی تبدیل سریسیت و یا

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

والتكاويام نوراستان قم



آلونیت به فیروزه است. سنگ میزبان دگرسانی های گرمابی و فیروزه ماسه سنگ های آر کوزی سازند سنگستان هستند. این ماسه سنگ های دگرسان با مجموعه کانی های فلدسپار + کوارتز + سریسیت + اکسید های آهن + کائولینیت (± پیریت، کالکوپیریت) مشخص می باشد. این پاراژنز کانیایی شاخص دگرسانی فیلیک (کوارتز-سریسیت) است (Cook et یریت، کالکوپیریت) مشخص می باشد. این پاراژنز کانیایی شاخص دگرسانی فیلیک (کوارتز-سریسیت) است (cook et مشاهدات میکروسکوپی بود. ژاروسیت دارای محلول جامد با آلونیت است. حضور پیک آلومینیوم به مقدار کم نشان دهنده وجود سازه آلومینیوم در ژاروسیت دارای محلول جامد با آلونیت است. حضور پیک آلومینیوم به مقدار کم نشان ناشی از تراوش یا رنگ آمیزی محلی اکسیدهای آهن یا آغشتگی از گوئتیت های مجاور به شکل رنگدانه میباشد. در شکل ۲ رگچه ای متشکل از کوارتز، گوئتیت و فیروزه مشاهده میشود که زمینه ماسه سنگ آرکوزی دانه ریز سریسیتی شده را قطع کرده است. گوئتیت در مقاطع صیقلی مشاوتی بسیار نزدیکی با فیروزه نشان می دهد.



شکل ۱ : آنالیز نقطه ای از کانی فیروزه شکل ۲ : رگچه ای متشکل از کوارتز، گوئتیت و فیروزه

در کانسار مس پرفیری علی آباد پهنه دگرسان سرسیتیک که بیشترین گستردگی را دارد، با کانی سازی سولفیدی (پیریت + کالکوپیریت) مشخص است. در کانسارهای مس پرفیری کانی های سولفیدی مناطق سطحی در محیط اکسیدان جوی تخریب شده و سیالات اسیدی همراه اکسیدهای آهن ایجاد می کنند. این فرآیندهای اکسیداسیون آغاز گر واکنش های تامین سازه های فیروزه (آلومینیوم، فسفر و مس) می باشند. فیروزه در ادبیات نوین کانی شناسی کانسارهای مس پرفیری، محصول اکسیداسیون سوپرژن در نظر گرفته شده است.(2000; Chaves, 2000) در اثر تاثیر آب های جوی بر سولفیدهای فلزی خصوصا پیریت و کالکوپیریت، سولفات آهن و مس تشکیل می گردد. آهن و توده های پیریت ممکن است بدون باقی گذاردن هماتیت یا لیمونیت، زیاد شسته شوند و یا از محیط خارج شود، چرا که وجود اسید سولفوریک، PH محیط را پایین نگه می دارد و ممکن است یک محیط کاهنده ایجاد کند که آهن را به صورت یون <sup>+2</sup> محلول در خود حفظ کند و نهایتا منجر به ایجاد آغشتگی های آهن شود. از طرفی اکسایش کالکوپیریت و کالکوسیت نیز می تواند



یون های مس را به صورت آزاد وارد محلول نماید. دراثر کاهش PH سیالات، پیدایش و فراوانی اکسیدها و اکسی هیدروکسیدهای آهن سبب توسعه گوسان خواهد شد. بطور کلی در گوسان های تحول یافته در PH پایین (۴>) مس شدیداً محلول است(Samama,1986) لذا تحول گوسان، علاوه بر تامین مس مورد نیاز سبب ایجاد سیالات اسیدی برای ادامه واکنش ها می شود. آپاتیت کانی فرعی باتولیت گرانیتی شیرکوه است که بعد از فرسایش در ماسه سنگ های آرکوزی جای گرفته است. از تاثیر اسید سولفوریک حاصله از مراحل قبل بر اپاتیت، اسید فسفریک ایجاد میگردد. برای تشکیل فیروزه علاوه بر فسفات و مس مهمترین سازه آلومینیم است، آلومینیم عنصر عمده سنگ ساز است و انحلال پذیری پایین آن در شرایط سطحی این عنصر را در واکنش های داخلی سیال–سنگ، غیر مهاجر نشان می دهد. در محیط اسیدی، سریسیت، کائولینیت و ژیپسیت به خرج فلدسپات های آرکوزها و توسط واکنش های هیدرولیز در طی دگرسانی شکل خواهند گرفت . با حضور بنیان سولفات و پتاسیم آزاد شده از دگرسانی فلدسپارها، احتمال تشکیل آلونیت و فیروزه (به خرج زمینه سنگ دگرسان فیلیک–آرژیلیک) مطابق واکنش های زیر وجود دارد: آلونیت سنگ دگرسان فیلیک–آرژیلیک ا مطابق واکنش های زیر وجود دارد: میاین سیکید تایر در این ایران سیای الولینیت و کنی مهاجر نشان می دهد. در محیط اسیدی، خرج زمینه سنگ دگرسان فیلیک–آرژیلیک ا مطابق واکنش های زیر وجود دارد: آلونیت کارونیت کانولینیت و آلونین مطابق واکنش های زیر وجود دارد:

 ${}^{\mathsf{r}}Al_{\mathsf{r}}Si_{\mathsf{r}}O_{\circ}(OH)_{\mathfrak{t}} + Cu^{\mathsf{r}_{+}} + H_{\mathsf{r}}PO_{\mathfrak{t}} = Cu(Al)_{\mathsf{l}}(PO_{\mathfrak{t}})_{\mathfrak{t}}(OH)_{\mathsf{h}} {}^{\mathfrak{t}}H_{\mathsf{r}}O + {}^{\mathsf{l}}SiO_{\mathsf{r}} + {}^{\mathsf{r}}H^{+} + {}^{\mathsf{r}}H_{\mathsf{r}}O$  $\mathsf{i}_{u}\mathsf{e}\mathsf{i}_{c}\mathsf{e}$ 

همایندی آلونیت-فیروزه پیدایش آن را به خرج آلونیت محتمل می سازد (Espahbod, 1976) به این صورت که از واکنش پتاسیم موجود در سیال، سولفات مس و آنیون فسفات با آلونیت، فیروزه شکل خواهد گرفت. یون هیدروژن آزادشده در این واکنش، PH محیط را پایین تر می آورد و زمینه را برای پیشرفت واکنش های هیدرولیز آماده می کند و سرانجام از برهم کنش \*K ، بنیان سولفات و \*Fe<sup>3</sup> ژاروسیت شکل می گیرد. از مجموع واکنش های فیروزه زایی مشخص می گردد که وجود یک زمینه یا فاز کانیایی غنی از آلومینیم برای تثبیت فسفات و مس محلول لازم است. در HP بین ۵/۵ تا ۵/۱ آلومینیوم فعال ترین ته نشین کننده فسفات است. آهن مخصوصا در 4>PH یعنی جایی که فسفات بطور قوی تثبیت شده-است فعال میباشد (Ludwick,1998). بر اساس شواهد صحرایی، فیروزه به شکل رگچه های مستقل در سنگ میزبان غیردگرسان و به دور از کانون کانی سازی نیز رخ می دهد. در این حالت، فاز آلومینیوم مورد نیاز از هیدروکسید آلومینیو گرفته است. این گونه فیروزه ها با استحکام بیشتر، رنگ آبی شاخص فیروزه ای و بدون همرا دی را تا هم. گرفته است. این گونه فیروزه ها با استحکام بیشتر، رنگ آبی شاخص فیروزه ای و بدون همرا یا آلومینیوم در مجموع می توان گفت دگرسانی های به وقوع پیوسته در واحدهای زمین شناسی منطقه بیشتر در ماسه سنگ های در مجموع می توان گفت دگرسانی های به وقوع پیوسته در واحدهای زمین شناسی منطقه بیشتر در ماسه سنگ های آر کوزی و میکروکنگلومراهای سازند سنگستان است. این دگرسانی ها شامل سریسیتی شدن، کائولینیتی شدن و سیلیس





شدن بوده است. سیلسی شدن در منطقه با آزاد شدن سیلیس و تشکیل ژاسپروئید در منطقه مشهود است. مهمترین کانی سازی اقتصادی شناخته شده در منطقه، فیروزه می باشد. فیروزه در این منطقه به دو گونه رخنمون دارد. یکی به صورت ته نشست مستقیم در رگچه ها به دور از دگرسانی سنگ میزبان و کانون کانی سازی و دیگری به شکل جانشینی. قدر مسلم آن است که سنگ میزبان سریسیتی کائولینیتی شده برای جانشینی لازم می باشد.در پدید آمدن فیروزه چند فرآیند زیر به شکل زنجیره ای درگیر بوده اند. آغاز گر واکنش ها شکل گیری محیط اکسیدان (گوسان) بوده است: ۱- تجزیه کالکوپیریت و پیریت و تشکیل سولفات مس و سولفات آهن ۲- تاثیر اسید سولفوریک بر آپاتیت و تشکیل اسید فسفریک و ۳- تاثیر اسید فسفریک بر کانی های مس دار و رسوب در مجاورت کانی هایی مانند آلونیت و تشکیل فیروزه. رخداد

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

### **\$\$\$\$\$**

### منابع فارسی:

اسلامی زاده، ع.، ۱۳۸۲، "پترولوژی سنگهای آذرین علی آباد و دره زرشک ناحیه یزد وکانه زایی مس وابسته به آن"، رساله دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران.

رضاییان، ک.، نقره ییان، م.، مکی زاده، م.ع. و شرافت، ش.، ۱۳۸۲، " زمین شناسی و ژنزاندیس کانی فیروزه، علی آباد (تفت – یزد)"، مجله پژوهشی علوم پایه دانشگاه اصفهان، شماره ۲ (۱۵۸–۱۴۵).

رضاییان، ک. و مکی زاده، م.ع.،۱۳۷۴، "<mark>دگرگونی مجاورتی و کانیسازی گرانیتهای ژوراسیک میانی در جنوب غرب ی</mark>زد"، طرح پژوهشی، دانشگاه یزد

#### **\$\$\$\$\$**

#### **References:**

Cooke, D.R., Hollings, P. And Walshe, J.L., 2005. "Giant Porphyry Deposits: Characteristice, Distribution and Tectonic Controls", Economic Geology 100, p. 801-818.

Chavez, W.X., Jr., 2000. "Supergene oxidation of copper deposits: zoning and distribution of copper oxide minerals". Society of Economic Geologists, Newsletter 41,p.10–21.

Espahbod, M. R., 1976."Le District minier de la mine de Turquoise de Kuh-e-madan (Neychabur, Iran): Mineralisations et caracteres geologiques, geochimiques et metallogeniques de l'uranium, du cuivre et du molylodene". PhD these presente devant l'univesite, de Nancy, France.

John, D.A., Ayuso, R.A., Barton, M.D., Blakely, R.J., Bodnar, R.J., Dilles, J.H., Gray, Floyd, Graybeal, F.T., Mars, J.C., McPhee, D.K., Seal, R.R., Taylor, R.D., and Vikre, P.G., 2010. "Porphyry copper deposit model. chap. B of Mineral deposit models for resource assessment": U.S. Geological Survey, Scientific Investigations, Report 2010-5070-B.

Ludwick, A.E., 1998. "Phosphorus Mobility in Perspective, News and Views, Potash and Phosphate Institute (PPI) and the Potash and Phosphate" Institute of Canada (PPIC).

Samama, J-C., 1986. "Ore fields and continental weathering". Van Nostrand Reinhold Company, Newyork.

Zarasvandi, A., Liaghat, S. and zentill, M., 2005. "Geology of the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad Porphyry Copper Deposits, Central Iran". International Geology Review 47, p. 620-646.







### عوامل رنگزا در گوهرسنگهای آمتیست جنوب طرود

**~~~~~** 

مهدی ابراهیمی' \*، آرزو عابدی'، ابوالقاسم کامکار روحانی"، سعید سعادت'

nehdi.ebrahimi92@gmail.com ۰ دانشجوی کارشناسی ارشد دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود ۲ ۲- استادیار دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود ۲۰ arezooabedi@shahroodut.ac.ir ۳- دانشیار دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود ۲۰ kamkar@shahroodut.ac.ir ۴- دانشیار دانشکده علوم دانشگاه آزاد اسلامی مشهد ۲۰

### **~~~~~**

چکیدہ :

آمتیست مرغوب ترین گونه از کانی کوار تز درشت بلور میباشد که به دلیل رنگ زیبای آن از اهمیت گوهری برخوردار است. در این مقاله به بررسی علت رنگ بنفش آمتیست نسبت به کوار تز بی رنگ در معدن آمتیست طرود واقع در جنوب شاهرود پرداخته میشود. بررسی فازهای کانی سازی آمتیست و کوار تز بی رنگ توسط دستگاه میکرو رامان، و غلظت آهن توسط آزمایش جذب اتمی بررسی گردید. در مطالعات میکرو رامان فاز خالص آمتیست و کوار تز بی رنگ آشکار گردید. محتوای آهن در آمتیست نسبت به کوار تز بی رنگ ۳ برابر میباشد که نشان دهنده عامل رنگزایی آهن در آمتیست است.

كليد واژه ها: آمتيست، طرود، عامل رنگزا، آهن، ميكرو رامان، جذب اتمي

### The color factors in the amethyst gemstones in the south of Toroud

Mahdi Ebrahimi, Arezoo Abedi, Abolghasem Kamkar Rouhani, Saeid Saadat

### Abstract:

Amethyst is the finest kind of macro-crystal quartz mineral. Due to its beautiful color, it's important for gem application. In this paper, the cause of the violet amethyst color competition with colorless quartz is studied in the Toroud Amethyst mining in the south of Shahrood. Investigation on mineralogical phases in amethyst and colorless quartz was done by micro-Raman Spectroscopy, and the concentration of iron was determined by Atomic Absorption Spectroscopy. In the micro-Raman studies, the pure phase of amethyst and colorless quartz were revealed. The amount of iron in amethyst is 3 times more than colorless quartz, which indicates the coloring factor of iron in amethyst

Keywords : Amethyst, Toroud, color factor, Fe, micro-Raman Spectroscopy, Atomic Absorption Spectroscopy

**\$\$\$\$** 





#### مقدمه:

آمتیست به گروهی از کانی کوارتز گفته میشود که به رنگ بنفش کمرنگ تا ارغوانی یا بنفش باشد. رنگ آمتیست به دلیل حضور <sup>2+</sup>Fe و <sup>3</sup>Fe زون بندی نامنظم آن به دلیل حضور Mg است. وقتی این سنگ در معرض حرارت یا تابش قرار داده میشود، به رنگ زرد کمرنگ تا زرد پررنگ تغییر رنگ میدهد که اصطلاحاً به آن سیترین گویند. اگر آمتیست قبل تابش حاوی <sup>3+</sup>Fe باشد به رنگ زرد تغییر رنگ میدهد، و اگر حاوی <sup>2+</sup>Fe باشد به رنگ سبز تغییر رنگ میدهد که به آن پرازولیت گویند. وقتی آمتیست تا دمای ۳۵۰ تا ۲۰۰ درجه سانتی گراد حرارت داده میشود، سنگ دورنگ میدهک از آمتیست–سیترین به دست می آید که به آن آمترین گویند (منوچهر دانایی، ۲۰۱۳).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

در کشور ایران چندین کانیسازی مهم آمتیست وجود دارد. ازجمله این کانیسازیهای آمتیست میتوان به کانیسازی چمالو، شمال غرب زنجان (ابراهیمی و همکاران، ۱۳۹۴)، کانی سازی منطقه گِوِی در استان خراسان رضوی<sup>۱</sup> و کانی سازی منطقه طرود اشاره کرد. مهرپرتو و همکاران (۱۳۸۷) و فاضل اولادی و همکاران (۱۳۹۰) بر روی منشأ تشکیل ژئود و خاستگاه سیلیس منطقه طرود پرداخته اند. همچنین شیخی قشلاقی و قربانی (۱۳۹۴) کیفیت و صیقلپذیری آگاتهای جنوب طرود را بررسی نمودهاند.

محدوده مورد مطالعه در جنوب طرود، در طول جغرافیایی "34 '00 °55 - "34 '10 °55 و عرض جغرافیایی "50 '17 °55 -"70 '17 °35 ، در زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱). مهم ترین واحدهای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه آندزیتها و آندزیت بازالتها و برش های ولکانیکی دوران سوم می باشد که در دشت پر از آگات رخنمون یافته-اند. مهمترین کانی سازی سیلیس در منطقه به فرم آمتیست، کوارتز بی رنگ و خاکستری و تا حد کمی قرمز و زرد و آگات می باشند که داخل شکستگی های سنگهای آندزیت و آندزیت بازالتها را پر کرده است (شکل ۲). علاوه بر آنها، سیلیس های کروی و تخم مرغی شکل (Thunder Egg) در دشت به صورت پراکنده وجود دارد.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> http://iranian-agates.freeservers.com/photo3\_3.html











۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه در جنوب روستای طرود، جنوب شاهرود



شکل ۲ : انواع کوار تزهای درشت بلور در منطقه طرود

### 0000000

### روش تحقيق:

در طی عملیات صحرایی، نمونهبرداری از کانیسازیهای سیلیس منطقه انجام شد. شناسایی کانیها و سنگ میزبان در نمونههای دستی و مقاطع ناز ک صورت گرفت. جهت بررسی فازهای کانی سازی داخل آمتیست، یک نمونه توسط دستگاه uRaman-758-M ساخت شرکت Avantes در آزمایشگاه اندازه گیری دانشکده فیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود مورد بررسی قرار گرفت. به منظور بررسی میزان آهن در آمتیست در مقایسه با نمونه کوارتز بیرنگ، میزان آهن توسط دستگاه GFS97 Furnace/Autosampler pre-aligned module ساخت شركت Thermo Elemental در آزمایشگاه جذب اتمی دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه گیری شد.

### کانیشناسی:

ژئودهای حاوی آمتیست در اندازههای کمتر از ۰/۵ سانتیمتر تا ۰/۵ متر در منطقه مورد مطالعه مشاهده می گردد (شکل۳) که در حاشیه به سمت مرکز ژئود ابتدا کلسدونی های ریزبلور و سپس بلورهای آمتیست قابل مشاهده است.









شکل ۳: یکی از بزرگترین ژئودهای آمتیست در منطقه طرود

در آنالیز رامان انجام شده بر روی آمتیست بنفش ( شکل ۴-الف، نقطه ۱) و کوارتز بی رنگ (شکل ۴-الف، نقطه ۲)، طیف آمتیست در نقاط <sup>۱</sup>-۵۶۲ م<sup>-۱</sup> ۲۵۵ م<sup>-۱</sup> ۵۵۵ م<sup>-۱</sup> ۵۵۱ م<sup>-۱</sup> ۵۵۱ م<sup>-۱</sup> ۵۹۶ م<sup>-۱</sup> ۵۹۶ م<sup>-۱</sup> ۵۹۶ و ۱۱۵۱ تشکارسازی شد و فاقد هر گونه ناخالصی است؛ و طیف کوارتز بی رنگ در نقاط <sup>۱</sup>-۲۰ ۲۵۶ م<sup>-۱</sup> ۵۵۵ م ۱۱۵۱ ت<sup>-۱</sup> منگارسازی شد. نتیجه طیف-۱۱۵۰ م<sup>-۱</sup> متا ۱۱۵۱ آشکارسازی شد. نتیجه طیف-منجی رامان مطابقت کامل با آنالیز استاندارد کانی آمتیست و کوارتز بی رنگ دارد (۲۰۱۲ آشکارسازی شد. نتیجه طیف-سنجی رامان مطابقت کامل با آنالیز استاندارد کانی آمتیست و کوارتز بی رنگ دارد (۲۰۱۲ کار).



(ب)



#### **\$\$\$\$\$**

### بررسی علت رنگ:

گذارهای میان بلور، گذارهای اوربیتالی مولکولی، مراکز رنگی و آمیختگی مکانیکی ناخالصی از جمله عواملی هستند که باعث رنگذرایی کانی ها می شود (کلاین و هارلبوت، ۱۹۳۷). مدت زمان زیادی گمان بر این بود که رنگ آمتیست مربوط ناخالصی هایی از جمله مواد معدنی، هیدرو کربن ها، تیتانیوم و منگنز است. با این حال تحقیقات در دهه ۷۰ میلادی نشان داده است که آهن سه ظرفیتی برای سیلیس به عنوان عامل رنگزایی عمل می کند. علت اینکه آهن به عنوان علت رنگ-زایی آمتیست در نظر گرفته شده ، مستقیماً از ارتباط مشتر ک آنها با مواد معدنی آهن است، و به طور غیرمستقیم از تجزیه شیمیایی و طیف جذبی این نتیجه حاصل شده است (دنن و پاکت، ۱۹۷۲). همچنین هوساکا و تاکی (۱۹۸۳) به این نکته اشاره کردهاند که عامل رنگزایی آمتیست، آهن سه ظرفیتی بینابینی و جانشینی است.

بهترین نوع شناخته شده کوارتز، آمتیست بنفش تا ارغوانی است. منشاء رادیواکتیو و حضور آهن موجود در شبکه آمتیست، شرط لازم برای تغییر از کوارتز بی رنگ به آمتیست بنفش می باشد. وقتی که <sup>4</sup>Fe<sup>3+</sup> موجود در شبکه تترائدرید SiO4 تحت تاثیر ضربه توسط اشعه های گاما از یک منبع رادیواکتیو قرار بگیرد، یک الکترون e از دست داده و به فرم <sup>4</sup>Fe<sup>4+</sup> در می آید که یک حالت غیرمعمول از اکسیدان آهن است. سپس <sup>4</sup>Fe<sup>4+</sup> به <sup>4</sup>Fe<sup>2</sup> احیا شده و همراه <sup>4</sup>Fe<sup>3</sup> یک مرکز رنگی در بلور ایجاد می کند (Yulia Zhuk, 2017).

[FeO<sup>§</sup>] + Fe<sup><sup>T+</sup></sup> → [FeO<sup>§</sup>] + Fe<sup><sup>T+</sup></sup> + Fe<sup><sup>T+</sup></sup> [<sup>\*</sup>FeO<sup>§</sup>] + Fe<sup>3</sup> → Fe<sup>3+</sup> → Fe<sup>3+</sup> → Fe<sup>4+</sup> → Fe<sup>4</sup>





با انجام آنالیز جذب اتمی بر روی نمونه های منطقه مورد مطالعه، میزان آهن در نمونه بنفش رنگ آمتیست 480 ppm و در نمونه کوارتز بیرنگ ppm 150 به دست آمد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

### **\*\*\*\***

**نتیجه گیری:** کانی سازی کوار تز در منطقه طرود به فرم های در شت بلور به رنگ های بنفش، زرد ، قرمز و ریز بلور به رنگ های سفید، خاکستری، زرد، صورتی، به فرم ژئود در سنگ های ولکانیکی دوران سوم و به فرم تخم مرغی به صورت پراکنده در دشت صورت گرفته است. بررسی فازهای کانی سازی در آمتیست و کوار تز بی رنگ توسط طیف سنجی میکرورامان حاکی از وجود آمتیست خالص و کوار تز بی رنگ خالص است. با بررسی میزان آهن آنها، میزان آهن بیشتر آمتیست نسبت به کوار تز بی رنگ بیانگر یکی از دلایل رنگ بنفش آمتیست در این منطقه می باشد.

### **\*\*\*\***

### منابع فارسی:

ابراهیمی، م.، نعمتاللهی، م.، آقامرادی، ف.، ۱۳۹۴، "پتانسیل گوهری آمتیست در منطقه چمالو، شمالغرب زنجان"، بیست و سومین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه دامغان

شیخی قشلاقی، ر.، قربانی، م.، زمستان ۱۳۹۴،" خصوصیات مینرالوگرافی، گوهرشناسی و ارتباط آن با کیفیت صیقلخوری در آگات های جنوب ترود "، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۱۸، صفحه ۴۵ تا ۵۳

فاضلی اولادی، ا.، بستامی، ع.، فرهادی نژاد، ط.، شاهرخی، س.، محمدزاده هاوستینی، س.، ۱۳۹۰، "بررسی خاستگاه سیلیس های نیمه قیمتی با نگرشی بر میکروترمومتری سیالات کانه دار در ناحیه طرود-معلمان (استان سمنان)"؛ سی امین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

مهرپرتو، م.، فیضی، ع.، سلطانی، ص.، قاسمی سیانی، م.، ۱۳۸۷، "بررسی منشاء تشکیل ژئودهای سیلیسی (آمتیست) جنوب طرود بر اساس مطالعات پتروگرافی، بافت شناسی و میکروترمومتری"، دوازدهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، اهواز، شرکت ملی مناطق نفت خیز جنوب

نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ طرود، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

#### **\$\$\$\$\$**


۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



## **References:**

Dedushenko, S.K., Makhina, I.B., Mar'in, A.A., Mukhanov, V.A. and Perfiliev, Y.D., 2004. "What oxidation state of iron determines the amethyst colour?". In ICAME 2003 (pp. 417-422). Springer, Dordrecht.

Dennen, W., Puckett, A., 1972, "On the chemistry and color of Amethyst", Canadian Mineralogist, Vol. 11, pp. 448-456

Dong, J., Han, Y., Ye, J., Li, Q., Liu, S. and Gu, D., 2014. "In situ identification of gemstone beads excavated from tombs of the Han Dynasties in Hepu county, Guangxi Province, China using a portable Raman spectrometer". Journal of Raman Spectroscopy, 45(7), pp.596-602.

Duarte, L.C., Hartmann, L.A., Vasconcellos, M.A.Z., Medeiros, J.T.N., Theye, T., 2009. "Epigenetic formation of amethyst-bearing geodes from Los Catalanes gemological district, Artigas, Uruguay, southern Paraná Magmatic Province", Journal of Volcanology and Geothermal Research 184, 427–436.

Hosaka, M., Taki, S., 1983, "Hydrothermal growth of Amethyst and Citrine in NaCl and KCl solutions", Journal of Crystal Growth, Vol.64, pp. 572-576

Manutchehr-Danai, M., 2013. "Dictionary of gems and gemology", Springer Science & Business Media

Zhuk, Y., 2017. "Critical Assessment of the Mineralogical Collections at Uppsala University using Raman Spectroscopy".



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# بررسی عاملی موثر برای تشکیل سنگهای فلسیک با ترکیب شیمیایی یکسان ولی ماهیت متفاوت ◊◊◊◊◊◊◊◊

امیر اثنیعشری استادیار، گروه زمینشناسی، دانشگاه پیام نور، ایران ایمیل: amires@pnu.ac.ir

## **\$\$\$\$**

## چکیدہ :

در بخش میانی نوار سنندج-سیرجان و در حدفاصل شهرستان های الیگودرز و بروجرد مجموعه آذرینی قرار دارد که متشکل از گرانودیوریت، کوارتزدیوریت، گرانیت و سنگ الترامافیک (هورنبلندیت و پیروکسنیت) می باشد. تنوع ترکیبی این سنگ ها به دو فرایند تبلور بخشی و برهم کنش مذاب-سنگ نسبت داده شده است. شواهد زیادی وجود دارد که نشان می دهد تبلوربخشی باعث تغییر ترکیب ماگما از کوارتزدیوریت به گرانودیوریت و سپس گرانیت شده است. کوارتزدیوریت هم حاصل برهم کنش مذاب گرانودیوریتی با سنگ الترامافیک است. تاثیر این دو فرایند بایستی منجر به ایجاد دو نوع گرانودیوریت در منطقه شود. ۱- گرانودیوریت حاصل از تبلوربخشی مذاب کوارتزدیوریتی؛ ۲-گرانودیوریتی که با سنگ الترامافیک برهم کنش داشته و منجر به تشکیل کوارتزدیوریت شده است. ما در منطقه مورد مطالعه و حتی در نواحی اطراف آن تنها یک نوع گرانودیوریت با ترکیب شیمیایی مشخص شناسایی شده است. انجام شده نشان داد که عملکرد متوالی دو فرایند برهم کنش مذاب-سنگ و سپس فرایند تبلور بخشی باعث ایجاد سنگ الترام فیک باعث می شود تا ماگمای دو فرایند برهم کنش مذاب-سنگ و سپس فرایند تبلور بخشی باعث ایجاد مطالعه و حتی در نواحی اطراف آن تنها یک نوع گرانودیوریت با ترکیب شیمیایی مشخص شناسایی شده است. مطالعات گرانودیوریتی می شود که ترکیبی مشابه با گرانودیوریت اولیهای دارد که با سنگ الترامافیک برهم کنش کرده است. سنگ الترامافیک باعث می شود تا ماگمای حدواسط حاصل از برهم کنش از عناصر دیرگداز غنی شود. سپس تبلور بخشی ماگمای حدواسط باعث جدایش عناصر دیرگداز از آن شده و مذاب جدیدی را ایجاد می کند که شبیه ماگمای

**کلید واژه ها**: گرانودیوریت، تبلور بخشی، برهم کنش مذاب-سنگ، سنندج-سیرجان، الیگودرز-ازنا

## An effective process producing the felsic rocks with the same chemistry but different origins

#### Amir Esna-Ashari

#### Department of Geology, Payame Noor University (PNU), 19395-3697 Tehran, Iran Email: amires@pnu.ac.ir

#### Abstract

In central segment of the Sanandaj-Sirjan zone there is an area between Aligoodarz and Boroujerd cities that is characterized by occurrence of granodiorite, quartz-diorite, granite and ultramafic rocks (hornblendite and



pyroxenite). Chemical variation of these rocks are attributed to fractional crystallization and melt-rock interaction processes. Several lines of evidence revealed that fractional crystallization caused the chemical variation of original magma from quartz-diorite to granodiorite and then granite. Quartz-diorite resulted from interaction between a granodioritic melt with the ultramafic rock. Occurrence of these two processes requires formation of two generations of granodiorites. 1- granodiorite that resulted from fractional crystallization of the quartz-diorite; 2- granodiorite that interacted with ultramafic rock to form the quartz-diorite. However, only one type of granodiorite with characteristic chemical features is identified. The results of this study revealed that melt-rock interaction and subsequent fractional crystallization process can produce a new granodiorite that is chemically comparable with the original granodiorite interacted with ultramafic rock. The ultramafic rock caused that the intermediate magma be enriched in refractory elements. Then fractional crystallization made the magma depleted in refractory elements and formed a new magma compositionally similar to the original granodiorite.

Keywords: granodiorite; fractional crystallization; melt-rock interaction; Sanandaj-Sirjan zone; Aligoodarz-Azna

## ♦♦♦♦♦♦ مقدمه

فرایندهای شناخته شده زیادی هستند که عامل تغییرات ترکیبی ماگما بوده و منجر به ارتباط ژنتیکی بین ماگماهای با ترکیب شیمیایی مختلف میشوند. چنین فرایندهایی را تحت عنوان تفریق ماگمایی میشناسیم که نقش بسزایی برای تغییرات ترکیبی ماگما در مجموعههای آذرین یک منطقه دارند. از بین این فرایندها میتوان به موارد ذیل اشاره کرد. ۱-درجه متفاوت ذوب بخشی سنگ منشاء ۲- تبلور بخشی ۳- اختلاط ماگمایی ۴- هضم یا آلودگی ماگما با سنگهای احاطه کننده ۵- امتزاج ناپذیری مایعات ۶- برهم کنش مذاب-سنگ.

در این مقاله میخواهیم سنگهای آذرینی را در بخش مرکزی نوار سنندج-سیرجان معرفی کنیم که تحت تاثیر دو فرایند تبلور بخشی (2012; 2011, 2011، Esna-Ashari et ثنی عشری و همکاران، ۱۳۹۳؛ اثنی عشری و حسن زاده، ۱۳۹۳) و برهم کنش مذاب-سنگ (Esna-Ashari et al., 2016، اثنی عشری و سرجوقیان، ۱۳۹۵) قرار گرفتهاند. این منطقه در بخش شرقی استان لرستان، در جنوب شرقی مجموعه آذرین بروجرد و در حدفاصل شهرستانهای ازنا و الیگودرز واقع شده است (شکل ۱). سنگهای رخنمون یافته در منطقه به ترتیب فراوانی شامل گرانودیوریت، کوارتز دیوریت، گرانیت و سنگ الترامافیک روی شکل ۱ نباشد. بررسی ژئوشیمیایی سنگ کل و کانیهای این سنگها نشان میدهد که تبلور بخشی عاملی موثر در تحول ماگمایی از کوارتز دیوریت به گرانودیوریت و سرس گرانیت باعث شده تا قابل نمایش بر انتیعشری و همکاران، ۱۳۹۳؛ اثنیعشری و حسنزاده، ۱۳۹۳) و از طرفی برهم کنش بین مذاب گرانودیوریتی با سنگ الترامافیک منجر به تشکیل ماگمای کوارتز دیوریت و سپس گرانیت بوده است (Long بخشی عاملی موثر در الترامافیک منجر به تشکیل ماگمای کوارتز دیوریتی شده است (۱۹۵۵، ۱۳۹۳) و از طرفی برهم کنش بین مذاب گرانودیوریتی با سنگ الترامافیک منجر به تشکیل ماگمای کوارتز دیوریتی شده است (۱۹۵۵، ۱۳۹۳) و میزانیت و سرجوقیان،



تشکیل ماگمای جدید کوارتز دیوریتی شده است. ماگمای کوارتز دیوریتی نیز تحت تاثیر تبلور بخشی قرار گرفته و منجر به تشکیل گرانودیوریت نسل ۲ شده است. با این وجود مطالعات انجام شده در منطقه گویای آن است که تنها یک نوع ماگمای گرانودیوریتی با ترکیب شیمیایی مشخص در منطقه و حتی در نواحی اطراف آن وجود دارد ( Ahmadi-Khalaji et ماگمای گرانودیوریتی با ترکیب شیمیایی مشخص در منطقه و حتی در نواحی اطراف آن وجود دارد ( Ahmadi-Khalaji et یک تناقضی است که در رابطه با این مجموعه آذرین دیده می شود. در این مطالعه سعی شده با مقایسه ترکیب شیمیایی سنگ کل تمامی واحدهای سنگی و انجام برخی مدلسازی های شیمیایی این مساله مورد بحث و بررسی قرار گیرد. در این مطالعه نشان داده شده که چطور ممکن است هر دو فرایند تبلور بخشی و برهم کنش مذاب سنگ در منطقه تاثیر گذار باشد و عملکرد متوالی این دو فرایند منجر به تشکیل دو نسل متفاوت گرانودیوریت شود که ترکیب شیمیایی یکسان دارند.



شکل ۱- الف) نقشه زمینشناسی ایران که موقعیت منطقه مورد مطالعه و نواحی اطراف آن را در بخش میانی نوار سنندج-سیرجان نشان میدهد؛ ب) نقشه ساده زمینشناسی که موقعیت منطقه مورد مطالعه را نشان میدهد. این منطقه توده نفوذی را شامل میشود که در حدفاصل شهرستانهای الیگودرز و ازنا واقع شده است.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



#### **\$\$\$\$**

## روش تحقيق

در این مطالعه دادهها و مطالعاتی که در گذشته در منطقه مورد مطالعه صورت گرفته مورد استفاده قرار گرفته و با نتایج جدید مقایسه گردیدهاند. برمبنای نتایج گذشته و همچنین تجزیه و تحلیلهایی که در این مقاله به آنها اشاره می شود، سعی شده تا فرایندهای تفریق ماگمایی که در این منطقه موثر بوده اند مورد بحث و بررسی قرار گرفته و به تناقضاتی که در رابطه با آنها وجود دارد اشاره شود. نهایتا به کمک یافتههای گذشته و همچنین نتایج جدید سعی شده بحث ژنز سنگهای گرانیتوئیدی با جزئیات بیشتری مورد بررسی قرار گیرد.

شواهد زیادی مبنی بر تاثیر دو فرایند تبلور بخشی و برهم کـنش مـذاب-سـنگ در تحـولات ماگمـایی منطقـه وجـود دارد بنابراین ابتدا شواهد مربوط به هر یک از این فرایندها معرفی و سپس تناقضات موجود مورد بررسی قرار می گیرند.

## تبلور بخشي

در شکل ۲ نمودارهای نوع هار کر برای تعدادی از عناصر آنالیز شده نشان داده شده است. این نمودارها نشان می دهند که با افزایش SiO2 از فراوانی Fe2O3, CaO, Al<sub>2</sub>O3, MgO و همچنین عناصر نادر Co, V, Cr و N کاسته می شود. چنین رفتاری در نمودارهای هار کر این سنگ ها به تبلور بخشی نسبت داده می شود (به عنوان مثال اثنی عشری و همکاران، ۱۳۹۳؛ اثنی عشری و حسن زاده، ۱۳۹۳). شیب منفی حاصل از این عناصر در نمودارهای هار کر ناشی از تبلور بخشی بیوتیت، آمفیبول، پلاژیو کلاز و اکسیدهای آهن-تیتانیم است. از سوی دیگر با افزایش SiO2 فراوانی K2O, Na20 و Bl اضافه می-شود. شیب مثبت حاصل از این عناصر در نمودارهای هار کر ناشی از تبلور کانی هایی از قبل پتاسیم فلدسپار و پلاژیو کلاز سدیک است که در مراحل انتهایی انجماد ماگما متبلور می شوند. بسیاری از محققین معتقدند که شکستگی و انحراف نمونهها از روند خطی که در نمودارهای هار کر Ba و Zr دیده می شود تاییدی بر نقش فرایند تبلور بخشی در تحولات ماگمایی است (وند خطی که در نمودارهای هار کر Ba و Zr دیده می شود تاییدی بر نقش فرایند تبلور بخشی در تحولات نمونهها از روند خطی که در نمودارهای هار کر Ba و Zr دیده می شود تاییدی بر نقش فرایند تبلور بخشی دا و اندراف ماگمایی است (توند خطی که در نمودارهای هار کر Ba و Zo دیده می شود تاییدی بر نقش فرایند تبلور بخشی در تحولات نمونهها از روند خطی که در نمودارهای هار کر Ba و Zr دیده می شد گی گرانیتها از Zr را می توان ناشی از اشباع نمونهها از روند خطی که در نمودارهای هار کر Ba و ته در گرانودیوریتها دانست. این پدیده باعث می شود تا ماگمای باقیمانده گرانیتها ز Zr تهی شود. Ba نیز رفتار مشابه با Zr دارد ولی تهی شدگی آن در گرانیتها را بایستی ناشی از تبلور بیوتیت در گرانیتها زندک ولی در گرانودیوریتها زیاد می باشد.

## برهم کنش مذاب-سنگ

مطالعاتی که اخیرا در رابطه با سنگهای الترامافیک منطقه انجام شده نشان میدهد که یک رابطه ژنتیکی بین سنگهای الترامافیک با ماهیت بونینیتی و سایر سنگهای رخنمون یافته (کوارتز دیوریت و گرانودیوریت) وجود دارد ( Esna-Ashari et al., 2016، اثنی عشری و سرجوقیان، ۱۳۹۵ و ۱۳۹۶). سنگهای گرانودیوریتی در مسیر صعود به اعماق کم پوسته با سنگهای الترامافیک برهم کنش داشتهاند. نتیجه این برهم کنش تشکیل ماگمای جدید کوارتز دیوریتی بوده است. از



جمله شواهدی که برای این موضوع در نظر گرفته شده وجود آمفیبولهایی است که درون سنگهای الترامافیک دیده می شود. محاسبات انجام شده در خصوص تعیین ترکیب شیمیایی مذابی که آمفیبول از آن متبلور شده است نشان می دهد که این مذاب تشابه بسیار زیادی با سنگهای گرانودیوریتی دارد (شکل ۳). بنابراین می توان چنین بیان کرد که گرانودیوریت ها پس از نفوذ به درون سنگ الترامافیک باعث تبلور آمفیبول در این سنگها شده اند. این آمفیبول ها سایر کانی ها را به صورت ادخال درون خود جای داده اند و با توجه به اینکه با این ادخال ها در تعادل شیمیایی نبوده اند باعث هضم بخش های حاشیه ای آنها شده اند. از جمله شواهد دیگری که تایید می کند کوارتز دیوریت ها حاصل برهم کنش مذاب - سنگ هستند شواهد صحرایی است بطوریکه سنگهای الترامافیک فقط در مجاورت کوارتز دیوریت. شده اند.



شکل ۲- نمودارهای هار کر برای نمایش تغییرات برخی عناصر اصلی و کمیاب در برابر تغییرات سیلیس در نمونههای مورد مطالعه.

## بررسی همزمان دو فرایند تبلوربخشی و برهم کنش مذاب-سنگ

با فرض اینکه هر دو فرایند تبلور بخشی و برهم کنش مذاب-سنگ در تحولات ماگمایی تـاثیر داشـته باشـند، تناقضـی در رابطه با منشاء سنگهای گرانودیوریتی مطرح می شود. فرایند تبلور بخشی چنین بیان میدارد که گرانودیوریتها بایستی بر اثر عملکرد تبلور بخشی ماگمای اولیه کوارتز دیوریتی حاصل شده باشند. یعنی این کوارتز دیوریـتهـا هسـتند کـه باعـث



تشکیل گرانودیوریت شدهاند. از طرف دیگر مطابق فرایند برهم کنش مذاب-سنگ، گرانودیوریت با سنگ الترامافیک برهم کنش داشته و منجر به تشکیل کوارتز دیوریت شده است. یعنی گرانودیوریتها باعث تشکیل کوارتز دیوریت شدهاند.



شکل ۳- مقایسه ترکیب شیمیایی گرانودیوریت با مذاب مادر آمفیبول

به دو صورت می توان این تناقض را توجیه کرد. اول اینکه یکی از فرایندهای تفریق ماگمایی فوق را فاقد اعتبار بـدانیم. بـا توجه به شواهد زیادی که برای تایید هر یک از این دو فرایند وجود دارد، رد هر یک از آنها امکانپذیر نیست. دوم اینکه هر دو فرایند را در تحولات ماگمایی منطقه موثر بدانیم ولی با ارائه دلایل منطقی راه حلی برای تناقضات موجود بیـان گردد. در ادامه در رابطه با مورد دوم بحث خواهیم کرد.

اگر چنین فرض کنیم که هر دو فرایند فوق به دنبال هم اثر کرده باشند یعنی اول برهم کنش مذاب-سنگ و سپس تبلور بخشی بر روی سنگ های منطقه اثر داشته باشند، در چنین شرایطی می توان تناقضاتی که در بالا به آن اشاره شد را تا میزان قابل توجهی توجیه کرد. فرض می کنیم مذاب گرانودیوریتی (گرانودیوریت ۱) با سنگ الترامافیک برهم کنش داشته و منجر به تشکیل ماگما حدواسط کوارتز دیوریتی شده است. سپس این ماگمای حدواسط دستخوش تبلور بخشی شده و منجر به تشکیل گرانودیوریت جدید (گرانودیوریت ۲) شده است. عملکرد توامان این دو فرایند بایستی توجیه قابل قبولی برای یک نکته داشته باشد. اینکه گرانودیوریت ۲ شده است. عملکرد توامان این دو فرایند بایستی توجیه قابل قبولی مطالعه و حتی در خارج از این محدوده تنها یک نوع گرانودیوریت با ترکیب شیمیایی یکسان شناسایی شده است (2011;2011) به عبارت دیگر بایستی ثابت شود که فرایندهای برهم کنش مذاب با گرانودیوریت ۱ دارد چرا که در محدوده مورد (2011) به عبارت دیگر بایستی تابت شود که فرایندهای برهم کنش مذاب سنگ و همکاران، ۱۳۹۳؛ اثنی عشری و حسنزاده، و منجر به تشکیل ماگمای جدیدی شده اند که نوع گرانودیوریت با ترکیب شیمیایی یکسان شناسایی شده است (2011;2011) به عبارت دیگر بایستی ثابت شود که فرایندهای برهم کنش مذاب سنگ و تبلور بخشی اثر یکدیگر را خنثی کرده و منجر به تشکیل ماگمای جدیدی شده اند که تر کیب شیمیایی آن شبیه به ترکیب شیمیایی مذاب گرانودیوریتی اولیه است. مطالعات ما نشان می دهد که چنین موضوعی امکانپذیر است. شکل ۴ نشان می دهد که تر کیب شیمیایی کوار تز دیوریت ها حدواسط سنگ الترامافیک و مذاب گرانودیوریتی است. با توجه به ژنز کوار تز دیوریت ها، ترکیب شیمیایی



حدواسط آنها کاملا منطقی به نظر می رسد. بر هم کنش مذاب - سنگ منجر به ایجاد ماگمایی می شود که از لحاظ تر کیبی مشابه ماگمایی است که بر اثر اختلاط ماگمایی این دو جزء ایجاد می شود به شرطی که فاز جامد را مذاب در نظر بگیریم (Kelemen et al., 2003). در چنین شرایطی به کمک مدلسازی اختلاط ماگمایی مشخص شد که کوار تز دیوریت ها را می توان حاصل عملکرد چنین فرایندی در نظر گرفت (شکل ۴). مدلسازی تبلور بخشی ماگمای کوار تز دیوریتی نیز نشان می دهد که تر کیب شیمیایی آن پس از عملکرد فرایند تبلور بخشی شبیه به ماگمای گرانودیوریتی می شود (شکل ۴). بنابراین تر کیب گرانودیوریت حاصل از تبلور بخشی شبیه به ماگمای می شود که با سنگ الترامافیک بر هم کنش داشته است. به عبارت دیگر هر عنصری که در حین برهم کنش از سنگ الترامافیک وارد ماگمای گرانودیوریتی شده است، در حین تبلور بخشی مجددا از فاز مایع جدا می شود. این موضوع منطقی است زیرا تاثیر سنگ الترامافیک بر مروی مذاب جدید کوار تز دیوریتی صرفا افزایش عناصر دیر گداز در ماگمای کوار تز دیوریتی است. عملکرد فرایند تبلور بخشی دقیقا عکس این حالت است زیرا تبلور بخشی باعث کاهش عناصر دیر گداز دیوریتی است. عملکرد فرایند تبلور بخشی دقیقا عکس این حالت است زیرا تبلور بخشی ماکمای کوار تز دیوریت اولیه ای می شود که با سنگ الترامافیک بر هم شده است، در حین تبلور بخشی مجددا از فاز مایع جدا می شود. این موضوع منطقی است زیرا تاثیر سنگ الترامافیک بر فرایند تبلور بخشی قادر بوده تا تاثیر فرایند برهم کنش ماز منگای کوار تز دیوریتی است. عملکرد فرایند تبلور

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

الكلوسام نوراستان فم



شکل ۴- نمودار عنکبوتی به هنجار شده نسبت به کندریت که ترکیب شیمیایی سنگ الترامافیک، کوارتزدیوریت و گرانودیوریت را نشان میدهد. مدلسازی اختلاط ماگمایی نشان میدهد که ترکیب دو ماگمای مشابه با گرانودیوریت و سنگ الترامافیک مذابی شبیه به کوارتزدیوریت را ایجاد میکند. مدلسازی تبلوربخشی مذاب کوارتزدیوریتی نیز مذاب جدیدی را ایجاد میکند که مشابه .

گرانودیوریت است. ♦♦♦♦♦♦♦♦ **نتیجهگیری** 



در این مقاله بر اساس مطالعات گذشته و همچنین بررسی های جدید صورت گرفته نشان داده شد که اگر مذاب کوار تز دیوریتی که حاصل برهم کنش مذاب فلسیک – سنگ الترامافیک است تحت تاثیر فرایند تبلور بخشی قرار بگیرد ماگمای فلسیک جدیدی ایجاد می شود که از لحاظ ترکیبی با مذاب فلسیک اولیه بسیار شبیه است. بنابراین تبلور بخشی قادر است تاثیرات حاصل از عملکرد برهم کنش مذاب فلسیک با سنگ الترامافیک را خنثی کند. سنگ الترامافیک از عناصر کمیاب تهی و از عناصر دیر گداز غنی است. در طی فرایند تبلوربخشی هم ماگما از عناصر دیر گداز تهی می شود. بنابراین عناصری که بر اثر فرایند برهم کنش مذاب – سنگ به درون ماگما راه یافته اند، بر اثر فرایند تبلوربخشی مجددا از ماگما جدا می شوند.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

#### **\$\$\$\$**

## منابع فارسى:

- اثنیعشری، الف.، حسنزاده، ج.، (۱۳۹۳)، "ماگماتیسم قوسی در بخش میانی نوار سنندج-سیرجان (غرب ایران) و روابط ژئوشیمیایی حاکم بر گرانیتوئیدهای این منطقه"، فصلنامه زمینشناسی ایران، شماره سی ام، (۹۶–۸۵)
- اثنیعشری، الف.، سرجوقیان، ف.، (۱۳۹۵)،" خاستگاه الیوین در سنگهای الترامافیک منطقه ملاطالب و نقش الیوین در سیر تحولی ماگما"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، (۱۴۵ تا ۱۵۴)
- اثنیعشری، الف.، سرجوقیان، ف.، (۱۳۹۶)، "سنگهای الترامافیک در بخش میانی نـوار سـنندج-سـیرجان و نقـش آنهـا در ارزیـابی شـرایط فیزیکوشیمیایی زمان آغاز فرورانش"، پترولوژی، شماره ۳۲، (۴۵ تا ۶۶)
- اثنیعشری، الف.، ولیزاده، م.، سلطانی، الف.، (۱۳۹۳)، "سنگزایی برونبومهای ریزدانهای در گرانودیوریتهای بخش میانی نوار سنندج-سیرجان"، مجله بلورشناسی و کانیشناسی ایران، شماره سوم، (۵۳۴–۵۲۱)

#### **References:**

- Ahmadi Khalaji A.A., Esmaeily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., 2007. "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj- Sirjan Zone, Western Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 29, p. 859– 877.
- Chappell B.W., 1997. "Compositional variation within granite suites of the Lachlan Fold Belt: its causes and implications for the physical state of granite magma", Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 29, p. 159–170.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Hassanzadeh, J., 2016. "On the occurrence and implications of Jurassic primary continental boninite-like melts in the Zagros orogen", Lithos. 258-259, p. 37-57.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizadeh, M.V., Hassanzadeh, J., Sepahi, A.A., 2012. "*Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran*", Journal of Asian Earth Sciences, 43, p. 11-22.
- Esna-Ashari, A., Valizadeh, M.V., Soltani, A., Sepahi, A.A., 2011. "Petrology and Geochemistry of Aligoodarz Granitoid, Western Iran: implications for petrogenetic relation with Boroujerd and Dehno granitoids", Geopersia, 1, p. 67-86.
- Kelemen, P.B., Hangh, J.K., Greene, A.R., 2003. "One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust", In: Rudnick, R.L. (Ed.), The Crust. Elsevier, New York, p. 593–659.
- McCarthy, T.S., Groves, D.I., 1979. "The Blue Tier Batholith, northeastern Tasmania: a cumulate-like product of fractional crystallization", Contributions to Mineralogy and Petrology, 71, p. 193–209.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



## مطالعه سنگ شناسی دگرگونیهای کمپلکس توتک (زون سنندج-سیرجان) ◊◊◊◊◊◊◊◊

احمدرضا احمدي 🐄، بهناز حسيني

۱- استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور

## **~~~~~**

چکیدہ :

منطقه مورد مطالعه در شرق دهبید و شمال شرقی شهر شیراز قرار گرفته و از نظر ساختاری جزئی از زون سنندج – سیرجان می باشد. این مجموعه، در اثر دگرگونی در یک توالی رسوبی و ماگمایی حاصل شده است. این مجموعه دگرگونی غالبا شامل واحدهای مرمر، شیست، آمفیبولیت و گنایس با سن پروتولیت کامبرین تا کربنیفر زیرین می باشد. زونهای شناسایی شده در انواع سنگها، شامل زون کلریت، زون بیوتیت، زون گارنت و زون استارولیت است. فاز دگرگونی تا رخساره آمفیبولیت پایینی تا آمفیبولیت میانی پیش رفته است. **کلید واژه ها**: زون سنندج – سیرجان، کمپلکس توتک، دگرگونی، شیست، آمفیبولیت

## Petrology of metamorphic rocks from Tutak complex (Sanandaj-Sirjan zone)

#### Ahmadreza Ahmadi 1\*; Behnaz Hosseini 1

<sup>1</sup> Assistant professor, Department of Geology, Payame Noor University

## Abstract:

The studied area located at East of Dehbid and North east of Shiraz. This region is a part of Sanandaj-Sirjan zone and has been made at the result of metamorphism in a sedimentary and volcanic sequence. This metamorphic complex is mainly comprised of the Cambrian to the early Carboniferous marble, schist, amphibolite and genesis units. Identified zones in various rocks include chlorite, biotite, garnet and starolite zones. The metamorphism progressed till lower to medium Amphibolite.

**Keywords :** Sanandaj-Sirjan zone, Tutak complex, metamorphism, schist, amphibolite



مقدمه :

کمپلکس دگرگونی توتک با عرض جغرافیایی '۱۰ °۳۰ تا '۳۵ °۳۵ شمالی و طول جغرافیایی '۲۰ °۵۳ تا '۰۰ ۴۵۰ شرقی در فاصله تقریبی ۲۶۰ کیلومتری شمال شرق شیراز و ۸۰ کیلومتری شرق دهبید و در شرق و شمال شرق روستای مزایجان واقع شده است (شکل ۱). سنگهای این مجموعه دگرگونی طاقدیسی را در کوه سفید توتک می سازد که قطر بزرگ آن حدود ۲۰ کیلومتر و قطر کوچک آن حدود ۱۰ کیلومتر است. از نظر ساختاری این منطقه جزئی از زون سنندج – سیرجان و در جنوب شرقی این زون واقع گردیده است و به تبعیت از این زون دارای روند شمال غرب – جنوب شرق میباشد. این منطقه به دلیل قرار گرفتن در حاشیه فعال قاره ای ایران مرکزی و همجواری با زون زاگرس و عملکرد شدید تکتونیکی، پیچیدگی خاص خود را دارا است.



شکل ۱) جایگاه منطقه مورد مطالعه در ایران و نقشه واحدهای اصلی منطقه. نقشه برگرفته از Sarkarinejad و ۲۰۰۹).

**لیتولوژی سنگهای دگرگونه:** به طور کلی مجموعه دگرگونی توتک از واحدهای سنگی مختلفی تشکیل شده است که شامل انواع میکاشیستها، انواع مرمرها و متابازیتها میباشد. به لحاظ چینه شناسی، میکاشیستها تحتانی ترین واحدهای سنگی در این مجموعه بوده که بر روی آنها واحدهای مرمری قرار گرفته است، هر چند که در بعضی نقاط تناوبی بین این دو گروه سنگ مشاهده میشود.





سنگهای متابازیتی به صورت دایک وتوده های نفوذی کوچک و یا به صورت لایه های متناوب با مرمرها و میکاشیستها دیده میشوند.

۲۳ و ۲٤ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

۱) میکا شیستها : این سنگها که حجم عمده ای از سنگ های کمپلکس توتک را شامل میشوند از نظر ظاهری تفاوت چندانی را نشان نمیدهند و همگی حالت توده ای، سخت و متراکم دارند. کانیهای اصلی تشکیل دهنده این سنگها اغلب شامل کوارتز، پلاژیو کلاز، بیوتیت، موسکویت، کلریت و در بعضی موارد گارنت میباشد (شکل ۲- الف و ب). از کانیهای دیگر می توان به اپیدوت، آمفیبول، اسفن، کلسیت، تورمالین اشاره کرد که مقدار آنها در نمونه های مختلف این سنگها متفاوت است.

بافت این سنگها گرانولپیدوبلاستیک و گاهی پورفیروبلاستیک است. بیوتیت و گاهی به همراه کلریت و موسکویت شیستوزیته اول(اصلی) این سنگها را نشان می دهند که ایجاد خمش در این شیستوزیته باعث به وجود آمدن شیستوزیته دوم به حالت متقاطع با شیستوزیته اول شده است.

۲) متابازیتها : این سنگها به رنگ سبز در مجموعه دگرگونی مورد مطالعه بصورت متناوب با مرمرها و یا به صورت توده های کوچک یافت میشود. در مقیاس میکروسکوپی این سنگها دارای بافت گرانونماتوبلاستیک، نماتوبلاستیک تا لپیدونماتوبلاستیک هستند که شیستوزیته آنها را آمفیبولها و فیلوسلیکاتها کنترل میکند. در مواردی آثاری از بافت اولیه آذرین در آنها باقی مانده است (شکل ۲–ج).

از نظر کانی شناسی این سنگها شامل هورنبلندسبز، اکتینولیت- تره مولیت، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، کلریت، اپیدوت،کلسیت، اسفن، روتیل، آپاتیت و کانیهای اپک می باشند (شکل ۲-ج و د).

۳) مرمرها : مرمرها که سنگ های ارتفاع ساز منطقه را شامل می شوند، توالی ضخیمی را به صورت متناوب با میکاشیستها و آمفیبول شیستها تشکیل می دهند. به لحاظ شاخصه های کانی شناسی این سنگها را میتوان به دو گروه مجزا تقسیم بندی نمود. یکی مرمرهایی که واجد کربنات فراوانند و دیگری کالک سلیکاتها. همچنین گروه اول، بر اساس نوع کانی کربناته به دو زیر گروه تقسیم میشود :

۳–۱–۱) مرمرهای کلسیتی : این مرمرها به طور غالب از کلسیت تشکیل شده اند و مقدار کمی کوارتز، موسکویت و بیوتیت نیز وجود دارد (شکل ۲– ۵). با توجه به پایداری کلسیت در درجات مختلف دگرگونی و عدم حضور کانیهای شاخص این گونه سنگها جهت تعیین درجه دگرگونی منطقه نشانگر مفیدی نیستند. تحول قابل مشاهده در این سنگها شامل تغییر در اندازه بلورهای کلسیت و تنوع در ماکلهای آنها است.

۳–۱–۲) مرمرهای دولومیتی : در این سنگها مجموعه ای از سیلیکاتهای کلسیم– منیزیم از قبیل تره مولیت و دیوپسید به همراه دولومیت، کلسیت، کوارتز، بیوتیت و گارنت وجود دارد (شکل ۲– و). با توجه به اینکه انواع سلیکاتهای کلسیم–



منیزیم در شرایط متفاوتی از درجات دگرگونی تشکیل میشوند و با توجه به حضور کانیهای تره مولیت و دیوپسید در این گروه از سنگهای منطقه میتوان از آنها به عنوان شرایط حاکم در زمان دگرگونی استفاده کرد. ۳-۲) کا لک سلیکاتها : این گروه سنگها که حاصل دگرگونی در سنگهای کربناته حاوی میزان بالای کانیهای رسی میباشد مجموعه کانیها متنوع تری را نسبت به مرمرهای دولومیتی نشان می دهند و شامل کلسیت، کوارتز، کلینوزویزیت، اپیدوت، اسفن، میکای سفید، تورمالین، بیوتیت، کلریت، گروسولار، هورنبلند و تره مولیت است.



شکل ۲- (الف)و (ب) میکاشیست. (ج) اثار بافت اذرین اولیه در سنگهای آمفیبولیتی. (د) تصویر میکروسکوپی از سنگ آمفیبولیت با کانیهای آمفیبول و پلاژیو کلاز که جهت یافتگی مشخصی را نشان نمیدهند. (ه) مرمر خالص که به طور کلی از کلسیت تشکیل شده است. (و) تصویر میکروسکوپی از مرمر دولومیتی با بلورهای درشت اکتینولیت.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



**زون بندی دگرگونی در میگاشیستها:** بر اساس مطالعات میکروسکوپی و توجه به پاراژنز کانیها، سه زون دگرگونی در این سنگها قابل تشخیص است که در زیر اشاره می گردد. ۱- زون کلریت : پایین ترین درجه دگرگونی شناسایی شده در میکاشیست های کمپلکس دگرگونی توتک مربوط به زون کلریت می باشد. پاراژنز شیست های مربوط به این زون در منطقه شامل مجموعه کانیهای زیر می باشد : کوارتز + آلبیت + میکای سفید + کلریت ± کلسیت

> ۲- زون بیوتیت : رایج ترین پاراژنز موجود در میکاشیستهای منطقه مربوط به زون بیوتیت است که به صورت زیر می باشد: کوارتز + آلبیت + بیوتیت + موسکویت ± کلسیت

۳- زون گارنت : پاراژنز مربوط به این زون در میکاشیستهای منطقه بیشتر در سنگ های نزدیک به توده گرانیتوئیدی قابل مشاهده است. کوارتز + آلبیت + بیوتیت + موسکویت + گارنت ± اپیدوت ± کلریت

## زون بندی دگرگونی در متابازیتها:

پاراژنز مربوط به زونهای دگرگونی معادل با متاپلیت ها، در سنگ های متابازیتی کمپلکس توتک به شرح زیر میباشد :

- ۱- زون کلریت : کلریت + آلبیت + اپیدوت + اکتینولیت ± کلسیت ± موسکویت ± کوارتز ۲- زون بیوتیت :
  - اكتينوليت + كلريت + اپيدوت + آلبيت ± موسكويت ± كوارتز ± بيوتيت
- ۳- زون گارنت:

هورنبلند + پلاژيو كلاز + گارنت + اكتينوليت ± كلريت ± اپيدوت ± كوارتز ± بيوتيت ۴- زون استاروليت :

هورنبلند سبز + پلاژیو کلاز + گارنت ± اپیدوت ± کوارتز ± بیوتیت



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



نکته قابل ذکر در این سنگ ها این است که بیوتیت های همزیست با اکتینولیت، تقریبا سبز رنگ هستند در حالیکه بیوتیت های همزیست با هورنبلند به رنگ قهوه ای تیره هستند و دیگر اینکه هورنبلندهای مربوط به درجات دگرگونی بالاتر دارای رنگ سبز شدیدتری نسبت به هورنبلندهای مربوط به درجات پایین تر دگرگونی هستند و پلوکورئیسم شدیدتری را نشان میدهند که از این موضوع برای تمایز زون کلریت از زون گارنت در متابازیتهای منطقه می توان استفاده کرد.

## رخساره های دگرگونی :

۱– رخساره شیست سبز :

با توجه به حضور زونهای کلریت و بیوتیت در کمپلکس دگرگونی توتک، بخشی از سـنگ هـای ایـن کمـپلکس شـرایط دگرگونی رخساره شیست سبز را نشان میدهد.

۲- رخساره اپيدوت آمفيبوليت :

در بعضی از متابازیت های منطقه تو تک، به طور مشخص همزیستی دو آمفیبول هورنبلند و اکتینولیت را به صورت بلورهای مستقل می توان تشخیص داد. بنابراین شرایط دما و فشار حاکم در زمان دگرگونی این سنگ ها را می توان معادل با این رخساره و تحول شیست سبز به آمفیبولیت در نظر گرفت. سنگ های مربوط به زون گارنت و همچنین مرمرهای تره مولیت دار منطقه مورد مطالعه را می توان جزء این رخساره در نظر گرفت.

٣- رخساره آمفيبوليت:

در متابازیت های منطقه توتک دو پاراژنز زیر قابل مشاهده می باشد که مبین دگر گونی در شرایط رخساره آمفیبولیت است.

- هورنبلند + پلاژیوکلاز (احتمالا همراه با بیوتیت و کوارتز)
- ۲) هورنبلند + پلاژیو کلاز + گارنت ( احتمالا همراه با کومینگتونیت و کوارتز )

کلریتوئید ـ استارولیت و استارولیت ـ کیانیت مجموعه های شاخص رخساره آمفیبولیت تحتانی می باشند و در این حالت دما اندکی بیشتر از ۵۰۰ درجه سانتیگراد است. در سنگ های میکاشیستی کمپلکس تو تک، کانیه ای آلومینوسیلیکات و استارولیت دیده نمی شود، اما با توجه به همبری بخش عمده ای از این سنگ ها با متابازیت هایی که تا حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده اند، میتوان ادعا نمود که این سنگ ها نیز تا این درجه از دگرگونی متاثر شده اند اما به علت نداشتن ترکیب شیمیایی مناسب و میزان اکسید آلومینیوم پایین در آنها، این کانیها تشکیل نشده اند. مرمره ای حاوی تره مولیت و دیوپسید در کمپلکس تو تک مربوط به این رخساره دگرگونی هستند.



۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



## بررسی تحولات دگرگونی و شرایط فشار و دما :

الف) متابازيتها:

با توجه به عدم وجود پاراژنزهای مربوط به رخساره های زیر شیست سبز در منطقه، استنباط میشود که حداقل شرایط فشار و دمای حاکم بر سنگهای منطقه از این حد (۳۰۰–۲۰۰) فراتر رفته است. با توجه به حضور چشمگیر کربناتها، احتمال انجام واکنش زیر برای ایجاد پاراژنزهای شروع رخساره شیست سبز میباشد. آب + اکتینولیت + اپیدوت + کلسیت = دی اکسید کربن + کوارتز + پومپلئیت

با توجه به اینکه در متابازیتهای مربوط به رخساره شیست سبز میانی در کمپلکس توتک، هنوز کربناتها حضور دارند، واکنش زیر برای تشکیل بیوتیت در این درجه دگرگونی محتمل است.

آب + دى اكسيد كربن + كوارتز + اپيدوت + فلو گوپيت = موسكويت + كلسيت + اكتينوليت

با توجه به عدم حضور پاراگونیت در این درجه از دگر گونی در سنگهای متابازیتی منطقه، حداقل تا این مرحله از دگرگونی فشار حاکم کمتر از ۶ کیلوبار میباشد. بیوتیتهای مربوط به این درجه دگرگونی در متابازیتهای منطقه به رنگ سبز میباشد. رنگ سبز مبین یون سه ظرفیتی آهن و غنی بودن بیوتیتها از آهن در درجات پایین است ( میاشیرو ۱۹۹۴ ). در امتداد ژئوترم کیانیت، اولین ظهور کلینوپیروکسن در دمای ۶۵۰ درجه سانتیگراد صورت میگیرد. در آمفیبولیتهای منطقه مورد مطالعه، کانی کلینوپیروکسن مشاهده نشد و این مسئله حاکی از آن است که حداکثر درجه حرارت اعمال شده بر سنگهای منطقه کمتر از ۶۵۰ درجه سانتیگراد میباشد. این درجه حرارت مربوط به آغاز رخساره آمفیبولیت فوقانی میباشد. عدم حضور کانی کیانیت به همراه هورنبلند در این سنگها مبین این مسئله است که فشار اعمال شده بر از ۷ کیلوبار است. همچنین عدم حضور کانی آندالوزیت نشانگر فشار بیش از ۴ کیلوبار است. همچنین تشکیل گارنت در ب) مرمرها:

با توجه به میزان فراوان کوارتز در مرمرهای ناخالص منطقه مورد مطالعه، طی واکنش زیر تالک مصرف شده و مجموعه تره مولیت بوجود می آید.

# دى اكسيد كربن + آب + تره موليت = كوارتز + كلسيت + تالك

اولین ظهور دیوپسید مربوط به دمای ۶۷۰ درجه سانتیگراد در امتـداد ژئـوترم کیانیـت اسـت. کـانی دیوپسـید در مرمرهـای ناخالص منطقه توتک بسیار به ندرت یافت میشود. واکنش تولید آن به قرار زیر است.

دى اكسيد كربن + آب + ديوپسيد = تره موليت + كوارتز + كلسيت

همچنانکه که قبلا در مورد سنگهای متابازیتی منطقه اشاره شد با توجه به پاراژنزهای موجود در آنها، حداکثر دمای اعمال شده بر متابازیتها کمتر از ۶۵۰ درجه سانتیگراد و حداکثر فشار کمتر از ۷ کیلوبار میباشـد. بـا توجـه بـه همبـری مرمرهـا بـا



متابازیتهای منطقه، میتوان این شرایط را برای سنگهای مرمری منطقه نیز در نظر گرفت. بنابراین تشکیل دیوپسید باید حداکثر در حدود همین شرایط دما وفشار صورت گرفته باشد.

#### **\$\$\$\$**

#### نتيجه گيري:

مطالعات صحرایی و بررسی های پترو گرافی سنگهای کمپلکس دگرگونی توتک، بیانگر این موضوع است که تغییرات توالی سنگهای دگرگونی موجود در این ناحیه، علاوه بر تنوع پروتولیت اولیه به تغییر در درجه حرارت و فشار حاکم در زمان متامورفیسم نیز وابسته میباشد. بر اساس مطالعه پترو گرافی، زونهای کلریت، بیوتیت، گارنت و استارولیت را میتوان در این سنگها ردیابی نمود. بر این اساس درجه دگرگونی سنگهای منطقه تا حداکثر رخساره آمفیبولیت پایینی- میانی بالا رفته است.

#### **\*\*\*\***

## منابع فارسی:

احمدی، ا.، ۱۳۸۳، "پتروگرافی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگهای دگرگونی کمپلکس توتک"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علـوم زمـین، دانشگاه شهید بهشتی.

Miyashiro, A., 1994, "Metamorphic Petrology" UCL press, London.

Sarkarinejad, K., Alizadeh, A., 2009. "Dynamic model for the exhumation of the Tutak gneiss dome within a bivergent wedge in the Zagros Thrust System of Iran", Journal of Geodynamics 47:201-209.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



# سنسنجی اورانیم- سرب ریولیتهای دگرگون شده جنوب الیگودرز

**\$\$\$\$\$** 

احمدرضا احمدي 1\*، بهناز حسيني 1

۱–استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور

## **~~~~~**

چگیده: سنگهای دگرگونی در جنوب جنوب شرق الیگودرز بخشی از واحدهای با سن پرکامبرین – پالئوزوئیک در زون سنندج – سیرجان هستند که متحمل فاز متعدد دگرگونی شده اند. این مجموعه دگرکونی شامل میکاشیست، متابازیت، متاریولیت و مرمر می باشد. متاریولیتها که در تناوب با میکاشیستهای پالئوزوئیک زیرین هستند به ندرت آثاری از بافت آذرین اولیه هود را نشان می دهند. سن سنجی به روش اورانیم – سرب بر اساس روش Laser-ablation بر روی بلورهای زیرکن استخراج شده از این سنگها بیانگر سن ۸ ± ۵۲۳ میلیون سال و تشکیل پروتولیت آنها در کامبرین است. کلید واژه ها: زون سنندج –سیرجان، دگرگونی، متاریولیت، الیگودرز.

## U-Pb dating of metabasites from southeast of Aligudarz

Ahmadreza Ahmadi 1\*; Behnaz Hosseini 1

<sup>1</sup> Assistant professor, Department of Geology, Payame Noor University

## Abstract:

Metamorphic rocks in in south -southeast of Aligudarz as part of Precambrian -Paleozoic sequence of Sanandaj-Sirjan zone underwent multiple metamorphic events. This metamorphic complex is composed of Micaschist, metabasite, metarhyolite and marble. Metarhyolites are in alternation to lower Paleozoic micaschist, rarely show the primary igneous textures. U-Pb zircon dating using laser ablation ICP-MS yielded an age of 523+/- 8 Ma which elucidates that the protolith of the Metarhyolites was formed in the Cambrian.

Keywords : Sanandaj-Sirjan zone, metamorphism, Metarhyolite, Aligudarz

## **~~~~~**



#### مقدمه :

مجموعه سنگهای دگرگونی از جنوب شرقی الیگودرز تا شمال غرب ازنا یکی از بهترین مناطقی است که رخنمون واحدهای متعلق به پرکامبرین– پالئوزوییک را در آن می توان مشاهده کرد. سنگهای زون سنندج– سیرجان در این ناحیه به صورت یک نوار کشیده با گستره پهنایی زیاد و با روند شمال غربی– جنوب شرقی کشیده شده است (شکل ۱). در این منطقه متاپلیتها در تناوب با واحدهای ولکانیک دگرگون یافته قرار گرفته اند. واحدهای متاولکانیکی را میتوان در دو بخش عمده شامل سنگهای ولکانیکی اسیدی دگرگون شده و سنگهای ولکانیکی بازیک دگرگون شده تقسیم بندی نمود. در نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰ الیگودرز (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۱)، سن احتمالی سنگهای ولکانیکی دگرگون شده پرکامبرین در نظر گرفته شده است. مطالعه سن سنجی به روش اورانیم– سرب سن ۲۰۰ ± ۴۹۲ میلیون سال را برای پروتولیت سنگهای متابازیتها حاصل نموده و به تشکیل این سنگهای بازیک در پایان کامبرین اشاره می نماید (حسینی و احمدی، ۱۳۹۷).

در این مطالعه به سن سنجی سنگهای ولکانیکی اسیدی دگرگون شده بر اساس روش اورانیم- سرب در کانی زیرکن پرداخته میشود.



شکل ۱) نقشه ساده شده سنگهای د گر گونی محور الیگودرز – ازنا و موقعیت محل نمونه برداری.

**سنگ شناسی:** این سنگها در نمونه دستی و در سطح رخنمون رنگ صورتی روشن دارند و بر گوارگی واضح و مشخصی را نشان میدهند. در مقیاس میکروسکوپی این سنگها دارای بافت میلونیتی تا گرانوبلاستیک دارند. در این سنگها میزان کانیهای تیره بسیار



کم میباشد و غالبا از کانیهای روشن تشکیل شده اند. کانیهای کوارتز بیشترین درصد حجمی از ترکیب کانی شناسی این سنگها را تشکیل میدهند (تا بیش از ۵۰ درصد) که به صورت دانه های ریز و خرد شده در زمینه سنگ حضور دارند (شکل ۲ الف و ب). با این حال، در مواردی این کانی به صورت دانه های درشت تر (گاهی بزرگتر از ۳ میلیمتر) و چشمی میباشند که تحت تاثیر استرس های تکتونیکی خاموشی موجی شدیدی را نشان میدهند (شکل ۲ ب). غالبا کانیهای پلاژیوکلاز از فراوانی بیشتری نسبت به کانیهای فلدسپار پتاسیم بر خوردارند. کانیهای پلاژیوکلاز ماکل آلبیتی مشخصی را نشان میدهند و تحت تاثیر نیروهای تکتونیکی به صورت شکسته و خرد شده میباشند (شکل ۲ ج). گاهی تجزیه شدگی به سریسیت را در این کانیها میتوان مشاهده نمود. کانیهای فلدسپار پتاسیمی که از میزان کمتری برخوردارند کاملا بی شکل میباشند که تجزیه شدگی آنها باعث تولید کانیهای رسی شده است. از دیگر کانیهایی که به میزان اند ک در این سنگها قابل مشاهده اند به موسکویت، بیوتیت، ایدوت و آپاتیت میتوان اشاره نمود. در برخی موارد جهت یابی کانیهای میکایی به همراه کشیدگی برخی از کانیهای کوارتزی، امتداد بر گوارگی این سنگهای متاولکانیکی را نشان میدهند (شکل ۲ د). در مجموع، با توجه به ترکیب کانی شناسی، پروتولیت اولیه این سنگهای متاولکانیکی را نشان میدهند (شکل ۲ د). داسیتی دانست.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

والتكاويام نوراسان فم



شکل ۲) تصاویری از متاولکانیکهای اسیدی: (الف و ب): خرد شدگی کانیهای کوارتز و ساخت چشمی (نمونه 20 A)، (ج): حفظ شدن ماکلهای فلدسپاتی (نمونه 2 A)، (د): جهت یابی کانیهای بیوتیت (نمونه 17 A). کلیه تصاویر در xpl . طول مقیاس برابر با ۰/۵ میلیمتر است.



روش تحقيق:

روش تعیین سن در این مطالعه بر اساس تکنیک المعت المعت که مجهز به اسپکترومتری Laser-ablation شده است (LA-ICP-MS). این روش یک تکنیک جدید از Microprobe است که برای تعیین سن حوادث ماگمایی به روش U-Pb بکار برده میشود. آماده سازی نمونه ها و انجام آنالیز در دانشگاه پاویا از کشور ایتالیا به توسط Geolas200Q-Microlas انجام گرفته است. کالیبراسیون دستگاه توسط زیر کن استاندارد 91500 با سن 1065 میلیون سال .(Widenbeck et al.) (Widenbeck et al. کالیبراسیون دستگاه توسط زیر کن استاندارد 91500 با سن 506 میلیون سال .(Widenbeck et al.) (ورش 1065) میلیون سال ... (ورش 1065) معاد است. آماده سازی نمونه ها جهت جدایش کانیهای زیر کن در این مطالعه شامل خردایش، الک کردن، جدایش و حذف کانیهای مغناطیسی توسط دستگاه reprint کانیهای زیر کن در این مطالعه شامل خردایش، الک کردن، بروش Heavy liquid و حذف کانیهای مغناطیسی توسط دستگاه را سایر کانیهای سنگین در زیر میکروسکوپ بینو کولار است. پس از جدایش کانیهای زیر کن، جهت تهیه مونت آنها را در رزین قرار داده و پولیش داده شد. سپس این مونتها پس از شستشو بوسیله الکل، بوسیله کربن gato منهای در کن از سایر کانیهای سنگین در زیر میکروسکوپ بینو کولار است. ترکیبی آنها توسط میکروسکوپ الکترونی (SeM) عکسهای عکال و همچنین Laser داده های ایزوتوپی بدست شرایط و مراحل آنالیز ایزوتوپی بکار برده شده در این مطالعه بر اساس (2003) مالیز درده های ایزوتوپی بدست ترکیبی آنها توسط میکروسکوپ الکترونی (SeM) عکسهای BSE و همچنین Lace میباشد. داده های ایزوتوپی بدست ترد می من موانوار ISOPLOT 3.0 پردازش و پلات گردیده است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

## سن سنجي:

بلورهای جدا شده از این سنگها جهت آنالیز، به صورت بلورهای شفاف هستند که در تصاویر میکروسکوپ الکترونی (SEM) عموما به صورت بلورهای تمام شکل دار با مرزهای بلورین مشخص هستند که کاملا زونینگ ماگمایی را نشان میدهند (شکل ۳). در مرکز برخی از بلورها، بخشهای هسته ای غیر زونه را میتوان مشاهده نمود که احتمالا این بخشهای هسته ای به ارث برده شده از سنگها مسیر عبور ماگما هستند که بر روی آنها لایه های زیرکن متبلور شده از ماگمای اسیدی (ریولیتی) تشکیل شده است. بر این اساس، در این مطالعه تنها به آنالیز بخشهای زونه این کانیهای زیرکن پرداخته شده است. در این زیرکنها اثری از تشکیل زونینگ دگرگونی در حاشیه خارجی بلورها دیده نمیشود.

برای تعیین سن این سنگها، تعداد ۱۱ آنالیز بر روی تعداد ۱۱ کانی زیرکن انجام شده است. داده های ایزوتوپی به همراه معیار خطای آزمایشگاهی (analytical uncertainties) و سنهای محاسبه شده در جدول ۱ آورده شده است. بر اساس مقادیر ایزوتوپی Pb و U بدست آمده، کلیه آنالیزهای انجام شده بر روی دیاگرام U<sup>238</sup> / <sup>206</sup> در مقابل U<sup>252</sup> / <sup>207</sup> ، سن هماهنگ (Concordia) را بدست میدهند (شکل ۴ الف و ب). این آنالیزها یک دامنه سنی برابر با Au - ۹۰۶ را نشان میدهند (شکل ۵ الف). در دیاگرام هماهنگ – ناهماهنگ و دیاگرام توزیعی مربوط به سنهای بدست آمده، از این تعداد ۱۱ آنالیز، تعداد ۲ آنالیز با سن ۹۹۵ و ۹۰۷ ، به صورت مشخص نتیجه ای مجزا از سایر آنالیزها میدهند. این دو سن بدست



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ المرد نم دانشگاه پیام نور نم دانشگاه پیام نور نم

حمل گردیده اند. در نهایت، بر اساس دیاگرام توزیع وزنی و بدون احتساب نتایج مربوط به دو آنالیز فوق، یک سن برابر ۸ Ma ۸ ± ۵۲۳ بدست می آید (شکل ۵ ب).

529±14 Zr 1	Zr 2	519±14 Zr 3
704±19	695±19 Zr 5	Zr 6
Zr 7 0 524±15	Zr 8 0 534±15	Zr 9
Zr 10 506±14	Zr 11	

شکل ۳) تصاویر Cathodoluminescence از زیرکنهای آنالیز شده در سنگهای متاریولیتی. محل نقاط آنالیز شده به همراه سنهای بدست آمده نیز نشان داده شده است.

نالیز در سنگهای متاریولیتی.	<b>بای بدست آمده برای هر آ</b>	عدول ۱) نسبتهای ایزوتوپی Pb/U و سنه
-----------------------------	--------------------------------	-------------------------------------

Run	Spot	Grain	Pb207/U235	1σ	Pb206/U238	1σ	ages	2σ
Ja15a007	25	Zr 1	0.6870	0.0134	0.0854	0.0012	529	14
Ja15a008	25	Zr 2	0.6676	0.0128	0.0840	0.0012	520	14
Ja15a009	25	Zr 3	0.6709	0.0153	0.0837	0.0012	519	14
Ja15a010	25	Zr 4	1.0013	0.0206	0.1154	0.0017	704	19
Ja15a011	25	Zr 5	0.9791	0.0196	0.1140	0.0017	695	19
Ja15a012	25	Zr 6	0.6697	0.0134	0.0837	0.0012	519	14
Ja15a013	25	Zr 7	0.6731	0.0160	0.0848	0.0013	524	15
Ja15a014	25	Zr 8	0.6878	0.0145	0.0865	0.0013	534	15
Ja15a015	25	Zr 9	0.6584	0.0136	0.0839	0.0013	517	15
Ja15a016	25	Zr 10	0.6474	0.0133	0.0816	0.0012	506	14
Ja15a017	25	Zr 11	0.7118	0.0137	0.0878	0.0012	544	14



شکل ۴) (الف): نتایج تعیین سن برای متاریولیتها دردیاگرام همبستگی 206Pb/238U در مقابل 207Pb/235U، (ب) دیاگرام همبستگی 206Pb/238U در مقابل 207Pb/235U برای متاریولیتها بدون زیر کنهای قدیمی.



شکل۵) (الف): نمودار توزیع چگالی برای سنهای U-Pb ، (ب): نمودار میانگین وزنی برای سنهای بدست آمده.

## نتیجه گیری:

بر اساس شواهد میکروسکوپی سنگهای ولکانیکی اسیدی دگرگون شده در محدوده مورد مطالعه دارای ترکیب سنگ شناسی ریولیتی تا داسیتی هستند. بلورهای زیرکن استخراج شده از این سنگها به وضوح زونینیگ مربوط به پروتولیت آذرین خود را نشان می دهند. سن سنجی اورانیم- سرب بر روی این بلورهای زیرکن به روش تکنیک Laser-ablation بیانگر سن ۸±۵۲۳ میلیون سال است که موید تشکیل این سنگها در زمان کامبرین است.

**~~~~~** 



Tiepolo, M., 2003. In situ Pb geochronology of Zircon with laser ablation- inductively coupled plasma- sector field mass spectrometry, Chemical geology 199. 159-177.





۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

ahmadi.a83@birjand.ac.ir ابوالفضل احمدی\* ، دانشجوی ارشد زمین شناسی پترولوژی ، دانشگاه بیر جند، mhyousefzadeh@birjand.ac.ir محمد حسین یوسف زاده، دکتری زمین شناسی، <u>zarrinkuob@birjand.ac.ir</u> محمدحسین زرین کوب، دکتری زمین شناسی،

## چکیدہ :

محدوده اکتشافی مس دزوکی در شمالشرق شهرستان قاین (در استان خراسان جنوبی) واقع است. از نظر تقسیم بندی پهنههای ساختاری ایران، محدوده اکتشافی مس دزوکی در پهنه شرق ایران و در شمال شرق بلوک لوت واقع شده است. واحدهای سنگی مختلف، مشتمل بر واحدهای گدازه ای (تراکیت آندزیت، آندزیت و آندزیت بازالتی) و آذرآواری (توف و آگلومرا) پالئوسن و واحدهای رسوبی آواری مارن و سنگ آهک ائوسن و رخنمونهای پلیوکواترنر (تراس های آبرفتی) میباشند. کانی سازی مس بیشتر در واحدهای آتشفشانی به ویژه در واحدهای آندزیتی مشاهده شده و شامل مالاکیت، کالکوسیت، فیروزه، نئوتاسیت و کریزوکولا میباشد، بررسی های پترولوژی نشان می دهد، سنگهای آتشفشانی منطقه از یک ماگمای والد کالک آلکالن و در یک محیط تکتونیکی حاشیه قاره ای فعال تشکیل شده اند.

كليد واژه ها: آندزيت، مس، كالك آلكالن، قاين، بلوك لوت

## Geological Survey of Oreside Units of Dezuki Copper Region (North East of Qain, South Khorasan)

Abolfazl Ahmadi \*, Student in Petrology Geology, University of birjand, ahmadi.a83@gmail.com Mohammad Hossein Yousefzadeh, Doctor of Geology, mhyousefzadeh@birjand.ac.ir 'Mohammad Hossein Zarrin Kuob, Doctor of Geology, zarrinkuob@birjand.ac.ir

#### Abstract:

The Dezuki copper exploration area is located in the northeast of the city of Qain (South Khorasan province). In terms of the division of the structural zones of Iran, the Dezuki copper exploration area is located in the east zone of Iran and in the north-east of the Lut Block. Different rock units, including lava units (trachytic andesite, andesite and basaltic andesite), and pyroclastic (tuff and agglomerate) of Paleocene, and sedimentary units of marl and Eocene limestone and polio quaternary outcrops (conglomera and sandstone). The mineralization of copper is most commonly observed in volcanic units, especially in andesitic units, which include malachite, chalcocite, turquoise, neotosite and cherysocolla. Petrological studies show that the volcanic rocks of the region have arisen from parent magma of the alkalin calc and in a continental marginal tectonic environment.

Keywords :( Andesite, Copper, Calc-alkaline, Qaen, Lut Block)

**\$\$\$\$** 

مقدمه :



ایران از لحاظ ذخایر معدنی بر روی کمربند جهانی مس قرار گرفته است که از جنوب شرقی ایران شروع شده و تا شمال غربی و نواحی آذربایجان ادامه دارد. ناحیه مس دار کرمان قسمتی از کمربند فلززایی ایران مرکزی می باشد که مهم ترین ذخایر مس این ناحیه توده های مس سرچشمه، دره زار، میدوک و چهار گنبد می باشد. مقدار مس موجود در ذخایر شناخته شده کشور در حدود ۴ درصد از مس موجود در ذخایر شناخته شده در جهان می باشد (خوئی و همکاران، ۱۳۷۸). امروزه اکتشاف و استخراج ذخایر معدنی نیاز به کار علمی و تحقیقاتی برای کاهش هزینه ها و افزایش راندمان عملیاتی دارد و مطالعات پترولوژی وزمین شناسی می تواند راهگشای این امر باشد و با تطبیق نتایج کیفی مطالعات زمین شناسی قبلی، بعنوان الگو در اکتشاف و استخراج ذخایر اینده و فعلی و همچنین هدفمند کردن اکتشاف و استخراج با ارائه الگوهای

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

## **\$\$\$\$**

روش تحقيق:

والتكاويام نوراستان قم

در این مطالعه ابتدا با توجه به نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ منطقه، عملیات صحرایی زمین شناسی همراه با برداشت تعداد ۶۰ نمونه سنگی از منطقه مورد مطالعه انجام گردید و ۶۰ مقطع نازک تهیه شدکه با مطالعه این مقاطع که نتیجه آن در ادامه بحث آمده است، واحدهای سنگی منطقه که در مطالعات صحرایی شناسایی شده بود به صورت دقیق تر مشخص گردید و تعداد ۱۰ نمونه از قسمتهای کمتر آلتره شده جهت انجام آنالیز شیمیایی انتخاب گردید، آنالیز ICP-MS نمونه های انتخاب شده در آزمایشگاه ACME کانادا انجام گرفت که به اختصار نتایج و تعدادی از نمودارهای حاصل از این آنالیزها در ادامه بیان خواهد شد.

## ۱- موقعیت جغرافیایی ومطالعات صحرایی و میکروسکوپی

محدوده اکتشافی مس دزوکی – قائن، در استان خراسان جنوبی و در شمال شرق شهرستان قاین واقع شده است (شکل ۱). از نظر تقسیم بندی پهنههای ساختاری ایران، محدوده اکتشافی مس دزوکی در پهنه شرق ایران و در بلوک لوت قرار دارد.



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی محدوده دزوکی





در عملیات صحرایی با توجه به نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ منطقه و فعالیت های اکتشافی انجام شده مانند حفر ترانشه و گمانه های پودری، پیمایش و بررسی منطقه انجام شد و با مشاهدات ماکروسکوپی نتایج زیر بدست آمد و واحدهای سنگی زیر مشخص گردید:

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

# ۱-۱) آندزیت

بر اساس نقشه زمین شناسی ۱۰۰، ۱۰۱۰ قائن سن این واحد متعلق به پالئوسن میباشد. این واحد در بخش های مرکزی و شمالی نقشه دارای رخنمون است. لیتولوژی این واحد مشتمل بر سنگهای ولکانیکی آندزیتی تا تراکی آندزیتی با میان لایه های آگلومرا و توف میباشد. مورفولوژی این واحد عمدتاً تپه ماهوری است و کمتر صخره ساز است. رنگ ظاهری این واحد از خاکستری روشن تا قهوه ای تیره می باشد. در مقیاس نمونه دستی فنو کریستهای ریز پلاژیو کلاز بعضاً مشاهده می شود. در اثر دگرسانی این واحد بعضاً کانیهای رسی تشکیل شده و کوارتز و کربنات کلسیم بصورت ثانویه درون شکستگیها دیده می شوند. آندزیت های منطقه با بافت پورفیری و گاهی مگاپورفیری و زمینه میکرولیتی – شیشه ای دیده می شوند که گاهی زمینه دارای بافت جریانی (تراکیتی) می باشد. کانی های تشکیل دهنده زمینه بیشتر پلاژیو کلاز و به مقدار کمتر پیروکسن بوده و فنو کریستها نیز عمدتا پلاژیو کلاز و در بعضی مقاطع آمفیبول و گاهی پیروکسن مشاهده می شود. شکل ۲ نمایی از این واحد را درنمونه دستی ومیکروسکوپی نشان می دهده زمینه بیشتر پلاژیو کلاز و به



شکل ۲: نمایی از شکستگیهای درون واحد آندزیتی که توسط رگه های سیلیسی و کربناتی پر شده اند.

# 1-2) آندزيت بازالتي

این سنگ ها عموما تیره رنگ و از نظر ظاهری فقط کمی تیره تر نسبت به آندزیت ها هستند، این واحد لیتولوژی به صورت متخلخل در نمونه دستی قابل مشاهده می باشد.بافت سنگ پورفیری با زمینه میکرولیتی تا شیشه ای می باشد، میکرولیت های زمینه عمدتا پلاژیوکلاز و به میزان کمتر پیروکسن می باشد، فنوکریستهای این سنگ نیز بیشتر شامل پیروکسن، پلازیوکلاز و کمی الیوین می باشد. الیوین در مقاطع این واحد ازشکل دارتا بی شکل دیده می شود (شکل ۳)





۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





۳-۱) آگلومرا

بر اساس نقشه زمین شناسی ۱۰۰، ۱۰۰ قائن این واحد متعلق به پالئوسن می باشد، این واحد در بخشهای غربی محدوده و بخشهای شرقی رخنمون سنگهای ولکانیکی در بخش مرکزی محدوده رخنمون دارد. لیتولوژی این واحد مشتمل بر آگلومرا با میان لایه های توف و آندزیت به مقدار کم می باشد. مورفولوژی این واحد عمدتا صخره ساز تر از بقیه واحدها بوده و معمولا بلندترین ارتفاعات این محدوده را شامل می شود. رنگ ظاهری این واحد خاکستری تیره تا قهوه ای می باشد. بخشهای آگلومرایی این واحد از قطعاتی به ابعاد ۱ تا ۵۰ سانتی متر تشکیل شدهاند. جنس این قطعات معمولاً آندزیت تا آندزی بازالت و بازالت می باشد. در قسمتهای مختلف این واحد سنگی آمیگدوئیدالهای سیلیسی و کربناته به همراه رگه و رگچه های سیلیسی مشاهده می شود این سنگ با بافت ولکانو کلاستیک به شدت دگرسان شده، دارای قطعات ولکانیکی شیشه ای با بافت جریانی، تیغک های شیشه، گاهی قطعات بلوری کوار تز می باشد. این آگلومراها به دو تیپ آگلومرای خاکستری و آگلومرای قرمز رنگ دیده می شوند. آگلومراهای خاکستری رنگ تا حدودی دگرسان شده اند، آگلومرای قرمز رنگ نشان دهنده این موضوع می تواند باشد که محیط تشکیل آنها اکسیدان بوده است. شکل ۴ نمای نمونه دستی و میکروسکوپی از این واحد را نشان می دهد.



شکل۴ : نمایی از رخنمون ومقطع واحد آگلومرا در بخش غربی محدوده دزو کی



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



۱-۴) دگرسانی ها

۲- ژئوشیمی

در محدوده مورد مطالعه مناطق دگرسان شده دارای وسعت چندانی نیست. در بررسی های صحرایی و در مقیاس ماکروسکوپی، رگه های سیلیسی، کلریت، کلسیت و آثاری از اکسیدهای آهن (مگنتیت، هماتیت و لیمونیت) دیده می شود. در مقیاس میکروسکوپی و مطالعات پتروگرافی، نشانه هایی از پیشرفت دگرسانی تا حدی که بتواند چندین کانی ثانویه ایجاد نماید، شناسایی شد. فنو کریست های موجود در مقاطع، شامل پلاژیو کلاز، کلینوپیروکسن و گاهی الیوین می باشند. بلورهای پلاژیو کلاز که با فراوانی بیشتر و نیز اندازه بزرگتر دیده می شوند، دچار دگرسانی سریسیتی و کربناتی شده اند. پیروکسن ها در مقایسه با پلاژیو کلازها از دگرسانی کمتری بر خوردارند. الیوین در این نمونه ها بطور کامل به کانی های تیره و ایدنگزیت دگرسان شده است. ایدنگزیت محصول متداول آلتراسیون دما بالا می باشد (1993).

با استفاده از نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب تعداد ۱۰ نمونه از سنگ های گدازه ای موجود در منطقه مورد مطالعه، به بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی آنها پرداخته شده است. این نمونه ها بعد از انجام مطالعات میکروسکوپی از بین ۶۰ نمونه با توجه به حداقل دگرسانی انتخاب و آنالیز شدند. نمونه ها با کد آنالیز T200 در آزمایشگاه شرکتACME کانادا مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. و نتایج مذکور جهت طبقه بندی و نامگذاری سنگهای مورد مطالعه و همچنین تعیین محیط تکتونیکی آنها مورد استفاده قرار گرفت.در ادامه تعدادی از نمودارهای مربوطه را مشاهده و بررسی میکنیم.

۱- نمودار مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (Cox et al 1979) یکی از بهترین روش طبقهبندی سنگهای آتشفشانی است که تا کنون ارائه گردیده است. نمونه ها در این نموداردر محدوده آندزیت، آندزیت بازالتی و بازالت قرار دارند، دونمونه نیز در بازه هاوائیت (تراکیت بازالت) قرار می گیرند (شکل ۱۳لف). همانطور که مشاهده می شود اکثر نمونه ها در بازه آندزیت و آندزیت بازالتی قرار دارند، دونمونه نیز در بازه هاوائیت (تراکیت بازالت) قرار می گیرند (شکل ۱۳لف). همانطور که مشاهده می شود اکثر نمونه ها در بازه آندزیت و آندزیت بازالتی قرار دارند، کانی سازی دونمونه در این در بازه هاوائیت (تراکیت بازالت) قرار می گیرند (شکل ۱۳لف). همانطور که مشاهده می شود اکثر نمونه ها در بازه آندزیت و آندزیت بازالتی قرار دارند که نتایج آنالیزهای نمونه های ترانشه و گمانه ها را تایید می کند، کانی سازی محدوده در آندزیت ها نسبت به واحدهای آذر آواری و رسوبی بیشتر رخ داده است (شکل ۵ الف).

با توجه به این نمودار مشخص می شودکه واحدهای آتشفشانی منطقه متعلق به سری ماگمایی کالک آلکالن می باشد (شکل۵ب).

modified by Pearce, 1996) Nb/Y در مقابل Zr/Ti نمودار -۳





این نمودار بدلیل استفاده از عناصر کمیاب که تحرک کمتری داشته، برای تعیین نام سنگهای دگرسان مفید می باشد که همانطور که مشاهده می شود نمونه ها دربازه آندزیت و آندزیت بازالتی قرار می گیرند و نتایج نمودار تاس را تأیید می کند (شکل ۵ج). درباره منشأ آندزیتها دو نظریه وجود دارد. ۱- منشأ اولیه دارند ۲- منشأ ثانویه دارند و از تفریق یا آلایش ماگمای بازالتی به وجود می آیند. جایگاه اصلی ولکانیسم آندزیتها امروزه در جزایر قوسی و حاشیه ی قاره ای است. این مناطق معمولاً یک زون فرورانشی است که پوسته اقیانوسی در حال فرورفتن به درون گوشته است. (معین وزیری و احمدی، ۱۳۸۹). ۴- نمودار (2002) , Schandle and Gorton ، در این مجموعه نمودار هاکه انواع محیطهای مختلف را از هم جدا می کند، از عناصر غیرمتحرک Ta را می اله اله می اله است. (معین وزیری و احمدی، ۱۳۸۹).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم













شکل۵:الف)نمودارتاس،ب) نمودار سری ماگمایی،ج)نمودار عناصر کمیاب،د)نمودار محیط تکتونیکی.

## **\$\$\$\$**

نتیجه گیری:

بر اساس مطالعات زمین شناسی سطحی و زیر سطحی که بسیار هم پرهزینه هستند، اکتشـاف و تعیـین ذخیـره انجـام شـده و نتایج بدست آمده توسط مطالعات پترولوژی همانطور که مشاهده شد تایید گردید و نتایج بیشتر و کاربردی تر نیز می تواند



با مطالعات گسترده و دقیق تر پترولوژی بدست آید که می تواند در هدفمند کردن فعالیت های اکتشافی بسیار مفیـد باشـد، در مطالعات پترولوژی محدوده مورد نظر مشخص شد که واحدهای ولکانیکی آندزیتی منطقه بیشترین کانی سازی مس را دارا می باشند، ماگمای والد کالک الکالن ومتعلق به محیط تکتونیکی حاشیه قاره ای فعال می باشد

## **\$\$\$\$**

## منابع فارسی:

خویی، ن.، قربانی، م وتاجبخش، پ.، ۱۳۷۸کانسارهای مس در ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۴۵۹ص.
۲ – رضایی، ۱.، ۱۳۹۱، گزارش اکتشاف محدوده دزوکی، شرکت زرناب اکتشاف. ۳۷۵ص.
۳ - علوی و همکاران، برگه زمین شناسی ۲۰۰۰: ۱ قائن، BRGM، سازمان زمین شناسی و اکتشافات کشور، ۱۹۸۱.
۴ - رولینسون, ه . ۱۹۴۹. کاربر داده های ژئوشیمی : ارزیابی، نمایش، تفسیر, مترجم: کریم زاده ثمرین، ع.، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۷۷ ص.
۸ - رولینسون, ه . ۱۹۴۹. کاربر داده های ژئوشیمی : ارزیابی، نمایش، تفسیر, مترجم: کریم زاده ثمرین، ع.، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۷۷ ص.
۸ - رولینسون, ه . ۱۹۴۹. کاربر داده های ژئوشیمی : ارزیابی، نمایش، تفسیر, مترجم: کریم زاده ثمرین، ع.، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۷۷ ص.
۸ - رولینسون, ه . اعدی ، ۱۹۴۹. کاربر داده های ژئوشیمی : ارزیابی، نمایش، تفسیر, مترجم: کریم زاده ثمرین، ع.، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۷۷ ص.
۸ - رولینسون, ه . ۱۹۴۹. کاربر داده های ژئوشیمی : ارزیابی، نمایش، تفسیر, مترجم: کریم زاده ثمرین، ع.، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۷۷ ص.
۸ - مین وزیری، ح. احمدی، ع، ۱۳۸۹، پتروگرافی و پترولوژی سنگ های آذرین، دانشگاه تربیت معلم، ۹۴۵ص

## **References:**

6 - Shelly, D (1993) Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, University Press, Cambridge, Great Britian, 445 p.

7 - Pearce, J.A., 1983. Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins,In: copper sulphide deposits of Chile: SocietyMineralGeologyJapan specific,Issue, v. 3, p. 252-260.

8 - Cox, K.G.B, Bell, J. D, Pankhurst, R. J., 1979, The interpretation of igneous rocks, George, Alleh and Unwin, London



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



# زیر بافت های موجود در پلاژیوکلازهای آتشفشان قره چای، شمال شرق سبزوار: شواهدی از سیستم پویای تزریق ماگما

مرضیه اسدی اورگانی<sup>۱</sup>°، مهدی رضایی کهخایی<sup>۲</sup>، حبیب الله قاسمی <u>Asadi.marzye71@gmail.com</u> دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه صنعتی شاهرود اساتید گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی، دانشگاه صنعتی شاهرود

## چکیدہ:

کالدرای قره چای در ۱۲۰ کیلومتری شمال شرق سبزوار و در زون بینالود واقع شده است. سنگ های آتشفشانی این کالدرا غالباً دارای ترکیب داسیتی و تراکی داسیتی می باشند و از کانی های آمفیبول (اکسی هورنبلند) و پلاژیو کلاز تشکیل شده اند. مطالعات صحرایی و پترو گرافی نشان داد که این کالدرا را می توان به دو بخش حاشیه و مرکز تقسیم نمود. بخش حاشیه کالدرا که دارای سنگ های سالم با رنگ خاکستری و ساخت ستونی بوده و از فنو کریست های پلاژیو کلاز و اکسی هورنبلندهای فرش تشکیل شده اند. این در حالی است که سنگ مرکز کالدرای که بخش اعظم آن را به خود اختصاص داده اند، به رنگ سفیددیده می شوند و تماماً آلتره شده اند؛ بطوریکه فقط غالبی از کانی های اکسی هورنبلند باقی مانده اند. لذا به نظر می رسد که بخارها و سیالات گرم ناشی از مخزن ماگمایی کم عمق این آتشفشان سبب تجزیه سنگ های مرکز کالدرای شده است. از جالب ترین بافت های موجود در سنگ های کالدرای قره چای وجود تنوعی از بافت های غربالی ریز و درشت در پلاژیو کلازها است که حکایت از سرگذشت پیچیده ماگمای والد این سنگ ها دارد و نشان می دهد که دو مخزن ماگمایی در زیر این آتشفشان وجود دارد. بدین گونه که تعدادی از پلاژیو کلازها در مخزن ماگمایی عمیق متبلور شده و سپس به مخزن ماگمایی کم عمق این سنگ ها دارد و نشان می دهد که دو مخزن ماگمایی در زیر این آتشفشان وجود دارد. بدین گونه که تعدادی از پلاژیو کلازها در مخزن بزرگتر هستند و با بافت غربالی درشت مشخص می شوند که این بافت به خاطر کاهش فشارایجاد شده است. سپس با بزرگتر هستند و با بافت غربالی درشت مشخص می شوند که این بافت به خاطر کاهش فشارایجاد شده است. سپس با زیر محرز معمق می افرایش دما همراه است، بافت غربالی ریز در حاشیه این پلاژیو کلازها بوجود آمده است. این منگ

كليد واژه ها: آندزيت، بافت غربالي، پلاژيو كلاز، كراتر قره چاي، قوچان، زون بينالود



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# Micro-textures in plagioclase from Qarah Chay volcano, NE of Sabzevar: Evidence of dynamic magma plumbing system

Marzye asadi<sup>1\*</sup>, Mehdi rezaei kahkhaei<sup>2</sup>, habibollah ghasemi<sup>2</sup> <u>Asadi.marzye@gmail.com</u> M.Sc.Student in petrology, shahrood university of technology

Assistalt professor, Departement of petrology and economic, shahrood university of technology

## Abstract:

Qarah Chay crater is located 120km NE Sabzevar and in the Binalood Zone. The volcanic rocks of the caldera are mostly andesite and trachyandesite in composition and consist of amphibole (oxyhornblende) and plagioclase. Based on filed works and petrographic observations, the caldera can be divided into margin and center. The caldera margin contains of fresh gray rocks with columnar and breccia structures containing plagioclase and oxy-hornblende phenocrysts, while the caldera center forming most of the caldera can be observed as white colour rocks that totally altered in which there are just remaining pseudomorphs of oxyhornblende ± plagioclase. Thus, it seems that vapour and hydrothermal fluids from shallower magma chamber near the summit cause the alteration of central caldera rocks. One of the most wonderful textures in the Oarah Chay caldera is a variety of sieve textures with fine and coarse morphologies reporting a complicated history of the parent magma, although glomeroporphyry, porphyry microlithe, and fine-scale oscillatory zoning can be observed in these rocks. It means that at the initial stage, water saturated high temperature magma have undergone extensive crystallization of plagioclase and oxy-hornblende at deeper chamber in a stable magmatic environment produced optically clear An-rich plagioclase. When this crystal-rich magma ascent to shallow chamber, plagioclase crystals have undergone varying rate of dissolution that causes the development of coarse sieve morphologies with varying size, shape and density. Crystals born in the shallow magma chamber are devoid of coarse sieve morphology and show fine-sieve morphologies. Here, Fine-sieve texture in the present samples seems to be developed when the phenocrysts have undergone partial dissolution by interacting with a hotter Ca-rich melt due to plumbing new pulse of magma supported by fine-scale oscillatory zoning and glomeroporphyritic texture. After each partial dissolution, the phagocytes re-equilibrated with new Ca-rich magma and were re-grown as An-rich plagioclase as it was recorded by fine-scale oscillatory zoning just after fine sieve domain.

Keywords: Andesitic, Trachy andesitic, sieve texture, Plagioclase, Amphibole, Qarah Chay caldera.

مقدمه : کراتر قره چای در ۱۲۰ کیلومتری شمال شرق سبزوار و در زون بینالود واقع شده است (شکل ۱). از قدیمی ترین مطالعات صورت گرفته در این منطقه مطالعه ژئوشیمی سنگ های آتشفشانی پسا افیولیتی که بین سبزوار و شمال غرب قوچان رخنمون توسط اسپایس و همکاران(۱۹۸۳) است. چنانی و همکاران (۱۳۶۹) بر روی زمین شناسی و سنگ شناسی مجموعه افیولیتی ناحیه سبزوار مطالعه کرده اند. قاسمی و فتاحی (۱۳۸۳) روی ماگماتیسم نئوژن در منطقه سرولایت، جنوب قوچان و همچنین قاسمی (۲۰۰۶) ژئوشیمی سنگ های نئوژن جنوب قوچان را مورد مطالعه قرار داده است. صادقیان و قاسمی (۱۳۸۴) پترولوژی و ژئوشیمی توده های آذرین بعد از ائوسن نوار افیولیتی سبزوار را بررسی نمونده اند. قاسمی و همکاران (۱۳۸۷) گزارشی از ماگماتیسم آداکیتی نئوژن در جنوب قوچان را تهیه نموده اند. جمشیدی و همکاران (۱۳۹۳) سنگ



شناسی و ژئوشیمی سنگهای آداکیتی پرسیلیس پسا افیولیتی سبزوار را بررسی کردند. فتح آبادی (۱۳۹۳) نیز زمین شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی گنبدهای ساب ولکانیک منطقه مقیسه واقع در جنوب غرب سبزوار را مطالعه نموده است. آقابزاز و همکاران (۱۳۹۰) و آقابزاز (۱۳۹۱) پترولوژی و ژئوشیمی آداکیت های شمال غرب نیشابور را بررسی نموده اند. سنگ های داسیتی و ریوداسیتی مورد مطالعه ایشان دارای فنو کریست های فراوان آمفیبول و به میزان کمتر بیوتیت و پیروکسن می باشد. اگرچه روی گنبدهای آداکیتی این منطقه اخیرا کارهای پژوهشی و تحقیقاتی در حال انجام است ولی روی کراتر قره چای تا کنون هیچ مطالعه ای صورت نگرفته است. لذا در این مقاله تلاش می شود به تفکیک لیتولوژی ها و سرگذشت ماگمایی حاکم بر کراتر قره چای بر اساس بافت غربالی موجود در سنگ های آن پرداخته شود.



شکل ۱: بخش از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اخلمد که در برگیرنده کراتر قره چای می باشد (پورلطیفی، ۱۳۸۵).

## روش تحقيق:

کراترقره چای در بین دو زون زمین ساختی البرز شرقی و کپه داغ قرار دارد. از مهمترین فعالیت های زمین ساختی منطقه می توان به کوهزایی پاسادنین اشاره کرد که باعث چین خوردگی نهشته های نئوژن شده است. قدیمی ترین سنگ های موجود در منطقه، شیل و ماسه سنگ های سازندهای کشف رود و چمن بید به سن ژوراسیک میانی است که سازند


کربناته مزدران (ژوراسیک بالایی) بر روی آن ها قرار گرفته است. یکنواختی ضخامت در این نهشته های فیلیشی را شاید بتوان به سازو کار جنبش های کوهزایی پس از تریاس میانی و بسته شدن تتیس کهن نسبت داد (Aghanabati, 2004). شواهد گویای آن است که در زمان رسوب گذاری سازند مزدوران نیز، حوضه ای کم ژرفا وابسته به کناره قاره، منطقه مورد مطالعه را در بر گرفته و به تدریج ژرفای این حوضه افزایش یافته است. این سازند حجم زیادی از سنگ های جنوب توده های نیمه عمیق چکنه را در بر گرفته است. پس از وقفه ای در رسوب گذاری سازند شوریجه، پیشروی دریای کرتاسه سبب برجای گذاری لایه هایی کربناته اُربیتولیندار (سازند تیرگان) به گونه هم شیب برروی نهشته های کهن تر شده است (پورلطیفی، ۱۳۸۵). با تشکیل حوضه های تبخیری در نئوژن بر روی سطح ناهمواری ها در این منطقه، کنگلومرایی انباشته شده که دارای قلوه هایی از سنگ های مزوروئیک است و بر روی این سنگ ها به صورت دگرشیب و یا گسله قرار گرفته است. در نزدیکی گنبدهای آداکیتی منطقه چکنه تناوبی از شیل و ماسه سنگ های نئوژن به چشم می خوردند که بر اثر کوهزایی پاسادنین دچار چین خوردگی شده اند (پورلطیفی، ۱۳۸۵). جوانترین نهشته های می خوردند که بر اثر کوهزایی پاسادنین دوار چین خوردگی شده اند (پورلطیفی، ۱۳۸۵). جوانترین نهشته های موز در منطقه می طرار بر اثر کوهزایی پاسادنین دوار چین خوردگی شده اند (پورلطیفی، ۱۳۸۵). جوانترین نهشته های موجود در منطقه مربوط به

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

والمكاويام نوراستان قم

آبرفت های کم ارتفاع و پادگانه های آبرفتی جوان هستند که بستر کهن رودخانه ها با ارتفاع کم را نیز شامل می شوند. پترو گرافی در طی مطالعات صحرایی حدود ۷۰ نمونه دستی از کراتر قره چای و سنگ های در بر گیرنده آن تهیه شد. عمده سنگ های تشکیل دهنده این کراتر دارای ترکیب داسیتی و تراکی داسیتی هستند و از فنو کریست های پلاژیو کلاز و اکسی هورنبلند تشکیل شده اند که زمینه ای میکرولیتی تا شیشه ای واقع شده اند. پلاژیو کلاز بافت غربالی (شکل A2 و (ه)، منطقه بندی و ماکل پلی سنتیک نشان می دهد که بیانگر حاکم بودن شرایط ناتعادلی در فرایند تبلور ماگماست. بافت غربالی موجود در این پلاژیو کلاز می تواند ناشی از تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر ماگمای در حال تبلور باشد که معمولاً به دلیل کاهش فشار ناشی از صعود و گاززدایی ماگما، بروز فرایند همرفت در آشیانه ماگمایی، اختلاط، آلایش و یا ورود ماگمای داغ جدید رخ می دهد (2004). تغییرات بزرگ مقیاس در پارامترهای دما، فشار، میزان آب و ترکیب مذاب نسبت داد که احتمالاً با ورود مذاب جدید به تشینانه ماگمایی همراه است (2013).

تعدادی از هورنبلندها دارای حاشیه ی سوخته هستند (شکل C2). وجود حاشیه سوخته در هورنبلندها را می توان به بالابودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب در خلال صعود ماگما نسبت داد (Best, 2003). به اعتقاد Deer و همکاران (۱۹۸۶)، ضمن صعود ماگمای داغ، هورنبلند در مجاورت با محیط اکسیدان به هورنبلند بازالتی یا اکسی هورنبلند تبدیل می شود. در سنگ های مورد مطالعه بافت گلومروپرفیری نیز مشاهده می شود (شکل D2). تجمع بلورها و تشکیل گلومرول می تواند ناشی از نطفه بندی ناهمگن این بلورها باشد (Kirkpatrichk, 1977). نیروی انبساطی و تنش برشی باعث قطعه قطعه شدن و برشی شدن بلورهای انباشتی در ماگما و تولید تجمع ها و لخته های گلومروپورفیری می شود که با صعود مذاب به طرف بالا آورده می شوند. اتصال گلومروپورفیرها در مذاب ها، احتمالاً به کاهش دما و افزایش گرانروی ناشی از آن



مرتبط است (Baker, 1998). در نهایت صعود و انجماد سریع مذاب های باقیمانده باعث انجماد زمینه و در برگرفتن تجمع های فنو کریستی و گلومروپورفیری قدیمی می شود (شکل های D2).



شکل ۲: A) وجود بافت غربالی درشت در مرکز و بافت غربالی ریز در حاشیه فنوکریست های پلاژیوکلاز سنگ های تراکی اندریتی کالدرای قره چای. B) تشکیل بافت غربالی ریز در حاشیه و در بین حاشیه و مرکز فنوکریست پلاژیوکلاز. C) اکسی هورنبلند با حاشیه اوپاسیتی (سوخته) شده. D) بافت گلومروپورفیری ناشی از تجمع بلورهای پلاژیوکلاز و اکسی هورنبلند. برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه کنید. علایم اختصاری از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباش شده است.

## نتيجه گيري

کراتر قره چای دارای قطر حدود ۵/۵ کیلومتر بوده و اساساً از سنگ های داسیتی و تراکیت داسیتی تشکیل شده است. سنگ های موجود در حاشیه این کراتر دارای شیب به سمت خارج هستند؛ به طوری که در نزدیکی دهانه شیب آنها به حدود ۶۰ تا ۷۰ درجه می رسد و در فاصله دورتر از مقدار شیب آنها کاسته می شود (شکل A3). این در حالی است که سنگ های موجود در قسمت داخلی دهانه دارای شیب زیاد (۸۰ الی ۹۰ درجه) به سمت مرکز کراتر می باشند (شکل 33). سنگ های موجود در قسمت داخلی دهانه دارای شیب زیاد (۱۰ الی ۹۰ درجه) به سمت مرکز کراتر می باشند (شکل 33). به نظر می رسد که پس خروج گدازه از این آتشفشان دهانه آن به داخل سقوط کرده و باعث خرد شدن سنگ های سقف تشیانه ماگمایی شده است (شکل های 23 و 23). با توجه به این شواهد به نظر می رسد که واژه کالدار برای این آتشفشان مناسب تر باشد.کالداری قره چای را بر اساس مقدار آلتراسیون آن می ¬توان به دو بخش حاشیه و مرکزی تقسیم کرد. سنگ های موجود رحاشیه این کالدرا سالم هستند و به رنگ خاکستری قابل شماهده می باشند ( شکل 33).



که سنگ های موجود درمر کز کراتر تماماً آلتره شده و به رنگ سفید در صحرا دیده می شوند (شکل های E3 و F3). در طی مطالعات پترو گرافی نیز مشخص شد که اکثر کانی های موجود در آنها تجزیه شده و فقط غالب هایی از کانی های اکسی هورنبلند±پلاژیو کلاز باقی مانده اند.سنگ های داسیتی و تراکی داسیتی کالدرای قره چای دارای فنو کریست های یلایویو کلاز و هورنبلند هستند که در زمینه ای از شیشه و میکرولیت واقع شده اند. میکرولیت ها اکثرا یلاژیو کلاز هستند اما گاهاً سانیدین نیز در آنها مشاهده شده است. هورنبلند سبز یا قهوهای (هورنبلند بازالتی) و اکسی هورنبلند به صورت بلورهای منشوری شکل در این سنگها دیده مهشود. این سنگ ها بافت های جریانی (تراکیته)، یورفیری، گلومرويورفيري، سرى ايت، بافت هيالوميكروليتيك يورفيري نشان مي دهند. بافت غربالي يكي از جالب ترين ويژگي هاي موجود در این سنگ ها است که بصورت ریز و درشت در پلاژیو کلازها قابل مشاهده است (شکل های A2 و B2). بر این اساس این کانی ها را می توان به دو گروه کلی تقسیم کرد. دسته اول پلاژیو کلازهایی هستند که دارای بافت غربالی ریز در مرکز و یا در حاشیه و یا گاها هم در مرکز و هم در حاشیه می باشند (شکل B2). دسته دوم آنهایی هستند که دارای بافت غربالي درشت در مركز و بافت غربالي ريز در حاشيه هستند (شكل A2). به طور كلي بافت غربالي مي توانـد در اثـر عوامل زیر حاصل شود: ۱) اختلاط ماگمایی، ۲) کاهش فشار در هنگام صعود ماگما، ۳) افزایش دما ناشی از جریان همرفت (كنوكسيون) داخل مخزن ما گمايي و ۳) افزايش در مقدار مواد فرار (Stwart and Pearce 2004). وجود بافت غربالی ریز در پلاژویکلازهای سنگ های آندزیتی و تراکی آندزیتی کالداری قره چای حکایت از تزریق ماگمای غنی از Ca به داخل مخزن ماگمایی دارد که در نتیجه این عمل بلورهای پلاژیو کلاز بصورت موضعی ذوب شده و مخلوط از بلور و مذاب با اندازه كوچك در حاشيه اين بلورها ايجاد مي شود.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



شکل ۳: A) نمایی از سنگ های آندزیتی قسمت دهانه کالدرای قره چای که دارای شیب به خارج است. این سنگ ها سالم هستند و به رنگ خاکستری قابل مشاهده می باشند. B و C) تصاویری از سنگ های دهانه در سمت داخل این کالدرا که دارای شیب زیاد (گاهاً تا ۹۰ درجه) می باشند. همانطور که تصویر C ملاحظه می شود این سنگ ها بر اثر سقوط دهانه کالدرا شدیداً خرد شده می باشند.D)بعداز انفجار کف کالدرا توسط مواد ناشی از فروافتادن دیواره کالدراپوشیده شد. Je (و ) تصاویری از سنگ های داستی

منابع فارسی: پورلطیفی، ۱.، (۱۳۸۵) نقشه ۱/۱۰۰۰۰ چهار گوش اخلمد سازمان زمین ¬شناسی و اکتشافات معدنی کشور. آقابزاز ف. (۱۳۹۱) پتروژنز سنگهای آتشفشانی کالکآلکالن و آداکیتی شمال فیروزه، غرب نیشابور. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایایه، دانشگاه تربیت مدرس. تهران، ایران. آقابزاز ف.، قربانی م.، قادری م.، سلطانی ۱. (۱۳۹۰) پترولوژی و ژئوشیمی آداکیتهای شمال غرب نیشابور. سی امین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۱ الی ۳ اسفندماه. جمشیدی، خ.، قاسمی، ح.ا.، صادقیان، م.، (۱۳۹۳) سنگ شناسی و زمین شیمی سنگ های آداکیتی پرسیلیس پسا افیولیتی سبزوار. مجله پترولوژی، ۱۷: ۵۱ – ۶۸.



### **References:**

Ahmadi, D.C., Rahimi, J.I., Asadi, T., 1998. "Dust storm monitoring based on multi- temporal satellite data observation", Geoscience, 92, p. 89-116.

Jamshidi, K., Ghasemi, H., Troll, V. R., Sadeghian, M. and Dahren, B. (2014) Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, NE Iran. Solid Earth Discussions 6(2): 49-72.

Stewart, M.L. and Pearce, T.H. (2004) Sive-textured plagioclase in dacitc magma: Interference imaging results. American Mineralogy 89: 348–351.

Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).

Best, M. G. (2003) Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd ed. 729 pp. Oxford Blackwell ScienceFoley, F., Norman, J.,

Pearson, N.J., Rushmer, T., Turner, S. and Adam, J. (2013) Magmatic evolution and magma mixing of Quaternary adakites at Solander and little Solander Islands, New Zealand. Journal of Petrology 54: 1-42.

Kirkpatrichk R.G. (1977) Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhe and Alane lava lakes Kilauea volcano, Hawaii. Geological Society of America Bulletin 88: 78-84.

Baker, D.R. (1998) Granitic melt viscosity and dike formation. Journal of Structural Geology 20, 1395-1404.

Spies O. Lensch G. and Mihem A. (1983) "Geochemistry of the post- ophiolitic Tertiary volcanics between Sabzevar and .Quchan (NE Iran)" GSI, Report no. 51, pp 247-266





۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

رقیه الماسی نمین <sup>۱</sup> ، شهرام خلیلی مبرهن <sup>۲</sup> ۱-کارشناس ارشد پترولوژی، دانشگاه پیام نور ، تهران،ایران ۲- استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور، تهران،ایران Roghayealmasi@yahoo.com khalilishahram@pnu.ac.ir

### **\$\$\$\$**

### چکیدہ:

توده های آذرین غرب آستارا بیرونزدگیهایی به سن مزوزوئیک میباشند. بررسیهای پتروگرافی، ژئوشیمیایی و نمودارهای تمایز محیط تکتونیکی نشان می دهند که سنگ های مذکور ترکیبی عمدتاً بازالتی با ماهیت شوشونیتی و تعداد کمی نیز ماهیت کالک آلکالن غنی از پتاسیم دارند.همچنین بررسی محیط تکتونیکی سنگ های منطقه نشان می دهد که منطقه مورد مطالعه را می توان محصول فعالیت ماگمایی در یک محیط فرورانش قاره ای دانست.

کلید واژه ها: پتروژنز، آستارا، مزوزوئیک،شوشونیت، فرورانش قاره ای.

### Petrogenesis of igneous rocks at western part of Astara(Guilan Province)

Authors: Roghaye Almasi Namin, Shahram Khalili Mobarhan 1- Department of geology,Payame Noor, University of Kerman 2- Department of geology,Payame Noor, University,Tehran,Iran

> Corresponding Email: Roghayealmasi@yahoo.com Khalilishahram@pnu.ac.ir

### Abstract:

Igneous rocks at west of Astara distinguish with Mesozoic age. Petrographical and geochemical evidences show that it contain basaltic composition with shoshonitic and high K calkalkaline affinity. As well as, tectonic study, show that this area depend on a continental subduction zone.

# Keywords : Petrogenesis, Astara, Mesozoic , shoshonitic, continental subduction.

#### مقدمه :

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران ، بخشی از رشته کوه البرز با طول های جغرافیایی ۴۸ درجه و۵۲ دقیقه و۱۹ ثانیه شرقی و عرض های جغرافیایی ۳۸ درجه و ۲۵ دقیقه و۴۵ ثانیه شمالی می باشد در باختر آستارا قرار دارد. اشتامپلی(۱۹۷۸) این منطقه را جزو ادامه زون کپه داغ که پی سنگ آن به خوبی مشخص نشده معرفی کرده است که با رسوبات ضخیم

منابع فارسي : خدابنده، ع و سلطانی، غ.( ۱۳۸۷)، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ چهارگوش آستارا، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. درویش زاده، ع.( ۱۳۸۱)، "زمین شناسی پوسته اقیانوسی"، انتشارات دانشگاه تهران. مر، ف، شرفی، ا.( ۱۳۷۳)، "اصول ژئوشیمی"، انتشارات دانشگاه شیراز،ص ۵۶۶. معین وزیری، ح و احمدی، ع.( ۱۳۸۰)، "پتروگرافی و پترولوژی سنگ های آذرین". دانشگاه تربیت معلم تهران،ص۵۴۷. میدل موست، اریک، ا،ک. ( ۱۹۹۸) ، "ماگماها وسنگ های ماگمایی( مبانی پترولوژی آذرین)". ترجمه درویش زاده، ع و آسیابانها، ع، انتشارات دانشگاه تهران، ص۵۲۶.

# 

۳- نمودار های تشخیص محیط تکتونیکی نشان می دهد که این سنگ ها متعلق به محیط فرورانش قاره ای هستند.

۴- نمودارهای عنکبوتی نمونه های مورد مطالعه،غنی شدگی از LILE و تهی شدگی از Eu ,Sr نشان می دهند.

۱- مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی نشان می دهد که سنگ های آذرین مورد مطالعه از نوع گدازه های بازالتی هستند. ۲- با بررسی های شیمیایی، نمودارهای تعیین سری ماگمایی مشخص می شود که ماگماتیسم در منطقه مورد مطالعه، از نوع شوشونیتی و کالک آلکالن غنی از پتاسیم است.

**000000** 

روش تحقيق: مطالعات پتروگرافی و بررسی نتایج تجزیه های ژئوشیمیایی نمونه های آذرین منطقه نشان می دهد که گدازه ها بصورت آندزیت و بازالت و بافت غالب در این سنگ ها پورفیری می باشد (شکل او ۲و۳). ماگماتیسم مزوزوئیک این منطقه دارای ماهیت شوشونیتی تا کالک آلکالن غنی از پتاسیم (شکل ۴) می باشد. نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی نیز نشان میدهند که این سنگ ها به ماگمای کالک آلکالن محیط های حاشیه قاره ای و فرورانش قاره ای تعلق دارند(شکل ۵و۶و۷). بازالت ها با توجه به ماهیت و منشأ خود از LILE , LREE غنی شدگی نشان می دهند. نمودارهای بهنجار شده در برابر کندریت و مورب غنی شدگی از عناصر ناساز گار را نشان می دهد (شکل ۸و۹). بازالت های درون قاره ای در نمودار های بهنجار شده نسبت به کندریت معمولاً از عناصر Nd ,Rb غنی شدگی و از عنصر Sr تهی شدگی نشان می دهند.

# 

مزوزوئیک مشخص میگردد.به منظور مطالعه ژئوشیمی و تعیین پتروژنز سنگ های آذرین منطقه مورد مطالعه، از تجزیه های شیمیایی عناصر اصلی و عناصر کمیاب،به روش ICP-MS , XRF، استفاده شده است(جدول۱).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم





نتيجه گيري:



۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



### **\$\$\$\$**

### **References:**

Pearce, J.A., and Cann, J.R., 1973." Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. Earth and Planetary Science Letters", 19:290-300

Pearce, T.H., Gorman, B.E., and Birkett, T.C., 1975." *The TiO2-K2O-P2O5 diagram: A method of discriminating between oceanic and non- oceanic basalts*". Earth Planet . Sci.Lett.24, 419-426.

Pearce, J.A. and Gale, G.H., 1977. "Identification of ore- deposition environment from trace element geochemistry of association igneous host rocks". Geol. Soc. Spect. Publ., 7, 14-24

Pearce, J.A., 1983. "*Role of sub – continental lithosphere in magma genesis at active continental margins*". In : Hawkesworth, C.J., Norry, M.J.(Eds.)," *Continental Basalt and Mantle Xenoliths*". Shiva Pub. Ltd, Cheshire, U.K., 230-249.

Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1976. "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contrib Mineral". Petrol.58:63-81.

Stampfli, G.M., 1978. "*Etude geologique general de l' Elburz. Oriental an S de Gonbad e Qabus(Iran,N-E). These de Doc.des sciensces*".No.1868,Universite de Genava.

Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989." Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: Implication for mantel composition and processes".

Thompson, R.N., 1982." British Tertiary volcanic province". Geo, 18.49-107.



(1)

(٢)

(۳)

شکل ۱- حاشیه کنگره ای در پیروکسن موجود در زمینه گدازه بازالتی شکل۲- بافت پورفیری موجود در زمینه گدازه آندزیتی شکل۳- هورنبلند با حاشیه اُپاسیتی شده در زمینه گدازه آندزیتی









شکل۸- نمودار عنکبوتی نمونه های مود مطالعه که نسبت به کندریت بهنجار شده اند. تامسون(۱۹۸۲)



شکل ۹- نمودار عنکبوتی نمونه های مورد مطالعه که نسبت به مورب بهنجار شده اند.سان و مک دانف(۱۹۸۹)





جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه های منطقه

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

انغ زیر شایی اینج زیر شایی ایکمه بیان این این این این

Symbole	Units	B6	B5	A10	B8	C8	B3	C14	A13
SiO <sub>2</sub>	%	47.31	47.81	52.24	52.17	46.77	48.62	52.44	52.19
TiO <sub>2</sub>	%	0.936	1.226	0.797	0.875	0.724	1.035	0.871	0.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	16.85	15.88	17.52	15.21	16.14	14.98	14.82	17.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	%	8.48	9.31	6.55	7.58	7.07	10.9	7.71	6.72
MnO	%	0.17	017	0.12	0.13	0.21	0.17	0.14	0.12
MgO	%	3.97	4.95	2.84	5.77	3.84	4.77	5.83	2.56
CaO	%	7.66	8.18	5.15	7.85	7.37	8.3	7.02	4.42
Na <sub>2</sub> O	%	2.91	3.96	4.12	3.13	6.05	2.14	3.1	5.24
K <sub>2</sub> O	%	3.24	3	3.1	2.9	1.76	2.86	3.11	3.07
P2O5	%	0.4	0.43	0.42	0.3	0.52	0.29	0.34	0.36
L.O.I	%	7.51	4.31	6.73	4.94	9.22	5.6	5.62	6.66
Total	%	99.44	98.63	99.59	100.9	99.68	99.67	101	99.79
Ba	PPM	1740	744	864	770	707	702	798	601
Hf	PPM	3	3.3	4.6	2.6	3.9	3	4.9	4.3
Pb	PPM	12	12	11	9	19	7	11	9
Rb	PPM	150	60	150	80	<20	110	140	110
Zr	PPM	102	100	152	109	140	114	130	156
La	PPM	34.3	33.8	37.2	46.9	46.6	26.4	36.1	35.4
Ce	PPM	62	63	60	61	77	59	67	61
Nd	PPM	25	33	38	40	30	22	28	39
Sm	PPM	4.7	5.3	4.8	4.9	5.2	5.1	4.9	4.7
Eu	PPM	1.4	1.3	1.3	1.2	1.3	1.1	1.1	1.1
Tb	PPM	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0.6	< 0.5	0.8
Yb	PPM	1.8	2.2	2	2.2	2.1	2.3	1.8	1.9
Lu	PPM	0.5	0.39	0.31	0.29	0.47	0.39	0.36	0.34
Th	PPM	9.1	7	12.1	8.7	15.1	7.9	11.2	10.4
Sr	PPM	1137	810	314	365	202	447	502	434
Y	PPM	18	19	18	28	22	21	19	19
Zn	PPM	84	75	70	68	74	90	70	75





۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

# مطالعات صحرایی و میکروسکوپی در اسکارنهای موجود در همبری گرانیتوئید قهرود با سنگهای آهکی (شمال غرب

اصفهان)

**~~~~~** 

افسانه، بدر ( \*؛ مهدی، هاشمی ا

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهر کرد Afsanehbadr90@yahoo.com ۱ استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷\_ ۱۹۳۹۵، تهران <u>Economic.geology@yahoo.com</u>

چکیدہ:

گرانیتوئید قهرود، اسکارنها و مرمرهای ناشی از دگرگونی سنگ آهکهای کرتاسه در شمال غرب اصفهان و شرق روستای قهرود دیده می شوند. ترکیب اسکارنها کلسیکی است و از تنوع کانیایی زیادی برخوردار هستند. این اسکارنها گسترش محدودی دارند و در حاشیه توده نفوذی بصورت پراکنده و یا مجتمع مشاهده می شوند. اسکارنها به دو صورت درون اسکارن و برون اسکارن وجود دارند. در قسمتی از اسکارنهای منطقه کانه زایی آهن به مقدار زیاد و کانه زائی مس به مقدار کمتر دیده می شود. اسکارنهای آهن دار (مگنتیت اسکارن) با رنگ تیره از فاصله دور قابل تشخیص هستند. حضور کانه هایی همچون کالکوپیریت، کالکوسیت و مالاکیت در سطح سنگ و وجود گارنت با رنگهای متفاوت از جمله قهوه ای شکلاتی که محتوی مقادیر بالای مس است، نیز نشان دهنده کانه زایی مس در اسکارنهای منطقه میباشد. (ایدو کراز)، اپیدوت، کلریت، کالکوسیت و کارتین میان دهنده کانه زایی مس در اسکارنهای منطقه میباشد. (ایدو کراز)، اپیدوت، کلریت، کلسیت و کوارتز میباشند. در رخساره اولیه تشکیل اسکارن کانیهای بدون آب کانیهای اسکارنها شامل کلینوپیروکسن (دیوپسید)، ولاستونیت، اسفن، گارنت، ترمولیت - اکتینولیت، وزوویانیت (ایدو کراز)، اپیدوت، کلریت، کلسیت و کارنت تشکیل شدهاند که به طور بخشی و یا کامل توسط فازهای تأخیری کلینوپیروکسن (دیوپسید)، ولاستونیت، اسفن و گارنت تشکیل شدهاند. علاوه بر مگنیت، کالکوپیریت، کالکوسیت و تر دار ملاکیت، کانه های هماتیت، پیریت، گوتیت و ایدوت حیگیزین شدهاند که به طور بخشی و یا کامل توسط فازهای تأخیری دالاکیت، کانه های هماتیت، پیریت، گوتیت و آزوریت و همچنین رگههای کوارتزی و کلسیتی در اسکارنهای منطقه

كليد واژه ها: (قهرود، گرانيتوئيد، درون اسكارن، برون اسكارن، كالكوپيريت، گارنت)

### Field and microscopic studies in skarns of contact Ghohroud granitoid with limestones (Northwest of Isfahan) Afsaneh, Badr<sup>1\*</sup>, Mehdi, Hashemi<sup>2</sup> <sup>1</sup> Faculty of Natural Resources and Earth Sciences, Shahrekord University <sup>2</sup> Department of Geology, Payame Noor University, PO Box 19395-3697, Tehran, Iran

Abstract:



Ghohroud granitoid, skarns and marbles originates from metamorphism of Cretaceous limestones are observed in northwest of Isfahan and East of Ghohroud village. The component of skarns is calcic and has a high mineral density. These skarns have a limited extension and are observed scattered or complex on the margin of the intrusive body. Skarns exist in both endoskarn and exoskarns type. In part of the area skarns, iron mineralization is high and copper mineralization is much less. Iron skarns (magnetite skarn) can be distinguished from a distance by dark color. The presence of ore minerals such as chalcopyrite, chalcocite and malachite on the surface of the rock and the presence of garnets with different colors such as chocolate brown containing high amounts of copper, also indicates the copper mineralization in the skarns of the area. Skarn minerals include clinopyroxene (diopside), wollastonite, titanite, garnet, tremolite-actinolite, vesuvianite (idocrase), epidote, chlorite, calcite and quartz. In the primary facies of skarn formation, waterless minerals such as clinopyroxene (diopside), wollastonite, titanite and garnet are formed, which have been partially or completely replaced by delayed hydrous phases such as tremolite-actinolite, vesuvianite and epidote. In addition to magnetite, chalcopyrite, chalcocite and malachite, ore minerals such as hematite, pyrite, goethite and azorite, as well as quartz and calcite veins in skarns of the area are seen.

Keywords: (Ghohroud, Granitoid, Endoskarn, Exoskarns, Chalcopyrite, Garnet)

#### مقدمه:

دگرگونی مجاورتی سنگهای کربناته مثل سنگ آهک و اضافه شدن سیلیس، آلومینیوم و سایر عناصر از ماگما و سنگ درونگیر باعث تشکیل هاله مجاورتی حاوی کانی های کالک سیلیکاته و در نتیجه ایجاد اسکارن می شود. اسکارن ها دارای کانی شناسی خاصی می باشند که شامل تنوع وسیعی از کانی های کالک سیلیکاته و سایر کانی ها می باشد که معمولاً کانی های گارنت و پیروکسن غالب هستند. بر اساس نوع کانی های کالک سیلیکاته تشکیل شده در اسکارن ها، می توان آنها را به دو گروه کلسیم دار و منیزیم دار تقسیم بندی کرد (اینودی و همکاران، ۱۹۸۱، پیدایش اسکارن در اعماق متفاوت و مراحل ماگمایی مختلف رخ می دهد. اسکارن های منیزیم دار در هر عمقی تشکیل می شوند اما اسکارن های کلسیم دار بیشتر در اعماق کم و حد واسط ایجاد می شوند. اسکارن های حاوی کانه (کانی های فلزی) در مراحل دیرتری نسبت به تشکیل اسکارن پدید آمده اند. ۱– دگرگونی مجاورتی پس از انجماد ماگما ۲– متاسوماتیسم مجاورتی پس از انجماد ماگما و آزاد شدن سیالات ماگماتیک و هجوم آن ها به سنگهای درون گیر که این مرحله خود شامل چندین مرحله پیاپی بوده وتوسعه هر مرحله، تابعی از محیط زمین شناسی تشکیل اسکارن است. ۲– متاسوماتیسم مجاورتی پس از انجماد ماگما و آزاد شدن سیالات ماگماتیک و هجوم آن ها به سنگهای درون گیر که این مرحله خود شامل چندین مرحله پیاپی بوده وتوسعه هر مرحله، تابعی از محیط زمین شناسی تشکیل اسکارن است. اسکارن سازی به صورت مرحله تیاپی میایکاتهای بی آب و مرحله تابعی از محیط زمین شناسی تشکیل اسکارن است. اسکارن سازی به صورت مرحله تشکیل سیلیکاتهای بی آب و مرحله تشکیل سیلیکاتهای آبدار از بارزترین مراحل پیدایش اسکارن می باشد (اسمیرنون ، ۱۹۷۶).

اسکارنها را براساس نوع سنگی که جانشین می شوند نیز تقسیم بندی کرده اند. بر این اساس برون اسکارن (در مجاورت سنگ آهک) و درون اسکارن (در مجاورت توده نفوذی) تشخیص داده شده است. میزان گسترش هریک از این دو نوع





اسکارن متغیر است. درون اسکارن در جاهایی که شکستگیها افزایش یافته و نفوذ پذیری بیشتر است، متداول تر میباشد (حلمی، ۱۳۸۸).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

کانسارهای اسکارن در محدوده وسیعی از محیطهای زمین شناسی از پرکامبرین تا اواخر دوران سوم گزارش شدهاند (حلمی، ۱۳۸۸). بیشتر ذخایر مهم اقتصادی نسبتاً جوان بوده و به فعالیتهای ماگمایی ـ گرمابی تودههای نفوذی دیوریتی تا گرانیتی واقع در کمربندهای کوهزایی وابسته هستند.

**\$\$\$\$\$** 

# روش تحقيق:

در طی مطالعات صحرایی تعداد ۹۰ نمونه سنگ از قسمتهای مختلف منطقه برداشت شد. از بین نمونههای برداشت شده ۴۱ نمونه برای تهیه مقاطع نازک انتخاب و مقاطع نازک تهیه و برای شناسایی واحدهای سنگی منطقه استفاده شدند. ۵۰۰۰۰۰

### بحث:

منطقه مورد مطالعه در ۱۱۶ کیلومتری شمال غرب اصفهان و شرق روستای قهرود در مختصات جغرافیایی بین ۲۴ °۵۱ تا ۲۸ °۵۱ طول شرقی و ۳۹ °۳۳ تا ۴۳ °۳۳ عرض شمالی قرار دارد.

سنگهای دگرگونی مجاورتی در منطقه شامل اسکارن، مرمر، کوارتزیت و هورنفلس هستند. در شرق قهرود در اطراف اسکارنها، توده نفوذی قهرود و مرمرهای ناشی از دگرگونی آهکهای کرتاسه دیده می شوند. اسکارنهای شرق قهرود در سه کیلومتری جنوب شرقی (عمدتا) و شمال شرقی قهرود واقع شدهاند و راه ارتباطی آنها از طریق جاده خاکی منشعب از جاده آسفالته قهرود ـ کامو می باشد. اسکارنهای قهرود در اثر نفوذ توده نفوذی قهرود با ترکیب گرانودیوریت ـ تونالیت به درون واحدهای کربناته (آهک کرتاسه) تشکیل شدهاند پس ترکیب این اسکارنها کلسیکی است. اسکارنها از تنوع کانیایی زیادی برخوردار هستند. از آن جایی که این اسکارنها گسترش محدودی داشته و دارای محل برخورد مستقیمی با توده نفوذی هستند، اسکارنهای مذکور از نوع متاسوماتیک نفوذی در نظر گرفته می شوند. اسکارنهای منطقه مورد مطالعه در حاشیه توده نفوذی و با فاصله از یکدیگر (پراکنده) و گاه به صورت مجتمع قرار دارند. اسکارنهای منطقه به دو مورت درون اسکارن و برون اسکارن وجود دارند. درون اسکارنها در مجاورت بلافصل توده نفوذی در مطالعه در حاشیه توده نفوذی و با فاصله از یکدیگر (پراکنده) و گاه به صورت مجتمع قرار دارند. اسکارنهای منطقه مورد مورت درون اسکارن و برون اسکارن وجود دارند. درون اسکارنها در مجاورت بلافصل توده نفوذی با شری مورت درون اسکارن و برون اسکاره وجود دارند. درون اسکارنها در مجاورت بلافصل توده نفوذی در شمال شرق مورت درون اسکارن و برون اسکارن وجود دارند. درون اسکارنها در مجاورت بلافصل توده نفوذی دار مورت درون اسکارن ما منده می شرد (شکل های ۱۵ و ۱۵). برون اسکارنها در فاصله دورتری از توده نفوذی با ترکیب کانیایی متنوع در نقاط مختلف قابل مشاهده می باشند.

اولیه در آن ها قابل مشاهده است (اسکارن نواری) (شکلهای ۱e و ۱f).



در محل برخورد سنگهای آهکی اربیتولین دار با توده نفوذی قهرود یک زون کانی سازی شده در منطقه به وجود آمده است. همچنین در قسمتی از اسکارنهای منطقه کانه زایی آهن (مگنتیت) به مقدار زیاد و کانه زایی مس (مالاکیت) به مقدار کمتر دیده می شود (شکل ۲۵). این اسکارنها از جنبه اقتصادی مورد بررسی و استخراج قرار گرفته اند.



شکل ۱: (a) نمای کلی از درون اسکارن، دید شمال شرق. (b) نمای کلی از درون اسکارن، دید جنوب شرق. (c) نمای نزدیک از ساخت برشی در گارنت اسکارن، دید شمال شرق. (d) نمای نزدیک از ساخت برشی در گارنت اسکارن در فضای بین کلسیت ها، دید شمال شرق. (e) مگنتیت اسکارن با لایه بندی خیلی ظریف (اسکارن نواری)، دید جنوب شرق. (f) نمای نزدیک از مگنتیت اسکارن (اسکارن نواری)، دید جنوب شرق.

در اسکارنهای جنوب شرقی قهرود کانه زایی آهن (مگنتیت) صورت گرفته، به طوری که می توان آنها را اسکارنهای آهن دار (مگنتیت اسکارن) نامید که با رنگ تیره به صورت لکه هایی از فاصله دور قابل تشخیص هستند (شکلهای ۲۵، ۲۵). وسعت کانی سازی آهن در اسکارنهای قهرود به حدی می باشد که رنگ سیاه کانههای آن از فاصلههای تقریباً دور قابل مشاهده می باشد. حضور کانی های فلزی همچون کالکوپیریت، کالکوسیت و مالاکیت در سطح گسترده و وجود گارنت با رنگهای متفاوت از جمله قهوه ای شکلاتی که محتوی مقادیر بالای مس است، نیز نشان دهنده کانه زایی مس در این اسکارنهای منطقه می باشد.

همچنین در منطقه مورد مطالعه رگه لوکوکراتی دیده می شود که به صورت تأخیری توده نفوذی و اسکارن های منطقه را قطع کرده اند و یا در داخل این سنگها جای گرفته اند. (شکل ۲d). کانی گارنت از فراوان ترین کانیهای شناخته شده در اسکارنهای منطقه میباشد. مقدار گارنت در بعضی از نمونه ها به

اندازه ای بالا است که می توان آن ها را گارنتیت نامید (شکل ۲e).



بافتهای موجود در اسکارنها شامل گرانوبلاستیک، پورفیروبلاستیک، نماتوبلاستیک، بازمانده، پلی گونال (موزائیک)، حلقوی (آتل)، هم پوشانی (هم رشدی)، پرشدگی حفره (روزنه ای)، آمیبی، لانه زنبوری، دانه تمشکی میباشند. برای مثال گارنت دارای بافت گرانوبلاستیک و کلینوپیروکسن دارای بافتهای پوئی کیلوبلاستیک و بازمانده میباشد. کانیهای اسکارنها شامل کلینوپیروکسن (دیوپسید)، ولاستونیت، اسفن، گارنت، ترمولیت \_ اکتینولیت، وزوویانیت (ایدوکراز)، اپیدوت، کلریت، کلسیت و کوارتز میباشند (شکل ۳۵، ۳۵ و ۳۵).



شکل ۲: (a) مگنتیت اسکارن حاوی کانههای مس (مالاکیت) و آهن (مگنتیت)، دید جنوب شرق. (b) مگنتیت اسکارن دارای ساخت برشی، دید جنوب شرق. (c) مگنتیت گارنت اسکارن دارای ساخت برشی، دید جنوب شرق. (b) نفوذ رگه کوارتز در داخل اسکارن (کوارتز تأخیری)، دید شمال شرق. (e) دو مرحله گارنت زایی (گارنتیت) که گارنت حنایی تأخیری است و دیرتر از گارنت شکلاتی تشکیل شده است، دید شمال شرق.











شکل ۳: (a) گارنت (Grt) با ماکل قطایی و ساختار منطقه ای (XPL). (b) پیروکسن های (Cpx) خود شکل (با رخهای عمود بر هم در برش عرضی) موجود در فضای بین کلسیت ها (Cal) (بافت پورفیروبلاستیک)، (PPL). (c) ناپایداری مرز کلینوپیروکسن و گارنت (بافت پویی کیلوبلاستیک)، (XPL). (d) ناپایداری مرز کلینوپیروکسن و ترمولیت - اکتینولیت (Tr-Act) (XPL).

حضور گارنت و پیروکسن در اسکارنهای منطقه مشخص کننده دمای بیش از ۴۰۰ درجه سانتی گراد می باشند ولی کانیهای گروه اپیدوت و آمفیبول نشانگر دمای نسبتاً کمتری (کمتر از ۴۰۰ درجه سانتی گراد) هستند (حلمی، ۱۳۸۸). در رخساره اولیه تشکیل اسکارن کانیهای بدون آب کلینوپیروکسن (دیوپسید)، ولاستونیت، اسفن و گارنت تشکیل شدهاند که به طور بخشی و یا کامل توسط فازهای تأخیری آب دار مثل ترمولیت ـ اکتینولیت، وزوویانیت و اپیدوت جایگزین شدهاند. هم چنین کانیهای ایاک مگنتیت، هماتیت، پیریت، کالکوسیت، کالکوپیریت، گوتیت، مالاکیت، آزوریت و رگههای

در جدول ۱ توالی پاراژنتیک کانی های سازنده اسکارن های منطقه نشان داده شده است.

مرحله		دگرگونی قهقرایی (پسرونده)			
کانی ها	د گر گونی پیشرونده (د گر گونی مجاورتی)	(پسرونده پيشين)	(پسرونده پسين)		
کلينو پيروکسن					
ولاستونيت					
اسفن					

جدول ۱- توالی پاراژنتیک کانیهای سازنده اسکارنهای بخش شرقی قهرود.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



گارنت		
ترموليت – اكتينوليت		
وزوويانيت		
اپيدوت		
كلريت		
كلسيت		
كوارتز		

### **~~~~~**

### نتیجه گیری:

گرانیتوئید قهرود، اسکارنها و مرمرهای ناشی از دگرگونی آهکهای کرتاسه در شمال غرب اصفهان و شرق روستای قهرود دیده می شوند. ترکیب اسکارنها کلسیکی است و از تنوع کانیایی زیادی برخوردار هستند. این اسکارنها گسترش محدودی دارند و در حاشیه توده نفوذی بصورت پراکنده و یا مجتمع مشاهده می شوند. اسکارنها به دو صورت درون اسکارن و برون اسکارن وجود دارند. در قسمتی از اسکارنهای منطقه کانه زایی آهن به مقدار زیاد و کانه زائی مس به مقدار کمتر دیده می شود. اسکارنهای آهن دار (مگنتیت اسکارن) با رنگ تیره از فاصله دور قابل تشخیص هستند. حضور کانه هایی همچون کالکوپیریت، کالکوسیت و مالاکیت در سطح سنگ و وجود گارنت با رنگ های متفاوت از جمله قهوه ای شکلاتی که محتوی مقادیر بالای مس است، نیز نشان دهنده کانه زایی مس در اسکارنهای منطقه میباشد. کانه هایی همچون کالکوپیریت، کالکوسیت و مالاکیت در سطح سنگ و وجود گارنت با رنگ های متفاوت از جمله قهوه ای شکلاتی که محتوی مقادیر بالای مس است، نیز نشان دهنده کانه زایی مس در اسکارنهای منطقه میباشد. (ایدو کراز)، اپیدوت، کلریت، کلسیت و کوارتز میباشند. در رخساره اولیه تشکیل اسکارن کانیهای بدون آب کاینوپیروکسن (دیوپسید)، ولاستونیت، اسفن، گارنت، ترمولیت - اکتینولیت، وزوویانیت ای دور کین (دیوپسید)، ولاستونیت، اسفن و گارنت تشکیل شدهاند که به طور بخشی و یا کامل توسط فازهای تأخیری آب دار مثل ترمولیت - اکتینولیت، وزویانیت و ایدوت جایگزین شدهاند. علاوه بر مگنیت، کالکوپیریت، کالکولیست و مالاکیت، کانه های هماتیت، پیریت، گوتیت و آزوریت و همچنین رگههای کوارتزی و کلسیتی در اسکارنهای منطقه دیده می شوند.

### **~~~~~**

### منابع فارسى:

بالی موان ۱۹۷۶، "زمین شناسی ذخایر معدنی"، ترجمه علیپور، ک.، مؤسسه انتشارات مرکز نشر دانشگاهی، ۷۷۹ صفحه. حلمی، ف.، ۱۳۸۸، "اسکارن ها و کانسارهای اسکارنی (با نگاهی ویژه به اسکارن های ایران) "، انتشارات امیرکبیر، ۳۳۸ صفحه.

### **References:**

917-391.

Einaudi, M.T., Burt, D.M., 1982. "Introduction, terminology, classification and composition of skarn deposits", Economic Geology, 77, p. 745-753. Einaudi, M.T., Meinert, L.D., Newberry, R.J., 1981. "Skarn deposits", Economic Geology 75TH Anniversary volume, p.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



# نقش ترکیب شیمیایی کل سنگ و ترکیب کل موثر در توسعه همرشدی های اسپینل - کردیریت - ژدریت در میگماتیت های منطقه سرایی همدان

علی اکبر بهاری فر – استادیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران. a\_baharifar@pnu.ac.ir

چکیدہ :

میگماتیت های منطقه همدان در بین توده نفوذی و دگر گونی مجاورتی حاصل از آن در مناطق سیمین تا سرابی دیده می شوند که در نزدیکی دگرگونی های مجاورتی از نوع متاتکسیت و در مجاورت توده ها از نوع دیاتکسیت هستند. بافت های همرشدی کردیریت – اسپینل - ژدریت در اطراف آنداللوزیت، در میگماتیت های متاتکسیت و دیاتکسیت منطقه سرابی در جنوب همدان دیده می شود. مدلسازی انجام شده بر مبنای ترکیب کلی سنگ، نشان می دهد که میگماتیت ها در دمای حدود ۷۶۰ درجه سانتیگراد، در فشار ۳/۷ کیلوبار تشکیل شده اند اما این مدل نمی تواند حضور این بافت ها ظهور اسپینل و ژدریت در همرشدی ها را توضیح دهد و برای مدلسازی تشکیل همرشدی ها، باید از ترکیب کلی موثر ترکیب کلی موثر، در دمای حدود ۵۷۵ درجه سانتیگراد و فشار ۲/۱ کیلوبار، در شرایط دما و فشار تشکیل میگماتیت ها ترکیب کلی موثر، در دمای حدود ۵۷۵ درجه سانتیگراد و فشار ۲/۱ کیلوبار، در شرایط دما و فشار تشکیل میگماتیت ها ترکیب کلی موثر، در دمای حدود ۵۷۵ درجه سانتیگراد و فشار ۴/۱ کیلوبار، در شرایط دما و فشار تشکیل میگماتیت ها تشکیل شده اند. مسیر دگرگونی یک مسیر بر خلاف جهت عقربه های ساعت و با مسیر دگرگونی برگشتی ایزوباریک

کلید واژه ها: اسپینل، میگماتیت، همرشدی، سرابی، همدان، ایران

# Role of Bulk Rock composition and Effective Bulk composition in Spinel-Cordierite-Gedrite Symplectites development in the migmatites from Sarabi, Hamedan

Ali-Akbar Baharifar

Geology Department, Science Faculty, Payame Noor University, Tehran, Iran, a\_baharifar@pnu.ac.ir

### Abstract:

In the Hamedan area, migmatites located between the Alvand intrusive and its contact metamorphism, from Simin to Sarabi. In contact metamorphism side, they are metatexites, while in the vicinity of granitoids, changing to diatexites. Symplectite growth of gedrite+cordierite+spinel surrounding andalusites, are widespred in both metatexites and diatexites in the Sarabi area, south of Hamedan. The modeling based on whole rock composition of migmatites shows that they formed at a temperature of about 760 ° C at a pressure of 3.7 kb, but calculated model cannot explain the presence of symplectites and the appearance of spinel and gedrite in the coronas. For the modeling of symplectite formation, an effective bulk composition (EBC) should be used. Based on EBC modelling, spinel and gedrite bearing symplectites, formed at a temperature of about 745 ° C and a





pressure of 1.4 kb, same as P-T conditions of migmatites. Anticlockwise P-T path of metamorphism with retrograde isobaric path, corresponds to the plutonism related metamorphism. **Keywords: Spinel**, Migmatite, Symplectites, Sarabi, Hamedan, Iran

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

مقدمه :

در منطقه سرابی همدان، وجود همرشدی های اسپینل – کردیریت توسط محققین مختلف اشاره شده است (ساکی و همکاران ۲۰۱۲، سپاهی و همکاران ۲۰۱۳). وجود سنگ های ژدریت – کردیریت دار در این منطقه نیز اولین بار توسط بدرزاده و همکاران (۱۳۸۰) اشاره شد اما در مطالعات بعدی، به وجود و شرایط تشکیل آنها اشاره ای نشد. اگر چه وجود بافت های هم رشدی در منطقه سرابی گزارش شده است، اما وجود ژدریت در این هم رشدی ها معرفی و تفسیر نشده است. بدر زاده و همکاران، نیز اگر چه به وجود ژدریت اشاره کرده اند، اما آنها را در خارج از محدوده همرشدی ها و است. بدر زاده و همکاران، نیز اگر چه به وجود ژدریت اشاره کرده اند، اما آنها را در خارج از محدوده همرشدی ها و بعنوان مجموعه های کردیریت – ژدریت دار بررسی نموده اند. لذا در این مقاله، همرشدی های اسپینل – کردیریت – ژدریت معرفی و تشکیل آنها بحث خواهد شد. وجود بافت های واکنشی در سنگ های دگرگونی، پیامد انتشار ناشی از ژدریت معرفی و تشکیل آنها بحث خواهد شد. وجود بافت های واکنشی در سنگ های دگرگونی، پیامد انتشار ناشی از مرادیان پتانسیل شیمیایی است که بین کانیها در مناطق خاصی از سنگ شکل می گیرد. بنابراین، در توسعه بافت های معرشدی، ترکیب کلی سنگ برای مدلسازی تشکیل آنها مناسب نیست و باید ترکیب کل موثر(BCC)، بر مبنای ترکیب مناطقی که بافت واکنشی شکل می گیرد، محاسبه گردد (اوانز، ۲۰۰۴؛ گورگن و ویتی، ۲۰۱۴؛ تیان و همکاران، ۲۰۱۶). در این مطالعه تفاوت مدلسازی بر مبنای سنگ کل و ترکیب کل موثر، مقایسه می شود.

روش تحقيق:

بحث:

پس از نمونه برداری و بررسی های میکروسکوپی، تعداد ۴ نمونه شاخص انتخاب و پس از تهیه مقاطع نازک صیقلی، در آزمایشگاه انستیتو علوم زمین در تایوان، ابتدا با میکروسکوپ الکترونی روبشی JEOL W-SEM: JSM-6360 بررسی و سپس با ریزپردازنده الکترونیکی JEOL W-EPMA JXA8900-R با ولتاژ برابر ۲۵ Kv ، جریان 25 n و قطر بیم ۲ تا ۵ میکرون برای اکثر کانیها و قطر بیم صفر برای بلورهای استرولیت (به دلیل ریز بلور بودن) انجام شد. در موارد نیاز، ترکیب مدال با استفاده از نرم افزار پردازش تصاویر کلیه علائم اختصاری بکار رفته برای کانیها بر مبنای ویتنی و وانز (۲۰۱۰) می باشد.

منطقه همدان در بخش شمالی زون سنندج – سیرجان، شامل دگرگونی های ناحیه ای و مجاورتی در اطراف باتولیت الوند است. میگماتیت ها در بخش شرقی توده الوند، در حدفاصل توده نفوذی و دگرگونی های مجاورتی دیده می شوند و





گسترش عمده آنها در دو منطقه سیمین و سرابی است. در سمت هورنفلس ها، معمولا میگماتیت ها از نوع متاتکسیت بوده و با نزدیک شدن به توده های نفوذی، از نوع دیاتکسیت هستند. همر شدی ها

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

همرشدی ها بصورت کرونا در اطراف کانی اندالوزیت در میگماتیت های سرابی تشکیل می شوند و در نمونه دستی بصورت هاله ای سبز رنگ در اطراف آندالوزیت قابل تشخیصند. این همرشدی ها متشکل از اسپینل، کردیریت و ژدریت هستند که گرداگرد آندالوزیت را بصورت کرونا، در بر می گیرند. بررسی با SEM نشان می دهد در اطراف آندالوزیت، ابتدا ضخامت تا حدود ۱/۵ میلیمتری از همرشدی کردیریت، اسپینل و ژدریت وجود دارد. در خارجی ترین بخش کرونا، غلافی از کردیریت بصورت تک کانی، کل همرشدی را در بر می گیرد و در اطراف آن نیز هاله ناز کی از پلاژیو کلاز، دیده می شود. در بخش همرشدی، ژدریت در کنار بیوتیت و کردیریت قرار داشته ، گاه ریز بلورهای استرولیت در کنار ژدریت ها و سیلیمانیت ها و بر روی کردیریت در حال ظهور هستند. در این حالت ناپایداری ژدریت مشخص است. بلورهای استرولیت گاهی در مرز اسپینل و کردیریت قرار داشته ، گاه ریز بلورهای استرولیت در کنار دیده می شود.

ترکیب کانیها در میگماتیت ها

بیوتیت عمدتا در ملانوسوم و با فراوانی کمتر در لو کوسوم دیده می شود. در همرشدی ها نیز بیوتیت همراه با کردیریت، اسپینل، ژدریت و استرولیت وجود دارد. همچنین در حاشیه بیرونی همرشدی نیز این کانی دیده می شود. بررسی ترکیب شیمیایی نشان می دهد که XMg بیوتیت در زمینه سنگ و دور از همرشدی ها، حدود ۲۰/۳ تا ۲۰/۴ می باشد که این مقدار در متاتکسیت ها و دیاتکسیت ها تفاوتی ندارد. در همرشدی ها و در مجاورت کردیریت و اسپینل، یر XMg بیوتیت از ۲۰/۰ تا ۲۰/۳۰ تغییر می کند و در دیاتکسیت ها کمی بالاتر است اما در همرشدی هایی که بیوتیت در مجاورت ژدریت و استرولیت قرار دارد، میزان XMg از ۲/۴۰ تا ۲۰/۴ متغیر بوده و نسبت به تمام بیوتیت های دیگر، بالاتر است.

کردیریت نیز در متاتکسیت ها و دیاتکسیت ها وجود داشته و علاوه بر زمینه سنگ، در همرشدی ها همراه با دیگر کانیها دیده می شود و یکی از کانی های فراوان همرشدی است. بررسی ترکیب شیمیایی نشان می دهد که در زمینه سنگ ها X<sub>Mg</sub> کردیریت ۰/۵۰ تا ۲۵/۰ بوده و در متاتکسیت ها و دیاتکسیت ها تفاوت معنا داری ندارد. در همرشدی ها، طیف تغییرات <sub>XM</sub> وسیعتر بوده و از ۴۸/۰ تا ۵۷/۰ در متاتکسیت ها و ۲۰/۰ تا ۶/۰ در دیاتکسیت ها متغیر است. اسپینل تنها در محدوده همرشدی ها دیده می شود و در بیرون از همرشدی، این کانی وجود ندارد. بررسی ترکیب شیمیایی این کانی نشان می دهد که <sub>Mg</sub> آن در بخش های مختلف همرشدی، تغییرات معنی داری ندارد و در متاتکسیت ها و دیاتکسیت ها، تفاوت چندانی مشاهده نمی شود و از ۲۱/۰ تا ۱۳/۰ متغیر است. بعبارت دیگر، اسپینل های منطقه غنی از آهن هستند. ژدریت نیز مانند کردیریت تنها در محدوده همرشدی ها شناسایی شده است. این کانی نیز در متاتکسیت ها و یاتکسیت ها و





دیاتکسیت ها تفاوت معنی داری نداشته و همچنین در بخش های مختلف همرشدی، تفاوت چندانی ندارد. بطور کلی میزان X<sub>Mg</sub> این کانی از ۲۲/۰ تا ۲۴/۰ متغیر است. فلدسپارها به فروانی در متاتکسیت ها ودیاتکسیت ها دیده می شوند. آلکالی فلدسپارها در ملانوسوم معمولا غنی از ارتوز و در لوکوسوم، غنی از آلبیت یا ارتوز هستند. همچنین درصد آنورتیت در لوکوسوم معمولا بالاتر بوده و بین ۱۷ تا ۲۵ درصد است در حالیکه در ملانوسوم، معمولا پایینتر است (۱۰ تا ۱۵ درصد). استرولیت بصورت بلورهای ریز و تنها در همرشدی ها در کنار ژدریت، بیوتیت و کردیریت مشاهده می شود. بررسی ترکیب شیمیایی نشان می دهد که این کانی ها ترکیب نسبتا یکنواختی دارند و X<sub>Mg</sub> آنها در حدود است.

مدلسازی تعادلات فازی

والتكاويام نوراستان قم

اگرچه شواهد متعددی از عدم تعادل مانند بافت های واکنشی و همرشدی در میگماتیت های سرابی وجود دارد، اما با مدلسازی دقیق تعادلات فازی، می توان اطلاعات با ارزشی در مورد تاریخچه تکامل سنگ بدست آورد. در این مطالعه، تعادلات فازی بر اساس سیستم NCKFMASH و با استفاده از نرم افزار THERIAK-DOMINO (کاپیتانی و پتراکاکیس، (۲۰۱۰) بر مبنای داده های ترمودینامیکی هولند و پاول ۱۹۹۸ انجام شد. آنالیز شیمیایی اکسیدهای اصلی از نمونه های منتخب، نشان می دهد که تفاوت قابل توجهی بین اکسیدهای اصلی وجود ندارد. لذا برای اینکه بتوان همه نمونه های منتخب را در محاسبات پوشش داد، ترکیب شیمیایی میانگین، بعنوان ترکیب شیمیایی شاخص برای مدلسازی انتخاب

پزودوسکشن P-T محاسبه شده برای ترکیب شیمیایی مدل در شکل ۱ نشان داده شده است. همچنین منحنی های هم ارزش X<sub>Mg</sub> بیوتیت و کردیریت نیز محاسبه و در شکل ۱ نشان داده شده است. بر اساس مقادیر X<sub>Mg</sub> کانیهای کردیریت و بیوتیت دما و فشار محاسبه شده برای میگماتیت ها، حدود ۷۶۰ درجه سانتیگراد در ۳/۷ کیلوبار می باشد. دما و فشار بدست آمده برای میگماتیت های همدان در مطالعات پیشین (بهاری فر ۱۳۸۳، ساکی و همکاران ۲۰۱۲، سپاهی و همکاران ۲۰۱۳)، معمولا بیش از ۲۰۱۰ درجه سانتیگراد (تا ۷۵۰ درجه سانتیگراد) در فشار معمولا حدود ۴ کیلوبار می باشد که با در نظر گرفتن دامنه خطای روش های مختلف، با یافته های مدلسازی، مطابقت دارد.

نکته مهمی که در پزودوسکشن محاسبه شده وجود دارد، فقدان اسپینل و آمفیبول در طیف دما و فشار محاسبه شده، مخصوصا در اوج شرایط دگرگونی می باشد. بعبارت دیگر، تشکیل بافت های واکنشی و همرشدی های مشاهده شده در سنگ های منطقه، با پزودوسکشن محاسبه شده قابل توجیه نیست.



با توجه به اینکه در منطقه سرابی، همرشدی ها تنها در اطراف آندالوزیت تشکیل می شوند، بنابراین احتمالا تشکیل آنها متاثر از ترکیب اطراف آندالوزیت است. محاسبه ترکیب شیمیایی این نقاط می تواند بر مبنای استفاده از ترکیب بدست آمده نیمه کمی حاصل از EDS در میکروسکوپ الکترونی (مانند گورا و کادیک، ۲۰۱۶) یا آنالیز تکه کوچکی از سنگ که دارای بافت واکنشی است (گورگن و ویتنی، ۲۰۱۲) و یا با استفاده از شمارش نقاط (پالین و همکاران، ۲۰۱۵) صورت که دارای بافت واکنشی است (گورگن و ویتنی، ۲۰۱۲) و یا با استفاده از شمارش نقاط (پالین و همکاران، ۲۰۱۵) صورت گیرد. در این مطالعه، از روش شمارش نقاط استفاده از ترکیب که حصورت گیرد. در این مطالعه، از روش شمارش نقاط استفاده شد. بدین ترتیب که تصاویر میکروسکوپی با نرم افزار پردازش تصویر، پردازش و درصد مدال کانیهای همرشدی محاسبه گردید. سپس با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی ها که از میکروپروب بدست آمده بود، ترکیب شیمیایی بخش همرشدی با روش بوتنر (۲۰۱۲) محاسبه گردید. با سیمیایی موثر محاسبه شده، پزدوسکشن شکل ۲ و نمودارهای هم ارزش یو ها کانیهای مختلف در شکل ۲ محاسبه گردید. سپس با محاسبه گردید. با ستفاده از ترکیب شیمیایی کانی ها که از میکروپروب بدست آمده بود، ترکیب شیمیایی بخش همرشدی محاسبه گردید. سپس با محاسبه گردید. با سیمیایی کانی ها که از میکروپروب بدست آمده بود، ترکیب شیمیایی بخش همرشدی با روش بوتنر (۲۰۱۲) محاسبه گردید. با استفاده از ترکیب شیمیایی موثر محاسبه شده، پزدوسکشن شکل ۲ و نمودارهای هم ارزش یکیم کانیهای مختلف در شکل ۲ محاسبه گردید.

در نمودار فازی محاسبه شده شکل ۲ بر مبنای ترکیب مدل ، اسپینل در تمام محدوده دما و فشاری نمودار، پایدار است و پاراژنز کردیریت + اسپینل + ارتوآمفیبول، در طیف وسیعی از دما و فشار پایدارند. استرولیت تنها در دماهای پاینتر همراه با این پاراژنز ها دیده می شود. مجموعه کانیهای محاسبه شده در نمودار فازی، با ترکیب کانی شناسی همرشدی ها در



فشار محاسبه شده بر مبنای مدلسازی سنگ کل می باشد. بر مبنای X<sub>Mg</sub> کانیهای مختلف همزیست با استرولیت، تشکیل مجموعه استرولیت + ژدریت + کردیریت در کنار اسپینل و بیوتیت، در دمای حدود ۶۰۰ درجه سانتیگراد و فشار ۴/۱ کیلوبار رخ می دهد. با توجه شواهد پتروگرافی که نشان می دهد استرولیت آخرین کانی ظاهر شده در این مجموعه می باشد، دما و فشار محاسبه نشان می دهد که تشکیل مجموعه حاوی استرولیت، مربوط به دگرگونی برگشتی بوده و با شواهد پتروگرافی، همخوانی دارد.



کردیریت، بیوتیت، استرولیت، اسپینل و ژدریت نیز محاسبه و نشان داده شده اند.

نتيجه گيري

همرشدی های اسپینل – ژدریت دار در اطراف آندالوزیت، در منطقه سرابی هم در متاتکسیت ها و دیاتکسیت ها دیده می شوند. نتایج این تحقیق نشان می دهد که مدلسازی انجام شده بر مبنای ترکیب کلی سنگ، اگر چه می تواند اطلاعات مفیدی در مورد شرایط دما و فشار سنگ های مختلف و تاریخچه تکامل منطقه ارائه دهد، اما قادر به توضیح ظهور اسپینل و ژدریت در همرشدی ها نیست و برای مدلسازی تشکیل همرشدی ها، باید از ترکیب کلی موثر استفاده شود. برای





مدلسازی واکنش های دگرگونی درگیر در تشکیل همرشدی های اسپینل و ژدریت در منطقه سرابی، در این تحقیق از ترکیب مدال و شیمیایی کانیها در منطقه همرشدی استفاده شده و ترکیب کل موثر بدست آمد. بر اساس مدلسازی ترکیب کل موثر، دما و فشار بدست آمده برای اوج دگرگونی در بخش های همرشدی، با دما و فشار بدست آمده بر مبنای ترکیب کلی سنگ و نیز نتایج گزارش شده برای میگماتیت های منطقه همدان، همپوشانی خوبی دارد. حضور بافت های واکنشی (همرشدی) که نوعی عدم تعادل بشمار می روند، در کنار حضور آندالوزیت در محدوده پایداری سیلیمانیت، تایید می کند که همرشدی ها احتمالا محصولات نرخ سریع واکنش هستند (پیترا و دی وال، ۲۰۰۱).

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

بر مبنای مشاهدات صحرایی و پترو گرافی، همراه با نتایج بدست آمده از پزودوسکشن سنگ کل و ترکیب کل موثر، تاریخچه T-T منطقه سرابی در شکل ۱۰ خلاصه شده است. در این شکل مسیر "الف" مسیر دگر گونی پیشرونده و مسیر "ب"، مسیر دگر گونی پسرونده است. در طی مسیر پیشرونده، دما و فشار سنگ ها بتدریج افزایش یافته و دما تا بیش از ۷۵۰ درجه سانتیگراد بالا می رود. این افزایش دما و فشار مرتبط با فرایندهای تکامل نئو تتیس در ژوراسیک میانی از یک سو، و تزریق توده های نفوذی از سوی دیگر می باشد (مانند سپاهی و همکاران ۲۰۱۳، ساکی و همکاران ۲۰۱۲). در طی این مسیر، و در اوج دگرگونی، همرشدی های اسپینل – ژدریت دار تشکیل می شوند. در مسیر "ب" و در طی دگرگونی برگشتی، دما در فشار نسبتا ثابت کاهش یافته و شرایط تشکیل استرولیت در همرشدی ها فراهم می شود. کاهش دما در فشار ثابت را می توان مرتبط با سرد شدن توده های نفوذی دانست (سندی فورد و همکاران)، ۱۹۹۱). در این مسیر همچنین کیانیت می تواند در منطقه همدان پس از آندالوزیت و سیلیمانیت ظاهر شود که توسط سپاهی و همکاران (۲۰۰۴) نیز اشاره شده است. مقایسه مسیرهای پیشنهاد شده در این تحقیق با مسیرهای پیشنهادی سپاهی و همکاران (۲۰۰۴) برای سنگ های شده است. مقایسه مسیرهای پیشنهاد شده در این تحقیق با مسیرهای پیشنهادی سپاهی و همکاران (۲۰۰۴) برای سنگ های تقریبا ایزوباریک است.

> ۵۵۵۵۵۵۵ **منابع فارسی :** بهاری فر، ع.ا.، (۱۳۸۳)، " پتروژنز سنگ های دگرگونی همدان،" رساله دکتری. دانشگاه خوارزمی، تهران. ۵۵۵۵۵۵۵

### **References:**

Büttner, S.H., 2012. "Rock Maker: an MS Excel<sup>TM</sup> spreadsheet for the calculation of rock compositions from proportional whole rock analyses, mineral compositions, and modal abundance". Mineralogy and Petrology, 104, p. 129-135.

Capitani, C.d. and Petrakakis, K., 2010. "The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software". American Mineralogist, 95, p. 1006-1016.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



Evans, T., 2004. "A method for calculating effective bulk composition modification due to crystal fractionation in garnet - bearing schist: implications for isopleth thermobarometry". Journal of Metamorphic Geology, 22, p. 547-557.

Goergen, E.T. and Whitney, D.L., 2012. "Long length scales of element transport during reaction texture development in orthoamphibole-cordierite gneiss: Thor-Odin dome, British Columbia, Canada". Contributions to Mineralogy and Petrology, 163, p. 337-352.

Guevara, V. and Caddick, M., 2016. "Shooting at a moving target: phase equilibria modelling of high - temperature metamorphism". Journal of Metamorphic Geology, 34, p. 209-235.

Palin, R.M., Weller, O.M., Waters, D.J. and Dyck, B., 2016. "*Quantifying geological uncertainty in metamorphic phase equilibria modelling; a Monte Carlo assessment and implications for tectonic interpretations*". Geoscience Frontiers, 7, p. 591-607.

Pitra, P. and De Waal, S., 2001. "High - temperature, low - pressure metamorphism and development of prograde symplectites, Marble Hall Fragment, Bushveld Complex (South Africa)". Journal of Metamorphic Geology, 19, p. 311-325.

Saki, A., Moazzen, M. and Baharifar, A.A., 2012. "Migmatite microstructures and partial melting of Hamadan metapelitic rocks, Alvand contact aureole, western Iran". International Geology Review, 54, p. 1229-1240.

Sandiford, M., Martin, N., Zhou, S. and Fraser, G., 1991. "Mechanical consequences of granite emplacement during high-T, low-P metamorphism and the origin of "anticlockwise" PT paths". Earth and Planetary Science Letters, 107, p. 164-172.

Sepahi, A.A., Borzoei, K. and Salami, S., 2013. "Mineral chemistry and thermobarometry of plutonic, metamorphic and anatectic rocks from the Tueyserkan area (Hamedan, Iran)". Geological Quarterly, 57, p. 515-526.

Sepahi, A.A., Whitney, D.L. and Baharifar, A.A., 2004. "Petrogenesis of andalusite - kyanite - sillimanite veins and host rocks, Sanandaj - Sirjan metamorphic belt, Hamadan, Iran". Journal of Metamorphic Geology, 22, p. 119-134.

Tian, Z., Zhang, Z. and Dong, X., 2016. "Metamorphism of high - P metagreywacke from the Eastern Himalayan syntaxis: phase equilibria and P - T path". Journal of Metamorphic Geology, 347, p. 697-718.

Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. "Abbreviations for names of rock-forming minerals". American mineralogist, 95, p. 185-188.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



کانی شناسی و پتروژنز سنگ های کرندوم دار در منطقه بروجرد ♦♦♦♦♦♦♦ سمیه ماله میر چگینی، گروه ژئوشیمی – دانشکده علوم زمین – دانشگاه خوارزمی – کرج علی اکبر بهاری فر\*، گروه زمین شناسی – دانشکده علوم – دانشگاه نور – تهران –ایمیل: a\_baharifar@pnu.ac.ir شهریار محمودی، گروه ژئوشیمی – دانشکده علوم – دانشگاه خوارزمی – کرج هویا کرج

### چکیدہ :

سنگ های کرندوم دار در منطقه بروجرد، در بین میگماتیت ها و در بخش شمال شرقی توده نفوذی بروجرد، در شرق بروجرد رخنمون دارند. در منطقه آب بخشان که گسترش اصلی این سنگ ها بشمار می رود، سنگ های کرندوم دار بصورت بخش های کوچکی در داخل آلبتیتیت ها یا همبری آلبیتیت – میگماتیت دیده می شوند. سنگ های کرندوم دار شامل کرندوم با ترکیب شیمیایی خالص، کردیریت های غنی از منیزیم، کلریت غنی از منیزیم، پلاژیو کلاز نوع آلبیت خالص، ایلمنیت، روتیل، میکای سفید و آپاتیت هستند. پزودو سکشن بر مبنای ترکیب سنگ کل برای این سنگ ها محاسه گردیده و نشان می دهد که دما و فشار تشکیل این سنگ ها ۵۰ درجه سانتیگراد در ۳/۳ کیلوبار است. دما و فشار محاسب شده، تشکیل این سنگ ها در شرایط رخساره گرانولیت را که در مطالعات قبلی اشاره شده بود، تایید نمی کند. روابط محرایی بین سنگ های متاسوماتیک (آلبیتیت ها) و سنگ های کرندوم دار، نشان می دهد که متاسوماتیسم در طی تشکیل کرندوم موثر بوده است. در طی متاسوماتیسم NA و تشکیل آلبیتیت، سیالات غنی از شیزیر این را مراب به متاسوماتیسم Mg و تشکیل کرندوم در میگماتیت ها یا آلبیتیت ها در دمایی به مراتب پایینتر از شرایط رخساره گرانولیت شده اند.

**کلید واژه ها**: میگماتیت، کرندوم، متاسوماتیسم، آلبیتیت، بروجرد، سنندج – سیرجان، ایران

### Mineralogy and petrogenesis of corundum bearing rocks in Broujerd area

Somayeh Malehmir-Chegini, Geochemistry Department, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Karaj Ali-Akbar Baharifar\*, Geology Department, Faculty of Science, Payame-Nor University, Tehran, Email: a\_baharifar@pnu.ac.ir

Shahryar Mahmoudi, Geochemistry Department, Faculty of Earth Science, Kharazmi University, Karaj

### Abstract:

Corundum bearing rocks in the Broujerd area, located between migmatites, in the Northeastern part of the Borujerd plutonic complex, in the east of Broujerd. In their main outcrop in Ab-Bakhshan area, corundum bearing rocks located as small masses between albitites or in albitite-migmatite contact. Corundum bearing rocks composed of pure corundum, Mg-rich cordierite, Mg-rich chlorite, pure albite, ilmenite, rutile, white mica and apatite. Based on calculated pseudosection, T and P for corundum formation, estimated as 605  $^{\circ}$ C in 3.3 kbar, respectively that is lower than previously proposed condition (granulite facies metamorphism). Field relationships between metasomatic rocks (albitites) and Corundum bearing rocks indicate that metasomatism has been effective in the formation of Corundum. During Na metasomatism and the formation of albitite, Mg-





Al-rich fluids, leading to Mg metasomatism and the formation of Corundum bearing rocks either in migmatites or albitites, at temperatures lower than granulite facies.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

Keywords : Migmatite, corundum, metasomatism, albitite, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran

# 

### مقدمه :

کرندوم در سه محیط زمین شناسی اصلی ماگمایی، دگرگونی و نهشته های آبرفتی یافت می شود . در محیط های دگرگونی، مکانیسم های تشکیل کرندوم عبارتند از آلتراسیون هیدروترمال، واکنش های متاسوماتیک و ذوب بخشی پروتولیت های غنی از آلومینیوم و متعاقبا، خروج مذاب. کرندوم های متاسوماتیک، در اثر تاثیر سیالات در امتداد ساختارهای تکتونیکی یا در مناطقی که همجواری دو سنگ با ترکیب شیمیایی متفاوت وجود دارند، تشکیل می شوند. در هر حال، کرندوم های متاسوماتیک، دارای گسترشی محدود بوده و به زون های خاصی محدودند و تغییرات سریعی در سنگ ها دیده می شود (2008, Simonet et al., 2008). متاسوماتیسم، می تواند علاوه بر تشکیل کرندوم، به تشکیل سنگ های خاصی نیز منجر شود که فاقد کرندوم هستند. آلبیتیت، یکی از سنگ های متاسوماتیزه است. آلبیتیت ها سنگ هایی هستند که عمدتا از آلبیت تشکیل شده و معمولا همراه با دیگر سنگ های متاسوماتیزه است. آلبیتیت ها سنگ هایی و لیتولوژی های غنی از آلومای سنگها می شوند و حدود چند میلیمتر تا چند متر ضخاص دارند. این سنگها محصول

متاسوماتیسم سدیم بشمار می روند که با متاسوماتیسم همزمان منیزیوم نیز همراهند (Engvik et al., 2014). در منطقه بروجرد (شکل ۱- الف و ب)، (Berthier et al., 1974) برای اولین بار به وجود کرندوم در زنولیت های غنی از آلومینیوم اشاره نمودند. علی رغم مطالعات گسترده بعدی در مورد سنگ های آذرین و دگرگونی منطقه بروجرد، گزارشی از سنگ های کرندوم دار در منطقه دیده نمی شود تا اینکه (غفاری، ۱۳۸۹) مجددا به وجود کرندوم در سنگ های منطقه اشاره کرده و تشکیل کرندوم در سنگ های دگرگونی بروجرد را به رخساره گرانولیت نسبت داده و دما و فشار دگرگونی را به ترتیب ۷۰۰–۷۸۰ درجه سانتیگراد در ۳ تا ۴ کیلوبار فشار ذکر می کند که این مسئله توسط (پاپی، ۱۳۹۴) نیز تایید می شود. اگرچه سنگ های کرندوم دار در مطالعات فوق، بعنوان بالاترین درجه دگرگونی در نظر گرفته شده اند، اما رابطه تنگاتنگ آنها با آلبیتیت ها، در هیچکدام از مطالعات اشاره نشده و اصولا آلبیتیت ها که می توانند ارتباط بروجرد گزارش نشده اند.

### **\$\$\$\$**

## روش تحقيق:

نمونه های مختلف از سنگ های منطقه جهت مطالعات پتروگرافی انتخاب گردید که نمونه های معرف در شکل ۲ نشان داده شده اند. پس از مطالعات پتروگرافی، نمونه های منتخب جهت بررسی ترکیب کانی شناسی، انتخاب و پس از تهیه مقاطع نازک صیقلی، در آزمایشگاه Academia Sinica کشور تایوان ابتدا با میکروسکوپ الکترونی روبشی JEOL W-EPMA JXA8900-R با ولتاژ



برابر NA ۱۵ ، جریان NA 25 و قطر بیم ۲ تا ۵ میکرون آنالیز شد. محاسبه آهن فریک به روش (Droop, 1987) صورت گرفت. کلیه علائم اختصاری بکار رفته برای کانیها بر مبنای (Whitney and Evans, 2010) می باشد. ترکیب شیمیایی عناصر اصلی در سنگ کل نیز به روش ذوب قلیایی در شرکت زرآزمای تهران صورت گرفته است.

## **\$\$\$\$\$**

بحث:

در گستره میگماتیت های منطقه بروجرد، کرندوم در دو منطقه شناسایی شده است (شکل ۱-پ): بخش اصلی و بزرگی از سنگ های کرندوم دار که موضوع این مطالعه می باشند، در منطقه آب بخشان دیده می شوند و بخش بسیار محدود دیگری نیز در مجاورت روستای خلج و مالمیر دیده می شود. در منطقه آب بخشان، سنگ های کرندوم دار در ابعاد حدود ۱۰۰ متر عرض و ۲۰۰ متر طول برونزد دارند و تعقیب ادامه آنها به دلیل پوشش آبرفتی، مقدور نیست. ارتباط تنگاتنگی بین سنگ های کرندوم دار، توده های نفوذی کوچک و میگماتیت ها دیده می شود؛ بدین صورت که توده های نفوذی غنی از سدیم که تا کنون به وجود انها در منطقه بروجرد اشاره نشده است، بصورت دایک و استوک های کوچک به داخل میگماتیت ها تزریق شده اند. میگماتیت ها محاور توده ها، به شدت آلتره شده، آندالوزیت ها سریستی شده و بیوتیت ها میگماتیت ها تزریق شده اند. میگماتیت های مجاور توده ها، به شدت آلتراسیون بالاتر رفته و آندالوزیت ها سریستی شده و بیوتیت ها نیز کلریتی شده اند. با نزدیک شدن به توده های نفوذی، شدت آلتراسیون بالاتر رفته و آندالوزیت ها کاملا به سریسیت و بیوتیت ها کاملا به کلریت تبدیل می شوند و همزمان، مقدار فلدسپار و کوارتز آنها کاهش می یابد و در مجاورت بلافصل توده ها یا در داخل آنها، سنگ های کرندوم دار ظاهر می شوند. این تغییرات بصورت قرینه در هر دو سمت توده های نفوذی دیده می شوند.

در صحرا، سنگ های کرندوم دار درشت بلور بوده و به نظر می رسد همان میگماتیت های آندالوزیت دار هستند که روشن تر بوده و رنگ آنها معمولا خاکستری کمرنگ هستند . در بررسی میکروسکوپی، کرندوم معمولا شکل دار بوده و به صورت منشوری قابل مشاهده است. این کانی بدون جهت یافتگی مشخص بوده و معمولا در داخل گرهک های سریسیتی متمرکز است، به نحوی که اطراف آنرا تا چند میلیمتر، سریسیت ها احاطه کرده اند و اندازه گرهک های سرسیتی تا یک سانتیمتر نیز می رسد. در خارج از بخش سریسیتی، کلریت به مقدار فراوان دیده می شود. بلورهای درشت کلریت گاه دارای ادخالهای منظم کانیهای اپاک (روتیل) یا بلورهای بی شکل ایلمنیت هستند. بلورهای فلدسپات که نمیه شکلدار تا شکلدار هستند، بصورت متمرکز در بین گرهک های سرسیتی و کلریت ها دیده می شوند. کردیریت بصورت پراکنده در اطراف بخش های کلریتی و مجاورت آنها با سرسیت ها دیده می شوند. کردیریت بصورت پراکنده بلورهای پراکنده آپاتیت نیز در زمینه سنگ دیده می شوند. علی رغم وجود کانی های ورقه های فراوان در این سنگ ها،



شکل ۱- الف- زون سنندج - سیرجان و موقعیت منطقه مطالعه شده بر روی آن؛ ب- نقشه زمین شناسی عمومی منطقه بروجرد (اقتباس از (Berthier et al., 1974))؛ پ- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه.

# شیمی کانیها

بلورهای کرندوم که در زمینه ای از میکا قرار دارند، دارای ترکیب شیمیایی نسبتا خالص بوده و میزان آلمینیوم آنها بیش از ۱/۹۹ اتم در واحد فرمول است. کلریت یکی از فراوانترین کانیهای سنگ های کرندوم دار می باشد که بخش زیادی از زمینه سنگ را تشکیل می دهد. کلریت ها معمولا دارای ادخالهایی از روتیل می باشند. بررسی ترکیب شیمیایی نشان می دهد که کلریت های منطقه غنی از منیزیوم بودهX<sub>Mg</sub> آنها از ۲۷/۰ تا ۲/۹۶ متغیر است و در تقسیم بندی کلریت ها، از نوع رپیدولیت هستند. میکاهای منطقه بحورت سریسیت در اطراف کرندوم دیده می شوند و بعبارت دیگر، کرندوم در زمینه ای از میکا قرار دارد. بررسی ترکیب شیمیایی میکاها نشان می دهد که مقادیر آهن و منیزیوم آنها کم بوده و به مسکویت نزدیک ترند. بنابراین از نظر ترکیب شیمیایی می توان میکاهای منطقه را مسکویت نامید، هرچند به دلیل ریز بودن، در



پتروگرافی از آنها با عنوان سریسیت نام برده شده است. فلدسپاتها در بین کانیهای کلریت و میکای سفید قرار داشته و تمرکز آنها در بخش های خارج از کلریت دیده می شود. بررسی ترکیب شیمیایی فلدسپاتها، نشان دهنده ترکیب شیمیایی نسبتا یکنواخت و غنی از آلبیت می باشد، به نحوی که X<sub>Ab</sub> برابر با ۹۸/۰ تا ۹۹/۰ است. بعبارت دیگر، فلدسپاتها از نوع آلبیت خالص هستند. کردیریت بندرت در بین فلدسپاتها و کلریت ها قرار داشته و به دلیل شباهت های پتروگرافی، تشخیص آنها در میکروسکوپ معمولی مشکل است. بررسی ترکیب شیمیایی کردیریت های منطقه نیز نشان می دهد که همانند کلریتها، کردیریت ها نیز غنی از منیزیوم هستند و X<sub>M</sub> آنها ۷۰/۰ تا ۹۷/۰ است. روتیل به فراوانی در بین کلریت های منطقه دیده می شود. بررسی ترکیب شیمیایی نشان می دهد که بلورهای روتیل نسبتا خالص بوده و مقادیر آهن و منگنز انها بسیار پایین است. ایلمنیت نیز در بعضی از قسمت ها در داخل کلریت یا در متن سنگ دیده می شود و ترکیب شیمیایی آن به ترکیب ایده آل نزدیک بود، دارای ناخالصی های کمی است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

# تعادلات فازی در سنگ های کرندوم دار

والتكاويام نوراستان قم

برای سنگ های کرندوم دار منطقه بروجرد، تعادلات فازی با در نظر گرفتن کانیهای موجود و ترکیب شیمیایی کانیها، در سیستم Ti- NCKFMASH (TiO2 - Na2O-CaO-K2O-FeO-MgO-Al2O3-SiO2-H2O) اسیستم (Capitani and Petrakakis, 2010) (دم افزار NO3.01.12 (Capitani and Petrakakis, 2010) انجام شد. پزودوسکشن دما - فشار سنگ کل برای سنگ های کرندوم دار بر مبنای آنالیز Capitani and Petrakakis, 2010 محاسبه شده و در شکل ۲ دیده می شود. مطابق شکل ۲، مجموعه های کرندوم دار همراه با کلریت + بیوتیت + کردیریت + فلدسپات + ایلمنیت + آب ظاهر شده و با افزایش دما، اسپینل در آنها ظاهر می گردد. بر اساس تقاطع مقادیر Mg/Mg+Fe کانیهای کردیریت و کلریت، دمای ۶۰۵ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۳ کیلوبار، با ترکیب شیمیایی کانیهای منطقه مطابقت دارد و می توان آنرا دما و فشار تشکیل سنگ های کرندوم دار منطقه در نظر گرفت. در این دما و فشار، بیوتیت نیز پایدار است که در سنگ های منطقه دیده نمی شود و احتمال دارد در اثر فرایندهای بعدی، به کلریت های دارای ادخال های روتیل تبدیل شده باشد. افزایش دما منجر به ظهور اسپینل همراه با کرندوم و کاهش دما نیز منجر به ظهور آندالوزیت یا سیلمانیت و حذف کرندوم خواهد شد، با تجه به عدم حضور اسپینل، آندالوزیت و سیلیمانیت، محدوده دما و فشار محاسبه شده برای سنگ های کرندوم دار، تایید می شود.

بررسی نمودارهای شکل ۳–الف و ۳–ب نشان می دهد که در دمای ۶۰۵ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۳ کیلوبار، ظهور کرندوم در مقادیر H<sub>2</sub>O بالاتر از ۳ درصد، رخ داده و تغییرات مقدار آب از ۳ تا ۱۰ درصد، تاثیری در پایداری محدوده پاراژنزی سنگ های کرندوم دار منطقه نخواهد داشت. از طرف دیگر، با در نظر گرفتن ترکیب شیمیایی سنگ های کرندوم دار و بر اساس شکل های ۳–پ و ۳–ت ، مجموعه پاراژنزی در مقدار SiO بین ۳۸ تا ۵۲ درصد پایدار بوده و با



مقدار SiO<sub>2</sub> منطقه هماهنگی دارد. بر اساس شکل ۳ – پ و ت، با کاهش مقدار SiO<sub>2</sub> به پایینتر از ۳۸ درصد، اسپینل ظاهر شده و چنانچه مقدار SiO<sub>2</sub> بیش از ۵۲ درصد باشد، کرندوم حذف می گردد.



شکل ۲- پزودوسکشن محاسبه شده برای سنگ های کرندوم دار منطقه بروجرد (نمونه BM-96.102).



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم







شکل ۳- الف- مقطع T-XH2O برای سنگ های کرندوم دار بروجرد؛ ب- مقطع P-XH2O برای سنگ های کرندوم دار بروجرد؛ پ- مقطع T-XSiO2 برای سنگ های کرندوم دار بروجرد؛ ت- مقطع P-XSiO2 برای سنگ های کرندوم دار بروجرد؛ محدوده های خاکستری، پاراژنز منطبق بر سنگ های کرندوم دار منطقه بروجرد را نشان می دهد.

**نتیجه گیری** سنگ های کرندوم دار منطقه بروجرد در ناحیه آب بخشان، ارتباط تنگاتنگی با آلبیتیت ها و میگماتیت های منطقه دارند. محاسبات پزودوسکشن ها نشان می دهد که میگماتیت ها نمی توانند با تغییرات دما و فشار، یا تغییر مقدار SiO<sub>2</sub> کرندوم



تشکیل دهند. در مقابل، در مقایسه با میگماتیت ها، سنگ های کرندوم دار دارای MgO و Al<sub>2</sub>O3 بالا و SiO2 پایین هستند. همراهی این سنگ ها با آلبتیت ها که سنگ های متاسوماتیک بشمار می روند، حاکی از تاثیر فرایندهای متاسوماتیک در تغییر ترکیب سنگ های اولیه است. فرایند آلبیتی شدن، بطور معمول با تشکیل سنگ های غنی از منیزیوم و آلومینیوم همراه است که در منطقه بروجرد نیز این رخداد و همراهی دیده می شود. با توجه به پزودوسکشن های محاسبه شده، تشکیل کرندوم در این سنگ های غلی از منیزیوم در دمای ۶۰۵ درجه سانتیگراد و فشار ۳/۳ کیلوبار رخ داده است. در این دما و فشار در اثر تاثیر سیالات غنی از سدیم و طی فرایند آلبیتی شدن، سیالات غنی از منیزیوم و آلومینیوم تولید شده و در سنگ های اطراف مخصوصا میگماتیت ها اثر نموده و ترکیب آنها را تغییر داده اند که خود موجب پایداری کرندوم های متاسوماتیک در این سنگ های محاست. با در نظر گرفتن این نکته که سنگ های دربر گیرنده میگماتیت بوده و متحمل متاسوماتیسم شده اند، می توان نتیجه گرفت که فرایند تشکیل کرندوم در مراحل پایانی تحولات ماگماتیسم و دگر گونی بروجرد رخ داده و سنگ های کرندوم دار در طی دگرفتن این نکته که سنگ های دربر گیرنده میگماتیت بوده دگرگونی بروجرد رخ داده و سنگ های کرندوم دار در طی دگرفتی این نکته که سنگ های دربر گیرنده میگماتیت بوده میگه می این کرندوم دار که کمتر از اوج دمایی محاسبه شده برای میگماتیت ها ست، موید این مساله می باشد.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

### منابع:

دالتكاويام نوراسان قم

پاپی. ن.، (۱۳۹۴)، "پتروژنز سنگ های رخساره گرانولیت در هاله مجاورتی کمپلکس بروجرد". پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی. غفاری. م.، (۱۳۸۹)، "پترولوژی سنگ های دگرگونی جنوب شرقی بروجرد". پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Berthier. F., Billiaul. H.P., Halbroronn. B., Marizot. P., 1974. *Etude Stratigraphique, petrologique et structural de La region de Khorramabad (Zagros, Iran)*. These De 3e cycle, Grenoble, France.

Capitani. C.d., Petrakakis. K., 2010. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. American Mineralogist, No: 95, p: 1006-1016.

Engvik. A.K., Ihlen. P.M., Austrheim. H., 2014. *Characterisation of Na-metasomatism in the Sveconorwegian Bamble Sector of South Norway*. Geoscience Frontiers, No: 5, p: 659-672.

Simonet. C., Fritsch. E., Lasnier. B., 2008. A classification of gem corundum deposits aimed towards gem exploration. Ore Geology Reviews, No: 34, p: 127-133.

Droop. T.R.G., 1987. A General Equation for Estimating Fe<sup>3+</sup> Concentrations in Ferromagnesian Silicates and Oxides from Microprobe Analyses, Using Stoichiometric Criteria, Mineralogical Magazine, No: 51, p: 431-435.

Whitney D.L., Evans B.W., 2010. *Abbreviations for names of rock-forming minerals*. American mineralogist, No: 95, p: 185.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



# بررسی کانیهای آموزشی و کلکسیونی اسکارن طجر(جنوب غرب ملایر)

محمد پایداری گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور، تهران، ایران mpaydari@pnu.ac.ir

چکیدہ :

نفوذ ماگماهای گرانیتی در اسلیت ها و فیلیت ها همانند سایر نقاط زون سنندج سیرجان باعث ایجاد سنگ های دگرگونی مجاورتی از جنس شیست و هورنفلس شده است. در اطراف روستای طجر سامن این توده های آذرین در مجاورت سنگ آهکهای منطقه قرار گرفته ودر اثر پدیده متاسوماتیزم، کانیهای گارنت ،ترمولت، اکتینولیت، اپیدوت ، کوارتز وکلسیت تشکیل گردیده است. این بخشها در اثر دگرگونی مجاورتی سنگهای کربناته منطقه بوجود آمده اند. تشکیل بلورهای زیبا وخوش فرم و بعضا بزرگ محیط مناسبی جهت جمع آوری نمونه های آموزشی وکلکسیونی فراهم نموده است.

**کلید واژه ها**: اسکارن، ملایر، گارنت، اپیدوت

### Exploration and collectibility minerals of Skarn Tajer (South West Malayer) Mohammad Paydari Department of Geology, University of Payame Noor, Tehran, Iran

### Abstract:

The penetration of granite magmas in slate and phyllite, as in other parts of the Sanandaj Sirjan zone, has caused the formation of Schist and Hornfels proximity metamorphic rocks. Around the village of Tajar of Samen, these igneous masses are located adjacent to the limestone of the region and have been formed due to the phenomenon of metasomatism of garnet minerals, teremolite, actinolite, epidote, quartz and calcite. These sections are caused by the interchange of carbonate rocks in the region. Formation of crystalline crystalline form, and sometimes large, provides a suitable environment for the collection of educational and colloidal samples.

Keywords : Skarn, Malayer, Garnet, epidote

پهنه استان همدان از سنگهای متنوعی تشکیل گردیده است. این سنگها طیف وسیعی ازسنگهای آذرین، دگرگونی و رسوبی را در برمی گیرد. این موقعیت بستری فراهم نموده تا کانیهای متعددی در این محدوده جغرافیایی یافت گردد. کانیهایی که بعضا در زمره کانیهای قیمتی ونیمه قیمتی قرار می گیرد. کریستال کوارتز، کوارتز دودی، رز کوارتز، انواع گارنت، آندالوزیت، کیانیت و.... کانیهایی هستند که توانسته اند کم و بیش جای خود را در میان گوهرها باز نمایند.در این

مقدمه :



بین گارنتها با تنوع فرمول شیمیایی ورنگ قابل توجه می باشند. این دسته از کانیها بعضا در سنگهای آذرین درونی نیز تشکیل می شوند و همچنین می توان آنها را در سنگهای رسوبی یافت نمود. این کانی شفاف تا نیمه شفاف به عنوان نگین در انگشتر، گردنبند و زینت آلات مورد استفاده قرار می گیرد. تنوع رنگ گسترده و سختی بالای این کانی از ویژ گیهای قابل توجه آن می باشد. دربخشهایی از ایران این کانی با رنگ سبز و شفافیت بالا در بازار گوهر، دمانتویید نامیده شده و بعضا ارزشی بیشتر از زمرد دارد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

# روش تحقيق:

منطقه مورد مطالعه در استان همدان و حد فاصل شهرهای ملایر، بروجرد قرار دارد. جهت دسترسی به این منطقه می توان از جاده ملایر بروجرد استفاده نمود. جهت مطالعات ابتدایی از نقشه ۱/۲۵۰۰۰همدان ۱/۱۰۰۰۰ ملایر استفاده گردید. پس از مطالعه گزارشها و مطالب موجود طی چند مرحله بازدید صحرایی از مناطق مستعد کانی زایی به ویژه اطراف روستای سراب تعداد ۵۵ نمونه برداشت گردید. تعدادی از نمونه ها به مدت ۷۲ ساعت در اسید کلریدریک ۲/۰ نرمال قرار گرفت. واز ۵ عدد از نمونه ها مقطع نازک تهیه شده و مطالعات میکروسکپی بر روی آنها انجام شد.

این منطقه در جنوب غرب شهرستان ملایر واقع شده است. شهرستان ملایر بخشی از استان همدان بوده ودر جنوب شرق شهر همدان قرار دارد. جاده آسفالته همدان به اراک، بروجرد و نهاوند از شهرستان ملایر می گذرد وبه دلیل تعدد روستاهای اطراف، مسیر های متنوعی برای ارتباط با شهرهای مجاور وجود دارد.(شکل۱).شهر ملایر با ارتفاع زیاد از سطع دریا و دوری از ذریا دارای زمستان سرد وطولانی و تابستانهای نسبتا معتدل (نسبتا گرم) می باشد.بارندگی به شکل برف بوده و وجود زمین های فیلیتی به صورت گسترده از نفوذ آب باران و برف وتغذیه آبهای زیر زمینی جلوگیری می کند. به دلیل گسترش رخنمون های فیلیتی و گرانیتی و مقاومت اندک آنها در برابر عوامل فرسایشی، ارتفاع متوسط منطقه بالا نمی باشد. مجموعه پلوتونیکی ملایر –بروجرد طول تقریبی ۱۰۰ وعرض کمتر از ۱۰ کیلومتر داشته واز روند کلی شمال شرق – جنوب غرب زون سنندج سیرجان تبعیت می کند وبخشی از آن در محدوده شمالی شهر سامن، رخنمون عدسی شکل(محجل ۱۳۸۴)دارد.(دیوسالار۱۳۹۳)








شکل۱ (محدوده مورد مطالعه وراههای دسترسی

ناحیه مورد مطالعه در زون ساختاری سنندج سیرجان قراردارد. این پهنه با روند شمال غرب – جنوب شرق محدوده وسیعی از کشور ما را با سنگهای دگرگونی و توده های نفوذی در بر گرفته است. سنگهای دگرگونی ناحیه ای شامل اسلیت، فیلیت وشیست محدوده وسیعی را در بر گرفته است. رگه های کوارتز و کوارتز فلدسپاتیک فراوان در سنگهای دگرگونی ناحیه ای منطقه قابل مشاهده است . این رگه ها با طولهای نیم تا ۲۰ متر وعرضهای چند سانتیمتر تا ۷ متر دیده می شوند. نفوذ توده های آذرین در قسمتهای مختلف سبب پیدایش سنگهای دگرگونی مجاورتی همچون هورنفلس وکالک سیلیکاتها گردیده است. در سنگهای آهکی منطقه دگرگونی اسکارنی بوجود آمده که باعث تشکیل کانیهای کالک سیلیکاته ازجمله اییدوت، تر مولیت اکتینولیت، گارنت، کوارتز وکلسیت گردیده است. (شکل a-b2)



شک۲)a - محدوده مورد مطالعه دید به جنوب شرق b - دید به شرق

قدیمی ترین واحدهای زمین شناختی منطقه مربوط به تریاس می باشد که نسبت به رسوبات ژوراسیک و کرتاسه درجه دگرگونی بالاتری را نشان میدهد و در کل رسوبات جوانتر درجه دگرگونی کمتری نشان می دهند علاوه بر توده های نفوذی که محور اصلی دگرگونی سنگهای این مطالعه تلقی می گردد رخنمون سنگ های آتشفشانی دگرگون شده تریاس و سنگهای آتشفشانی و توف های ژوراسیک نیز به عنوان شواهدی برای وقوع آتشفشان همراه با پلوتونیسم هستند. نفوذ ماگماهای گرانیتی در اسلیت ها و فیلیت ها همانند سایر نقاط زون سنندج سیرجان باعث ایجاد سنگ های دگرگونی مجاورتی از جنس شیست و هورنفلس شده است. در اثرتاثیرحرارتی ماگما اسلیت ها وفیلیت ها که محصول اصلی دگرگونی ناحیه ای می باشد به شیست های لکه دار تبدیل شده اند که این واحد خارجی ترین بخش دگرگونی همبری را



در منطقه تشکیل می دهد. درشت بلورهای این سنگها اندالوزیت، گارنت و کردیریت بوده و کانی های تشکیل دهنده شیستهای مذکور کوارتز، آلکالی فلدسپار کلریت و مسکوویت میباشند. در بخش های درونی تر هاله دگرگونی مجاورتی شیست هاا به هورنفلس تبدیل می شوند ظاهر این سنگها توده ای متراکم و تیره رنگ بوده و کانی های تشکیل دهنده آنها کوارتز، فلدسپار، بیوتیت، فلو گوپیت، کلریت مسکوویت و گرونا است و هورنفلسهای لکه دار دارای کانیهای اندالوزیت و کردیریت هستند. در اطراف روستای طجر سامن بخش هایی قابل مشاهده است که حاوی کانیهای گارنت ،ترمولت اکتینولیت، اپیدوت ، کوارتز و کلسیت می باشد.این بخشها در اثر دگرگونی مجاورتی سنگهای کربناته منطقه بوجود آمده اند.هاله دگرگونی مجاورتی در تمامی بخش ها در کنتاکت با توده نفوذی دیده نمیشود و حتی در برخی نقاط به اسلیت ها در تماس مستقیم با توده نفوذی و بدون هیچگونه تغییر اساسی ملاحظه می گردند که دلیل این امر را میتوان افت دمای ماگما و عدم تاثیر حرارتی موثر مذاب بر آنها و یاعملکرد این سیستم گسله در این مناطق تلقی نمود.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

گارنت از فراوان ترین کانی های شناخته شده در اسکارن منطقه می باشد. گارنت ها به اشکال گوناگون (شکل دار، بی شکل، توده ای، دانه ریز و دانه درشت) مشاهده می شوند. تقریبا تمام گارنت هادر زیر میکروسکوپ ویزگی ان ایزوتروپی نشان می دهند. پدیده انیزوتروپی در گارنت های کلسیک دگرگونی مجاورتی نسبتا شایع است .باقی ماندن اثرات دگرشکلی در ساختار گارنت، جانشینی عناصر کمیاب در ساختار آن به جای کلسیم و از همه مهمتر جانشیمی Fe3+و الدرموقعیت اکتاهدری می تواند علت این پدیده باشد) (Fe3+e Haga,1976 می شود. نسبت Ale 2018 ایزوتروپی افزایش آهن ۹بر پدیده ایزوتروپی افزوده می شود . al.,2008

نام گارنت به سبب گرد بودن بلورهای این کانی (شکل بلوری دودکائدر و تراپزوئدر) از کلمه لاتین Granumبه معنی دانه گرفته شده است. بلورهای گارنت اغلب به رنگهای قرمز، سبز، زرد، آبی و نارنجی روشن دیده می شوند. شفافیت، جلای شیشه ای، رنگهای زیبا و سختی زیاد گارنت ( ۶/۵تا ) ۱۵/۲نرا به گزینه ای مناسب برای استفاده بعنوان جواهر بدل کرده است. فرمول ساختاری گارنت به صورت X3Y2Z3O12است که در آن موضع Xتوسط کاتیونهای + Fe2 روده است. فرمول ساختاری ای کارنت به صورت AI3 (Fe3+ ، ۶۵۲ و ۲۵ است که در آن موضع کاتیونهای + Deer et al.,

1991 براین اساس گارنت ها در دو گروه پیرالسپیت و او گراندیت تقسیم بندی می شوند. گروه پیرالسپیت از کانیهای پیروپ، آلماندن و اسپسارتیت و گروه او گراندیت از کانیهای اووارویت، گروسولار و آندرادیت تشکیل شده است. با وجودیکه بین پژوهشگران ایرانی، بر سر نام دقیق کانی که به آن لعل گفته میشده اختلاف نظر زیادی وجود دارد (معمولا به اسپینل لعل پارسی گفته می شود) این کانی در جواهرسازی کاربرد گسترده داشته و انواع آن به نامهای لعل سیاه و لعل سبز نامیده می شود. گونه ای از گارنت آندرادیتی سبز تا زرد متمایل به سبز به نام دمانتوئید، کمیاب و بسیار قیمتی است.



در این میان کانی گارنت با تنوع رنگی از زرد عسلی تا قهوه ای تیره و سبز توجه می نماید. این بلورها اندازه های متفاوت از ۱ میلی متر تا بعضا ۸ میلیمتر دارد. نمونه هایی از این گارنتها در شکل ۳ دیده می شود. این بلورها در قالب فرم دو دکاهدرون متبلور شده اند.



شکل۳) بلورهای گارنت با تنوع رنگی و فرم بلوری دو دکاهدرون

از ویژگیهای بارز این گارنت ها زونه بودن آنها ست که علاوه بر مقاطع میکروسکپی حتی در نمونه های دستی نیز قابل مشاهده است. (شکل۴)



مکل۴)بلورهای گارنت با زونینگ مشخص در نمونه دستی

در مطالعات میکروسکپی مشخص شد که این گارنت ها بیرفرنژانش غیر عادی داشته و در نیکول های عمود بر هم به جای ایزوتروپ بودن و رنگ سیاه داشتن رفتار ان ایزوتروپی از خود نشان داده و به رنگ خاکستری دیده می شود. (شکل۵)







شکل۵) رفتار ان ایزوتروپی گارنت ورنگ خاکستری با منطقه بندی مشخص در نور عادی و با انالیزور

بلور اپیدوت به دلیل داشتن شفافیت، سختی مناسب و کیفیت رنگ در دسته سنگهای نیمه قیمتی جای دارد، و در صورت مناسب بودن این بلورها از نظر کیفیت رنگ در ساخت زیورآلات به صورت رآف مورد استفاده قرار می گیرند.



شکل ۶)یلورهای اپیدوت

ترمولیت با فرمول شیمیایی 2[OH-Si4O11]و اکتینولیت با فرمول شیمیایی 2(OH) Ca2Mg,Fe) SSi8O22(OH) به فراوانی در اتریش، چکسلواکی، ایتالیا و... یافت میشود. ترد است و نامحلول در اسیدها و ساختار بلوری آن تکشیب است. در محدوده مورد مطالعه این کانی ها با رنگ سیاه و بصورت رگه ای پراکنده دیده می شوند. در برخی مناطق با تراکم بالاتر نسبت به بقیه کانی ها و با اندازه های بسیار بزرگ ( بعضا تا ۱۵ سانتیمتر طول) دیده می شوند.(شکل۷)







شکل ۷) درشت بلورهای ترمولیت و اکتینولیت

در این منطقه بلورهای کوارتز نیز دیده می شود که عمدتا در هم رشدی نشان داده و بعضا فرم کامل نیز در آنها دیده می شود.این بلورها در اندازه های مختلف تا ۱۰سانتیمتر نیز دیده می شوند.شکل۸). کوارتز از شبکه پیوسته SiO4 تشکیل شده، بگونهای که هر اتم اکسیژن بین دو چهار وجهی قرار گرفته است. بنابر این فرمول عمومی کوارتز SiO2 میباشد. بلورهای کوارتز در شکلهای مختلف یافت میشوند و برخی از آنها بعنوان جواهر استفاده می شوند. کوارتز به دستگاه بلوری تریگونال تعلق دارد.

یکی از پلی مورف های سیلیس (اکسید سیلیسیم) با ساختار بلوری لوزی پهلو است. آب های داغ دارای محلول های SiO2 در شکاف هاو درزها سرد می شوند و رسوب SiO2 در این مکان ها بلورهای زیبای کوارتز را به وجود می آورند. کوارتز تورمالینی یکی از انواع بسیار جالب وزیبای کوارتز است که رشته های تورمالین را در بلور زیبا و شش وجهی خود جای داده است. محلول های دارای SiO2 می توانند در شکاف مرکزی سنگها رسوب کنند که زمین شناسان آن ها را ژئود کوارتز می نامند.



شکل ۸) بلورهای تمام شکل ودر هم رفته کوارتز

مگنتیت به شدت مغناطیسی است وبا سیستم تبلور کوبیک متبلور می شود. این کانی به رنگ قهوهای تیره تا سیاه وبا رنگ خاکه قهوه ای دیده می شود. مگنتیت کانی نسبتا کم یاب در منطقه بوده که با فرم کامل وتا اندازه های ۳ سانتیمتر دیده می شود.(شکل۹)



شكل٩) بلور تمام شكل مگنتيت





نتیجه گیری:

پی جویی، بررسی و مطالعه بلورها وکانی ها در طبیعت یکی از بهترین روشهای یادگیری آنها می باشد. سهولت دسترسی ، تشخیص با چشم و تجمیع آنها همواره از عواملی می باشد که در بازدید های صحرایی مورد توجه بوده وحائز اهمیت می باشد.در استان همدان به جهت تنوع سنگ شناسی چنین بستر هایی به وفور قابل مشاهده است. یکی از این بسترها اسکارن تشکیل شده در جنوب غرب شهر ملایر می باشد. تشکیل بلورهای متنوع و با اندازه های بعضا خیلی بزرگ وهمچنین بلورهای خوش فرم و زیبا مکان مناسبی فراهم آورده تا هم جهت آموزش وهم جهت جمع آوری نمونه های کلکسیونی استفاده نمود.

## منابع فارسی :

آیتی ، ف، ۱۳۹۵، کانی شناسی اسکارنهای آهن دار جنوب غرب کاشان با تاکید بر ژئوشیمی گارنت، هشتمین همایش انجمن زمین شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه اصفهان ،ایران

پایداری، م،۱۳۹۶، نگرشی دوباره بر تورمالین های همدان، بیست وپنجمین همایش بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه یزد، ایران شرافت، ش، ۱۳۹۵، رخداد گوهر نیمه قیمتی گارنت در سامانه اسکارنی جوینان، سومین همایش گوهر شناسی وبلور شناسی انجمن بلور شناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی، ایران

احمدی خلجی، الف، طهماسبی، ز ،1394شیمی کانی گارنت در پگماتیتها و سنگهای دگرگونی منطقه همدان، مجله زمین شناسی اقتصادی، جلد ،7شماره ،2صفحه.

شیخی قشلاقی، ر.، احمدی، م. ه، ۱۳۹۴ویژ گیهای پگماتیت جنوب همدان: با نگرشی بر مطالعات گوهرشناسی سافایرها، مجله ژئوشیمی، سال چهارم، شماره سوم، صفحه ۲۸

دیوسالار، رضا.، ۱۳۹۳. زمین شناسی، ژئو شیمی، پترولوژی و تحول تکتونوماگمایی توده های آذرین مافیک ودایک های مافیک – حدواسط مجموعه پلوتونیک ملایر –بروجرد، پایاننامه دکتر، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۴۱ صفحه. اترودی، س، کانی شناسی سیلیکاتها، ۱۳۷۵، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۲۹۱صفحه پروین ،ح، بلور شناسی نوری، ۱۳۷۵، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۱۴۷صفحه جعفریان،م،ب.، ۱۳۷۸. نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰ : املایر، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران اقلیمی، ب.، ۱۳۷۹. نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰ : همدان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران سبزه ای، م.، ۱۳۵۹. نقشه زمین شناسی ۲۰۰۰۰ : همدان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران

#### **References:**

Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) An introduction to the rock forming minerals, 7th impression, Longman, London

Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K., Vousoughi Abedini, M., 2010. Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. Journal of Asian Earth Sciences 39, 668–683. Stocklin, J., 1968. Structural History and Tectonic of Iran: A Review. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull; 52, 1229-1258





# در کوهی در سنگهای دگرگونی اطراف همدان

محمد پایداری گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور، تهران، ایران mpaydari@pnu.ac.ir

چکیدہ :

در اطراف همدان و ملایر سنگهای آذرین درونی و سنگهای دگرگونی ناحیه ای ومجاورتی به وفور یافت می شود.این سنگها حاوی رگه های سیلیسی وپگماتیتی فراوانی می باشد. این کوارتزها در رگه ها و ژئودهای حاصل از محلولهای گرمابی غنی از سیلیس بوجود آمده اند. کوارتز موجود در این رگه ها علاوه بر مصارف صنعتی می توانند برای مصارف گوهری و تزئینی به کار روند. کوارتز بیرنگ وشفاف در کوهی نامیده شده وبه عنوان گوهر در انگشتر و زیور آلات کاربرد دارد. همچنین به علت شباهت ظاهری در کوهی به الماس، در بعضی از موارد به جای الماس (برلیان) استفاده می شود.نمونه های بی رنگ وشفاف کوارتز عمدتا در شیستها که درجه دگرگونی بالاتری تحمل کرده اند دیده می شود و نمونه های موجود درسنگهای آذرین، فیلیلت ها و اسلیتها عمدتا بصورت کوارتز شیری بوده و بیشتر حاوی عناصر همچون آهن می باشند. در این گونه سنگها نمونه های محدودی از کوارتز به صورت تمام شکل در حفرات و شکافها تشکیل گردیده است.

**کلید واژه ها**: کوارتز بیرنگ، در کوهی، همدان، سنگهای د گر گونی

#### Crystal quartz in metamorphic rocks around Hamedan

Mohammad Paydari Department of Geology, University of Payame Noor, Tehran, Iran

#### Abstract:

Inside Hamadan and Malay there are abundant igneous rocks and metamorphosed metamorphosed rocks that are rich in silica and pegmatite streaks. These quartzs are produced in veins and geodesis from silica-rich hydrothermal solutions. Quartz in these veins can be used for decorative and decorative purposes in addition to industrial use. Quartz is a pale and bright, in a mountain and is used as a jewel in a ring and a beadwork. Also, due to its apparent similarity to a diamond's mountain, in some cases instead of diamonds (beryllium) are used. Colored and clear samples of quartz are mainly found in schists that have a higher degree of metamorphism, and examples of igneous, Filiates and slices are mainly quartz-like milk and contain more elements such as iron. In these rocks, limited samples of quartz are formed entirely in cavities and gaps.

Keywords : colorless quartz, crystal quartz, hamedan, metamorphic rocks

مقدمه:

گروه سیلیس در بین گوهرها بیشترین تنوع را از نظر نوع ورنگ داشته واز دیرباز به عنوان شیئی با ارزش از جایگاه ویژه ای در تمدن بشري برخودار بوده است.اين گروه در طبيعت هم بصورت درشت بلور يافت مي شود هم بصورت نهان بلور و در





هر دو صورت دارای تنوع رنگ فراوانی می باشد. این کانی به طور گسترده ای به عنوان سنگ قیمتی یا تزیینی به شکل آمیتیست ، کوارتز گلی ،کریستال کوارتز، کوارتز دودی ، چشم ببری ، آونتورین ، کارنلیان ، عقیق ، و انیکس به کار می رود. به صورت ماسه ، کوارتز در ساروج (شفته) بتن ، به عنوان گداز آور ، ساینده ، و نیز در ساخت شیشه و آجر سیلیسی استفاده می شود.کوارتز کاربردهای متعدد و گوناگونی دارد . کوارتز کاربرد بسیاری در تهیه ی تجهیزات علمی دارد. به دلیل شفافیت این کانی ، در هر دو بخش فروسرخ و فرابنفش طیف ، به صورت عدسی و منشور برای وسایل نوری تراشیده می شود.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

کریستال کوارتز یا بلور بی رنگ وشفاف در طبیعت در رگه های سیلیسی و پگماتیتی موجود در شیستها فیلیلت ها، اسلیتها وسنگهای آذرین یافت می شود.این کانی در بازار با عنوان در کوهی داد وستد می شود.در کوهی عمدتا در ساخت نگین انگشتر، گردن بند و... بکار می رود. در برخی موارد وجود میانبارهایی از رتیل وبرخی کانیهای دیگر ارزش این کانی را چند برابر می کند.

## روش تحقيق:

مواد و روش،ها

منطقه مورد مطالعه در استان همدان وحد فاصل شهرهای ملایر، همدان قرار دارد. (شکل۱)جهت دسترسی به این منطقه می توان از اتوبان ملایر همدان استفاده نمود. جهت مطالعات ابتدایی از نقشه ۱/۲۵۰۰۰همدان ۱/۱۰۰۰۰ همدان وملایر استفاده گردید. پس ازمطالعه گزارشها ومطالب موجود طی چند مرحله بازدید صحرایی از مناطق مستعد کانی زایی به ویژه رگه های سیلیسی اطراف زمان آباد ،ارزانفود، ازندریان وملایر تعداد ۲۰ نمونه برداشت گردید وجهت تراش به کارگاه تراش سنگهای قیمتی ارسال گردید.

محدوده مورد مطالعه وراههای دسترسی ناحیه مورد مطالعه در زون ساختاری سنندج سیرجان قراردارد. این پهنه با روند شمال غرب – جنوب شرق محدوده وسیعی از کشور مارا با سنگهای دگرگونی وتوده های نفوذی در بر گرفته است.این منطقه از نظر زمین شناسی از غرب به شرق به ترتیب شامل واحد های متمایزی از توده های نفوذی الوند ،سنگهای دگرگونی مجاورتی سنگهای دگر گونی مجاورتی ورگه های پگماتیتی و کوارتزی می باشد.(شهبازی وهمکاران ۲۰۱۰) (شکل ۱)









شکل ۱ (محدوده مورد مطالعه وراههای دسترسی

سنگهای دگرگونی ناحیه ای شامل فیلیت وشیست محدوده وسیعی را در بر گرفته است. تنوع کانی زایی بالا شامل مسکوویت بیوتیت، گارنت، استارولیت، آندالوزیت، کیانیت، سیلیمانیت با رگه های کوارتز فلدسپاتیک وپگماتیتی فراوان در سنگهای دگرگونی ناحیه ای منطقه قابل مشاهده است.رگه های پگماتیتی به صورت پراکنده با عرضهای متنوع از نیم متر تا ۱۰متر وعمداتا در شرق روستای منگاوی وازندریان رخنمون دارند.این رگه ها حاوی کانیهای کوارتز، پلاژیو کلاز، ارتوز، تورمالین، مسکویت ومیکروکلین می باشد. سنگهای دگرگونی مجاورتی محدوده کوچکتری را شامل شده و عمدتا در اطراف سنگهای آذرین گرانودیوریتی و گابرویی در نزدیکی شهر همدان قرار دارند. کانی های آندالوزیت، سیلیمانیت، کردیریت ودر برخی مناطق تورمالین در این سنگها مشاهده می شود.(شکل۲)



شکل۲) نقشه زمین شناسی منطقه





لغت کوارتز منشا نامعلومی دارد .این لغت در زبان معدنچیان آلمانی معنی صدا وغوغا می دهد شاید به این دلیل که در اثر مالش کوارتز به هم چنین صدایی ایجاد می شود.در ضمن در زبان آلمانی لغت Quartzen به معنی صدایی است که از لولای خشک وروغن نزده بلند می شود.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

سختی کوارتز ۷ و گرانی ویژه آن ۵/۶ است . شکست صدفی دارد. جلای آن شیشه ای و در برخی از نمونه ها چرب یا درخشان است. معمولا بی رنگ یا سفید است. اما غالبا به دلیل وجود ناخالصی ها رنگین می شود ،که در این صورت ممکن است به هر رنگی یافت شود. شفاف تا نیمه شفاف است. یک کانی با خاصیت پیزوالکتریک و پیروالکتریک قوی است.

ترکیب شیمیایی و ساختمان : کوارتز ، در بین کانی های مختلف ، تقریبا خالصترین ترکیب شیمیایی را دارد. این امر سبب می شود تا خواص فیزیکی ثابت و پایداری داشته باشد. در ترکیب آن مقدار سیلیسیم ۷/۴۶ درصد و اکسیژن ۳/۵۳ درصد است.

یک چهارچوبه ی SiOt، بدون دیگر واحدهای ساختمانی، بار الکتریکی بی اثر دارد. چنین چهارچوبه ای دست کم می تواند به ۹ شکل مختلف در کنار هم قرار گیرد و ۹ چند ریختی مشهور SiOt، که یکی از آنها مصنوعی و در آزمایشگاه ساخته شده است را ایجاد کند هر یک از این جند ریختی ها، گروه فضایی، ابعاد سلولی، ریخت شناسی (مورفولوژی ) مشخص، و انرژی شبکه ای خاص خود دارند. چند ریختی پایدار اساسا با در نظر گرفتن انرژی آن تعیین می شود؛ فرم های دما بالا ، انرژی شبکه ای بیشتر و ساختمان گسترده تری دارند ، از این رو با گرانی ویژه و ضریب شکست کمتری ظاهر می شوند. علاوه بر ۹ چندشکلی SiOt، یک شیشه ی پر سیلیس با ترکیبی متغیر ، واپال SiO2.nH2O ،با ساختمانی تا حدودی منظم و سرشار از کرات سیلیس و مقدار بسیار متغیری H2O، نیز وجود دارند.

انواع درشت بلورين

کوارتزی بی رنگ و شفاف که معمولا بلورهایی مشخص دارد به در کوهی معروف است.(شکل ۳)



شکل۳) بلورهای بی رنگ وشفاف کوارتز

آمتیست کوارتزی است که اغلب به صورت بلور دیده می شود و سایه های مختلفی از بنفش در آن دیده می شود این رنگ ظاهرا به دلیل وجود مقادیر ناچیزی ۳Fe+ است. (شکل ۴)







شکل۴) نمونه ژئود آمتیست ونمونه تراش خورده آن

کوارتز درشت بلور اما معمولا بدون شکل بلوری به رنگ قرمز گلی یا صورتی کوارتز گلی نامیده می شود.این کوارتز چنانچه در معرض نور قرار گیرد در بیشتر مواقع رنگ خود را از دست می دهد . به نظر می رسد که رنگ آن به علت وجود مقادیر کمی ۴Ti+ باشد. (شکل ۵)



شکل۵) نمونه های راف وتراش خورده کوارتز گلی

کوارتز دودی و نوعی از آن به نام سنگ کایرنگورم : غالبا به صورت بلوری و به رنگ زرد دودی تا قهوه ای تقریبا متمایل به سیاه دیده می شود. نام کایرنگورم از محلی به همین نام در اسکاتلند گرفته شده است . تجزیه های طیف نگاشتی اسپکترو گرافی ) که بر کوارتز دودی انجام شده ، ناخالصی های مهم را نشان نمی دهد و همان ناخالصی های موجود در کوارتز بی رنگ هستند . رنگ تیره ی این نوع کوارتز مربوط به سیلیسیمی است که در نتیجه ی قرار گرفتن در برابر یک منبع پرتوزا آزاد شده است. (شکل ۶)



شکل۶) نمونه های بلورین کوارتز دودی

نوعی کوارتز که رنگ آن مثل توپاز زرد روشن است سیترین نامیده می شود. کوارتز شیری که رنگ شیری آن ناشی از وجود سیالات در گیر ( میانبرهای مایع) در درون بلورهای کوارتز است. بعضی نمونه های آن جلای چرب دارند. (شکل ۷)



شكل٧) نمونه بلورين وتراش خورده سيترين





کوار تز ممکن است حاوی میانبارهای رشته ای موازی هم باشد که در این حالت شاتویانسی ( سوسوزنی ) را در کانی سبب می شوند . هنگامی که نمونه های کوار تز به صورت کابوشن (نوعی تراش محدب ) برش داده شوند به آنها کواز تز چشم گربه ای گفته می شود. چشم ببری نوعی کوار تز رشته ای زرد رنگ است که شکل دروغین حاصل از کروسیدولیت ، نوعی آمفیبول رشته ای، است و به آن شاتویانت (سوسوزن) نیز گفته می شود. (شکل ۸)



شکل۸) نمونه های تراش خورده وراف کوارتز چشم ببری

کوارتز حاوی میانباز : بسیاری از کانی های به صورت میانبار در کـوارتز یافت می شوند و بسته به نوع کانی میانبار ، به کوارتزها نام های مختلفی داده می شود . کوارتز روتیل دار حاوی سوزن های ریزوتیـل اسـت کـه در آن نفوذ کرده اند . تورمالین و کانی های دیگر نیز به همین صورت به کـوارتز وارد می شوند . (شکل ۹)



شکل۹) نمونه هایی از کوارتز حاوی میانبار

کوارتز آونتورین پولکهای درخشانی از کانی های رنگین مثل هماتیت است به صورت میانباز یافت شوند به طوری کـه در برخی از بلورهای کوارتز ، دی اکسید کربن هم به صورت مایع و هم گاز دیده شده است. (شکل ۱۰)



شکل ۱۰) نمونه های تراش خورده آونتورین

کوارتز با هر سه منشاء آذرین، دگرگونی و رسوبی تشکیل میشود. کوارتزهای با منشا آذرین در مرحله ی گرمابی و هیدروترمال بصورت رگه هایی در درز و شکافها با سرد شدن محلول اشباع از SiO2 رسوب میکند. محلولهای هیدروترمال با توجه به درجه حرارتی که دارد کانی های معینی را تشکیل می دهند.

هرچه کانی از محلولهای با درجه حرارت بالاتری تبلور یافته باشد در فاصله نزدیکتری نسبت به ماگما قرار دارد. تشکیل ذخایر هیدروترمال بهوجود محلولهای کانه زا، وجود درز و شکاف در سنگهای میزبان، بودن محلهایی برای تهنشینی





کانیها، انجام واکنش شیمیایی بین سیال وسنگ میزبان و سرد شدن به همراه افت فشار نیازمند است (کریم پور، 1377).کوارتز و فلدسپار از کانیهای متداول رگه های هیدروترمال هستند. در صورت بالا بودن مقدار سلیس محلول در سیال بلورهای ریز کوارتز تشکیل کانی عقیق را میدهد و با کم شدن این مقدار بلورهای درشت کوارتز همانند آمتیست تشکیل می شود (قربانی، 1382).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

کوارتزهای گوهری در پگماتیها نیز یافت می گردند. پگماتیتها دایکهای دانه درشتی هستند که معمولاً ترکیب گرانیتی دارند. اکثر ماگمای گرانیتی سرشار از سیال،غنی ازعناصری هستند که در طی تبلور یک پلوتون وارد کانیهای تشکیل دهنده سنگ نشده اند B.RFrostandC.DFrost.(2014, این سنگها معمولاً مرتبط با گرانیتها و سینیتها می باشند، اما پگماتیتهای گابرویی نزدیک حواشی تودههای نفوذی مافیک نیز یافت می شوند.

با توجه به مطالعات انجام گرفته پیرامون سنگهای آذرین و دگرگونی اطراف همدان می توان گفت پگماتیتها و رگه های حاوی کوارتز در اغلب نقاط فاقد پتانسیل گوهری بوده ولی در برخی مناطق بلورهای بیرنگ وشفاف کوارتز هم بصورت تمام شکل در درزه ها وحفرات شکل گرفته وهم بصورت توده ای وبی شکل بوجود آمده اند. نمونه های شفاف که در اصطلاح گوهر شناسی در کوهی نامیده می شود اغلب در شیستها که درجه دگرگونی بیشتری متحمل شده اند دیده می شوند. این نمونه ها در فیلیت ها واسلیت ها کمتر وجود دارند. در اسیلت ها نمونه هایی که یافت شدند بیشتر بصورت تمام شکل در حفرات رگه های سیلیسی دیده می شوند.ولی عموما در شیستها فاقد شکل بلورین بوده ولی با مقدار بیشتر و اندازه های بزرگتر دیده می شوند. در اسلیت ها بورهای با ابعاد چند میلیمتر تا ۶ سانتیمتر دیده می شود. در شیستها کوارتزهای به اندازه دسیمتر هم یافت گردید که قسمت عمده آن بصورت بی رنگ وشفا ف دیده می شد. در برخی مقاط به اندازه دسیمتر هم یافت گردید که قسمت عمده آن بصورت بی رنگ وشفا ف دیده می شد. در بورت تمام بندرت بلورهای بی رنگ وشفاف یافت شده وقسمت عمده کوارتز به صورت کوارتز شیری ودر برخی نقاط بورت کوارتز دودی مشاهده می شود.(شکل ۱۱)



شکل ۱۱)نمونه های راف کوارتز بی رنگ وشفاف منطقه

ارزش گوهری در کوهی با توجه به شفافیت و زیبایی که دارد برای استفاده در زیورآلات مورد توجه قرار میگیرد. در کوهی را به شکل مهره ها، شکل داده شده، برش خورده و به فرم اشکال گوناگون میتوان تراش داده و در نگین انگشتری یا سایر زیورآلات استفاده نمود، همچنین با توجه به سیستم تبلور این کانی، بدون تراش نیز میتوان از این کانی در زیورآلات استفاده کرد(.شکل ۱۲)



شکل ۱۲)نمونه های تراش خورده در کوهی که در ساخت زیور آلات استفاده شده

نمونه های یافت شده از منطقه مورد مطالعه کیفیتی منحصر به فرد داشته و بعد از برش به ابعاد کوچکتر جهت حذف شکافها وترکهای موجود، بصورت نگین تراش کابوشن خورده اند. نمونه های تراش خورده در اندازه های متفاوت از ۵ میلیمتر تا ۳ سانتیمتر دیده می شوند.شکل۱۳)



شکل ۱۳) نمونه های تراش خورده در کوهی

نتیجه گیری:

سنگهای آذرین و سنگهای دگرگونی اطراف همدان سرشار از رگه های حاوی کوارتز می باشد. این رگه ها هم بصورت کوارتز تنها هم بصورت کوارتز فلدسپاتیک وهم بصورت پگماتیت که حاوی کانیهای متنوعی می باشد دیده می شود. کوارتز موجود عمدتا به شکل کوارتز شیری ودر برخی مناطق به صورت کوارتز بیرنگ وشفاف ، کوارتز دودی وکوارتز گلی متبلور گردیده است. کوارتز بی رنگ وشفاف که به عنوان در کوهی در بازار سنگهای قیمتی شناخته می شود اغلب در سنگهای دگرگونی درجه بالا (شیستها) دیده می شود. در فیلیت ها واسلیتها این کوارتز رنگ شیری بخود گرفته وعملا کاربرد جواهری ندارد. ولی در برخی حفرات و شکافهای این گونه سنگها، بلورهای تمام شکل کوارتزبی رنگ وشفاف خودنمایی می کند. استفاده از در کوهی در جواهرات به عنوان نگین انگشتر، گردنبند ، دانه های تسبیح و... امری مرسوم می باشد. سرمایه گذاری واستفاده از منابع معدنی منطقه مستلزم مطالعه جامع و کاملی ازمنابع موجود بوده واین

**منابع فارسی :** قشلاقی، ر ،قربانی،م ، شواهد کلیدی اکتشاف گوهرهای خانواده بریل با استفاده از مطالعه پگماتیتهای ایران، سومین همایش بلور شناسی وکانی شناسی ایران،۱۳۹۵ احمدی بنکدار، س، احمدی، ع، ۱۳۹۲تر کیب تورمالین در پگماتیتهای چاه رویی، جنوب غربی نهبندان، مجله بلورشناسی وکانی شناسی ایران، شماره .۵

احمدی خلجی، الف.، طهماسبی، ز ۱۳۹۴ شیمی کانی گارنت در پگماتیتها و سنگهای دگر گونی منطقه همدان، مجله زمین شناسی اقتصادی، جلد ،۷شماره ،۲صفحه .



## **References:**

Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A.A., Shang, C.K., Vousoughi Abedini, M.,
2010. Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism. Journal of Asian Earth Sciences 39, 668–683.
Stocklin, J., 1968. Structural History and Tectonic of Iran: A Review. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull; 52, 1229-1258





# ژئوشیمی و تعیین محیط زمینساختی پریدوتیتهای مجموعه افیولیتی خوی (شمالغرب ایران)

حمیده پور کریمی سراسکانرود، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی تهران (poorkarimi.h@gmail.com) ایمان منصف، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان، زنجان، کدپستی ۴۵۱۳۷-۴۵۱۳۷، ایران (<u>iman.monsef@iasbs.ac.ir)</u> محمد رهگشای، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران (m-rahgoshay@sbu.ac.ir) حمید کریم زاده، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران (hamidkarimzadeh73@yahoo.com)

#### چکیدہ:

پریدوتیتهای گوشتهای از عمده سنگهای تشکیل دهنده مجموعه افیولیتی خوی در شمال غرب ایران است. پریدوتیتهای این مجموعه افیولیتی بیشتر از نوع دونیتها و هارزبورژیتها است. همچنین، کانیهای اصلی تشکیل دهنده این پریدوتیتها شامل الیوین، ارتوپیروکسن، کروم-اسپینل و مقدار بسیار اندکی کلینوپیروکسن (با مقادیر مدال کمتر از ۵ درصد حجمی) هستند. با توجه به نتایج حاصل از بررسیهای الکترون مایکروپروب ترکیب شیمیایی الیوینها، ارتوپیروکسنها و کلینوپیروکسنها به ترتیب از نوع فورستریت (عدد فورستریت=۸۰،۹ تا ۹۰/۹۴)، انستاتیت (عدد استاتیت=۸۸،۹ تا ۸۹/۹ و دیوپسید (عدد انستاتیت=۱۴۷/۹) است. بعلاوه، ترکیب شیمیایی کروم-اسپینلها عمدتا از نوع کروم-بالا (عدد کروم=۲/۰ تا ۱۹۶۰) است. بر پایه ترکیب شیمیایی کروم-اسپینلها عمدتا از نوع تشخیص بوده که نشان دهنده محیط تکتونیکی حوضه های حاشیهای پهنه فرافرورانشی در تشکیل این نمونه ها است. **کلید واژه ها: پریدوتیتهای گوشتهای، پهنه فرافرورانشی، افیولیت خوی، شمال غرب ایران** 

## Geochemistry and tectonic setting of Khoy ophiolite peridotites (NW Iran)

Hamideh Poorkarimi Saraskanrood, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (poorkarimi.h@gmail.com) Iman Monsef, Department of Earth Sciences, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences (IASBS), Zanjan 45137-66731, Iran (iman.monsef@iasbs.ac.ir) Mohammad Rahgoshay, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (mrahgoshay@sbu.ac.ir) Hamid Karimzadeh, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

(hamidkarimzadeh73@yahoo.com)

#### Abstract:

Mantle peridotites constitute the major component of the Khoy ophiolite complex in the northwest of Iran. The peridotites of Khoy complex are mostly composed of dunites and harzburgites. Also, the primary minerals of peridotites are olivine, orthopyroxene, Cr-spinel, and less amounts of clinopyroxene (<5% vol.). According to electron micro-probe analyzer (EMPA) data, olivine (Fo=90.48-04.09), orthopyroxene (En=88.9-89.9) and clinopyroxene (En=47.61) are forsterite, enstatite and diopside in composition, respectively. Additionally, Cr-spinel mineral chemistry is mostly high-Cr (Cr#=0.24-0.64). Based on mineral chemistry, it is obvious that there are two types of fore-arc and abyssal peridotites, which formed within marginal basin related to supra-subduction-zone setting.







Keywords: Mantle peridotites, supra-subduction-zone, Khoy ophiolite, NW Iran

#### مقدمه:

از کانیهای کروم اسپینل موجود در پریدوتیتها، به دلیل مقاومتی که در برابر دگرسانی از خود نشان میدهند، می توان به عنوان شاخصهای پتروژنتیکی به منظور تعیین محیط تکتونیکی تشکیل دهنده لیتوسفر اقیانوسی استفاده کرد(..Ismail et al 2010). همچنین، شیمی کانی های کروم اسپینل و کانی های سیلیکاته همراه آن ها در پریدوتیت ها می تواند در تعیین ترکیب مذاب مادر این سنگها، جایگاه زمین ساختی، درصد ذوب بخشی، میزان فو گاسیته اکسیژن (fOr) و واکنش مذاب با سنگ منشا به کار برده شود (Grieco et al. 2012). کمیلکس افیولیتی خوی به عنوان بخشی از افیولیت های کمربند افیولیتی تتیس در دوران مزوزوئیک در شمالغرب استان آذربایجانغربی قرار گرفته که تا افیولیتهای آناتولی در ترکیه ادامه می یابد. بطور کلی، بر اساس نتایج سن سنجی K40/Ar40، کمپلکس افیولیت خوی به دو بخش با مشخصات متفاوت تقسیم می شود (Khalatbari-jafari et al., 2003): ۱- مجموعه افیولیتی شرقی و دگرگون شده که آمفیبولیتهای آن سن ژوراسیک زیرین را نشان میدهند و ۲- مجموعه افیولیتی غربی و غیر دگرگونی که سن کرتاسه بالایی را دارا می باشند. چندین غلاف کرومیتی که میزبان آنها دونیت و هارزبورژیت آلتره شده میباشند، در هردو بخش قابل مشاهده است. مجموعه افیولیتی شرقي داراي روند شمال باختري - جنوب خاوري بوده و مرز شمال شرقي اين مجموعه با حاشيه بلوك ايران مركزي دارای مرز گسلی می باشد. همچنین، مرز غربی مجموعه افیولیتی شرقی بر روی واحد های فلیش توربیدیتی رانده شده است. مجموعه افیولیتی خوی شرقی دارای واحدهای تکتونیکی گستردهای بوده که عمدتا شامل پریدوتیتهای سرپانتینیتی و متاگابروها می باشد. واحدهای پریدوتیتی در بخش مرکزی مجموعه شرقی دیده شده که شامل توالی گوشتهای باقیمانده همراه با تغییر شکل های خمیری درجه بالا می باشند. مناطق مورد مطالعه به عنوان بخشی از کمیلکس افیولیتی خوي بوده که حاوي ذخاير کروميتيت ارزشمندي مي باشند (شکل ۱).



شکل ۱: نقشهی زمین شناسی مجموعه افیولیتی خوی بر گرفته از نقشه های ۱:۱۰۰۰۰۰ خوی و دیزج ( Amini ; Amini ) شکل ۱: نقشهی (et al., 1993





## روش تحقيق:

بررسیهای صحرایی مناطق مورد مطالعه با تمرکز بر روی پریدوتیتهای مجموعه افیولیتی خوی مورد نمونه برداری قرار گرفت. همچنین، به منظور بررسیهای میکروسکوپی و سنگ شناختی، از نمونههای پریدوتیتی مقاطع نازک و نازک پالیش تهیه شده است. سپس، مقاطع نازک پالیش توسط دستگاه میکروپروب در مرکز تحقیقات میکرو سوند برست فرانسه مورد آنالیز قرار گرفت.

# سنگ نگاری وکانه نگاری:

سنگهای الترامافیک نظیر هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت، پیروکسنیت و سرپانتینیت مربوط به لیتوسفر گوشته ای اقیانوسی می باشند که بصورت مجموعه های افیولیتی به سطح زمین می رسند. نمونههای پریدوتیتی جمع آوری شده ازمناطق قشلاق و کلوانس عمدتا شامل هارزبورژیت ها ودونیت های سرپانتینیزه شده هستند. نمونههای هارزبورژیتی بافت پورفیرو کلاستیک را نشان می دهند که بخش های زیادی از الیوین های موجود در آنها سرپانتینی شده و بافت مشبک را ایجاد نموده است. ارتوپیروکسن های موجود در این سنگها به صورت پورفیرو کلاست نمایان هستند. این کانی ها در اغلب موارد در اثر دگرسانی به باستیت تبدیل شده است (شکل A2). ارتوپیروکسن ها دارای خاموشی موجی و ماکل مکانیکی یا کینک باند هستند که نشانگر تشکیل آنها در شرایط دما و فشار بالای گوشته ای است. بعضی از ارتوپیروکسن ها دارای تیغههای جدایشی از کلینوپیروکسن می باشند. این تیغه ها معمولا به موازات رخ ارتوپیروکسن ها قرار گرفته اند (شکل A2). این حاصل عمل اختلاط در پیروکسن های حاوی A3، و G4 می دانند. به صورتی که با کاهش تدریجی دما، یکنواختی شبکه های بلورین پیروکسن فقیر از Ca از پیروکسن غنی از Ca جا می شود. در این موقع بلورهای کلینوپیروکس به صورت تیغه هایی درون بلور ارتوپیروکسن در امتداد سطوح [۰۰] بلور شناسی جدا می شوند. نتیجه این فرآیند شکل گیری و تکامل تیغه های حران بیم افتیر از Ca از مولار می بلور شناسی جدا می شوند. نتیجه این فرآیند شکل گیری مورت تیغه های درون بلور ارتوپیروکسن در امتداد سطوح [۰۰] بلور شناسی جدا می شوند. نتیجه این فرآیند شکل گیری مورت تیغه های درون بلور ارتوپیروکسن در امتداد سطوح [۰۰] در ارتوپیروکسن های تغییر شکل یافته می باشد (. و تکامل تیغه های دونیتی دارای بافت اصلی گرانولار می باشد ولی به علت شدت سرپانیتی شدن بافت مشبک را نشان می دوند (شکل C۲).







# شکل ۲- A) هارزبورژیت با بافت پورفیرو کلاستیک و کانیهای الیوین، ارتوپیروکسن، کروم-اسپینل؛ B) ارتوپیروکسن با تیغههای جدایشی کلینوپیروکسن؛ C) دونیت با بافت مشبک وکانیهای الیوین و کروم اسپینل. کلیه تصاویر در نور XPL

## شیمی کانیها:

در الیوینهای مورد بررسی مقادیر فورستریت از ۹۰/۴۸ تا ۹۴/۰۹ در تغییر است. مقدار NiO آنها نیز در بین ۳۹/۰ تا ۳۷/۲ و در تغییرمیباشد. در پیروکسن ها مقادیر TiO<sub>2</sub> حدود ۰ تا ۲۰/۴ بوده و میانگین درصد وزنی Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> به ترتیب ۳/۵ و ۹/۰ میباشد. ترکیب ارتوپیروکسن ها مقادیر Moiیوده و میانگین درصد وزنی En<sub>88.9-89-0</sub> Fs<sub>9.23-9,32-9,48</sub> Wo<sub>1.02-1.5</sub> به ترتیب ۵/۳ و ۹/۰ میباشد. ترکیب ارتوپیروکسن ها مقادیر En<sub>47.61</sub> Fs<sub>4.15</sub> Wo<sub>1.02-1.5</sub> است که در محدوده انستاتیت قرار می گیرد. همچنین، کلینوپیروکسن ها با ترکیب Subar Tio از نوع دیوپسید میباشند. میانگین درصد وزنی Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> دار ۹/۰ (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) در کروم اسپینل های پریدوتیت های مورد بررسی به ترتیب برابر با ۳۵/۰۳، ۳۲/۷۳، ۲/۰۵، ۱/۰۶۰، ۴۲/۰۰، ۴۲/۰۰، ۹/۰۰ در و در در در در محدوده است.

## پتروژنز و تعیین محیط تکتونیکی:

پریدوتیتهای مرتبط با پوسته اقیانوسی، اطلاعات مهمی از فرآیند تولید ماگما (Seyler et al. 2002)، غنی شدگی فاز سیال (Dick, 1989) و فعل وانفعالات مذاب/ گوشته پس از خروج مذاب فراهم می کنند (Seyler et al. 2007)، شیمی کانیهای اصلی سنگهای پریدوتیتی افیولیت خوی بازتابی از ویژگیها و سنگزایی متفاوت آنهاست. این گوناگونی سنگزایی پریدوتیتهای نوع آبیسال تا پریدوتیتهای حوضههای فرافرورانشی متغیر است. در این بخش به تفسیر سنگزایی پریدوتیتهای نوع آبیسال تا پریدوتیتهای حوضههای فرافرورانشی متغیر است. در این بخش به تفسیر اسپینلهای با مقادیر به نسبت بالای ۲۳ با طیفی از ۲۸، تا ۸۰، نسبت به پریدوتیتهای فرافرورانش معمولاً به وسیله اسپینلهای با مقادیر به نسبت بالای ۲۳ با طیفی از ۲۸، تا ۲۰، نسبت به پریدوتیتهای نوافرورانش معمولاً به وسیله که این امر نشان دهنده اهمیت درجات ذوب بخشی بالا در پریدوتیتهای نوع فرافرورانش در مقایسه با پریدوتیتهای نوع آبیسال است. در پریدوتیتهای مورد بررسی همپوشانی میان اسپینلهای نوع قرافرورانش در مقایسه با پریدوتیتهای میان ۲۸، تا ۱۹۶۴ وجود دارد (شکل ۸۲). ترکیب کروم–اسپینل های پریدوتیتهای مناطق مورد پژوهش در نمودار در مقابل ۲۵یمالی ماری است. در باین گسترههای منوان اسپینلهای نوع آبیسال و فرافرورانش در قلمروی ۲۲ مهان ۲۰۲۰ تا ۱۹۶۴ وجود دارد (شکل ۸۲). ترکیب کروم–اسپینل های پریدوتیتهای مناطق مورد پژوهش در نمودار یر میان ۲۰۱۸ تا ۱۹۶۷ وجود دارد (شکل ۸۳). در کیب کروم ماسپینلهای نوع آبیسال و فرافرورانش در قلمروی ۲۵ میان ۲۰۱۸، تا ۱۹۶۷ وجود دارد (شکل ۵۳). در کیب کروم ماسپینلهای پریدوتیتهای مناطق مورد پژوهش در نمودار در مقابل دریدای دارد (شکل ۵۳). در در در منظقه بالای فرورانش (SSS) از پشته های میان اقیانوسی (MORB) ارائه می در مقابل ۱۹۵۵ می ماندان مین پریدوتیتهای منطقه بالای فرورانشی و مورب قرار می گیرند (شکل ۵۳). در نمودار می در مقابل ۱۹۵۸ (شکل ۵۳)، ایوینهای مورد مطالعه در مرز مشتر که پریدوتیتهای نوع آبیسال و نوع فرافرورانشی قرار می گیرند. همچنین، در نمودار #Mg در برایر SSS) را نشان می دهند (شکل ۵۳).





شکل ۳– A) نمودار #Mg در مقابل #Cr اسپینلهای پریدوتیتهای گوشته ای مجموعه افیولیتی خوی (Morishita et al. 2011). محدوده مشخص شده برای پریدوتیت و بونینیت افیولیت عمان از (Tamura and Arai, 2006). محدوده مشخص شده برای کمربند افیولیتی زاگرس از (Moghadam et al. 2013). B)نمودار در مقابل TiO2 اسپینلها محدوده مشخص شده برای پریدوتیتها از (Kamenetsky et al. 2001). C نمودار تغییرات Fo در برابر NiO الیوین محدوده مشخص شده برای پریدوتیتهای آبیسال و فرافرورانشی از (Sobolev et al. 2005). C) نمودار تغییرات Hg نسبت به TiO2 در ارتوپیروکسن ( Dhi et ا



#### **References:**

Amini, B., Radfar, J., Khalatbari, M., Behrudi, A., 1993. "Geological map of the Dizaj Quadrangle, Scale 1/100,000, Geological Survey of Iran."

مرتبط با يهنه فرافرورانشي تشكيل شده هستند.

Choi, S.H., Shervais, J.W., and Mukasa, S.B., 2008. "Supra-sub duction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite, California". Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 156, p. 551.

Dick, H. J. B., 1989. "Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism". In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society, London, Special Publications, 42: 71-105.

Grieco, G., Merlini, A. and Cazzaniga, A., 2012. "The tectonic significance of PGM-bearing chromitites at the Ranomena mine, Toamasina chromite district, Madagascar". Ore Geology Reviews 44, 70-81.

Hellebrand, E., Snow, J. E., Dick, H. J. B. & Hofmann, A. W., 2002. "Garnet-field melting and later-stage refertilization in -residualabyssal peridotites from the central Indian Ridge". Journal of Petrology 43: 2305-2338.

Ismail, S. A., Mirza, T. M. and Carr, P. F., 2010. "Platinum-group elements geochemistry in podiform chromitites and associated peridotites of theMawat ophiolite, northeastern Iraq". Journal of Asian Earth Sciences, V. 37, p. 31-41.

Kamenetsky, V. S, Crawford, A. J. and Meffre, S., 2001. "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks". Journal of Petrology 42, 655-671.

Khalatbari jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Emami, M.H., 2003. "Discovery of two ophiolite complexes of different ages in the Khoy area (NW Iran)". Geodynamics 335, 917–929.

Moghadam, H.S., Stern, R.J., Chiaradia, M., and Rahgoshay, M., 2013. "Geochemistry and tectonic evolution of the Late Cretaceous Gogher–Baft ophiolite, central Iran". Lithos, v. 168, p. 33–47.

Morishita, T., Tani, K., Shukuno, H., Harigane, Y., Tamura, A., Kumagai, H., and Hellebrand, E., 2011. "Diversity of melt conduits in the Izu-Bonin-Mariana forearc mantle: Implications for the earliest stage of arc magmatism". Geology, v. 39, p. 411–414.

Radfar, J., Amini, B., Behrudi, A., Khalatbari, M., 1993. "Geological map of the Khoy Quadrangle, Scale 1/100, 000, Geological Survey of Iran."

Seyler, M., Loarnd, J. P., Dick, H. J. B. & Drouin, M., 2007. "Pervasive melt percolation reactions in ultra-depleted refractory harzburgites at the Mid-Atlantic Ridge, 15° 20'N: ODP Hole 1274A". Contributions to Mineralogy and Petrology 153: 303-319.

Suhr, G., 1993. "Evolution of upper mantle microstructuer in the Table Mountaain massif (Bay of Islands ophiolite)". Journal of Structural Geology, 15, 1273-1292.







Tamura, A., and Arai, S., 2006. "Harzburgite–Dunite– Orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle". Lithos, v. 90, p. 43–56.

Uysal, I., Ersoy, E. Y., Dilek, Y., Kapsiotis, A. and Sarifakioglu, E., 2016. "Multiple episodes of partial melting, depletion, metasomatism andenrichment processes recorded in the heterogeneous upper mantle sequence of the Neotethyan Eldivan ophiolithe, Turkey". Lithos, V. 246-247, p. 228-245.





# مقایسه پترولوژیکی سنگهای نفوذی مرتبط با نئوتتیس در البرز غربی (منطقه جیرنده) با نمونههای مشابه در البرز شرقی (منطقه آهوان)

سیده سمیه تیموری، دانشجوی دکتری، مربی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه پیام نور Somayeh.teimouri@gmail.com

## چکیدہ:

دو منطقه جیرنده در البرز غربی و آهوان در البرز شرقی که مورد مطالعه این پژوهش هستند، در مجاورت با البرز مرکزی قرار می گیرند و مقایسه آنها به تناسب، ویژگیهای بارزی از زون البرز را بازگو می کنند. در این مناطق تودههای نفوذی بصورت استوکهای کوچکی در داخل سنگهای آتشفشانی و پیروکلاستیک میزبان نفوذ کردهاند و ترکیب بازیک تا حدواسط دارند. عمده کانیهای تشکیل دهنده این سنگها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین میباشند که عمدتا بصورت فنوکریستهای خودشکل تا نیمه شکلدار در زمینهای ریز بلور و گرانولار دیده میشوند. در بررسیهای ژئوشیمیایی این سنگها، روندهای نسبتاً مشابهای دیده میشود که ارتباط ژنتیکی ماگمای تشکیل دهنده سنگهای هر دو منطقه و تشکیل این سنگها را از طریق تبلور تفریقی اثبات مینماید. همچنین با توجه به نمودارهای عنکبوتی، وجود آلایش پوستهای مناطق فرورانش کمان ماگهایی در هر دو منطقه کاملاً محرز میباشد. قرارگیری نمونههای مورد مطالعه هر دو منطقه در محدوده مرزی بین سری کالکوآلکالن تا شوشونیتی، وجود آلایش با مواد پوستهای را اثبات مینماید. کلید واژه ها: سنگهای نفوذی، البرز غربی، البرز شرقی، نئوتتیس، تفریق ماگمایی، آلایش پوستهای

# Petrological comparison between intrusive rocks related to Neotethesis in western Alborz (Jirandeh region) with similar samples in the Eastern Alborz (Ahowan region)

S.Somayeh Teimouri, PhD candidate, Faculty member in Payame Noor University Somayeh.teimouri@gmail.com

## Abstract:

Two regions of Jirandeh in the western Alborz and Ahowan in the Eastern Alborz that study in this research are located abutment the central Alborz and Their comparison tells the characteristic features of the Alborz Zone. In these areas, intrusive bodies penetrate into the volcanic and pyroclastic rocks and have mafic to Intermediate composition. The most minerals in these rocks include plagioclase, clinopyroxene and olivine which are mainly seen as semi-shaped to self-shaped phonocrysts in fine-grained and granular context. In the geochemical studies of these rocks, there are relatively similar trends that observed which show the genetic relationship between magma forming of the rocks of both regions and formation of these rocks through differentiation. Also, according to the spider diagrams, the presence of crustal contamination in the magmatic arc subduction regions is quite obvious in both regions. The location of the studied samples in both regions in the boundary range between the calcalkaline series and the shoshonitic proves the presence of scattering with crustal contamination.

Keywords : Intrusive rocks, Western Alborz, eastern Alborz, Neotethis, differentiation, crustal contamination





#### مقدمه :

محدوده ی مطالعاتی در البرز غربی با ارتفاع متوسط ۲۲۰۰ متر از سطح دریاهای آزاد، در شمال غربی شهرستان قزوین در میان طولهای شرقی <sup>6</sup>4<sup>0</sup> <sup>6</sup>4 تا <sup>6</sup>۰۰<sup>0</sup> و عرضهای شمالی <sup>6</sup>۳۸<sup>0</sup> تا <sup>6</sup>۵<sup>0</sup> در نقشه زمین شناسی ورقه ۱/۱۰۰۰۰ جیرنده (قلمقاش، ۱۳۸۱) قرار دارد و بخشی از رشته کوههای البرز غربی را در مرز با البرز مرکزی در بر می گیرد. این منطقه دارای سری ضخیمی از نهشتههای پیرو کلاستیک و آتشفشانی ائوسن و همچنین سنگهای نفوذی احتمالاً الیگوسن می باشد که دارای تنوع سنگ شناختی زیادی بوده و از گابرو تا دیوریت را در بر می گیرند. منطقه مورد مطالعه در البرز شرقی در ۱۲ تا ۴۵ کیلومتری شمال – شمال شرق سمنان در بین طولهای جغرافیایی <sup>6</sup>۳۰ تا <sup>6</sup>۵۰ تا <sup>6</sup>۵۰ شرقی و عرضهای جغرافیایی <sup>6</sup>۳۲ <sup>60</sup> تا <sup>6</sup>۳۵ <sup>60</sup> شمالی و در تقسیم بندی واحدهای ساختاری ایران در انتهای زون البرز مرکزی شناسی گابرودیوریت، مونزو گابرو، مونزونیت، کوار تزمونزونیت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلاسپار گرانیت قطع شناسی گابرودیوریت، مونزو گابرو، مونزونیت، کوار تزمونزونیت، گرانودیوریت، گرانیت و آلکالی فلاسپار گرانیت قطع کردهاند. این توده های نفوذی دارای دو طیف ترکیبی ناپیوسته می باشند. در منطقه نوکه ترکیب تودها عمدتا گرانودیوریتی تا آلکالی فلدسپار گرانیتی است؛ در حالیکه در منطقه عطاری در شمال شرق سمان بیشتر توده ها که مورد بحث این مقاله می بشند دارای ترکیب گابرویی و مونزوگابرویی هستند. در این پژوهش سعی شده است علاوه بر تعیین ویژ گیهای سنگ شناختی و ژنوشیمیایی این سنگهای نفوذی در البرز غربی با تمرکز در منطقه جیرنده، چگونگی ارتباط آنها با توده های نفوذی مشاه در البرز شرقی مورد بررسی قرار گیرد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

# روش تحقيق:

## مواد و روشها

در البرز غربی، پس از برداشتهای صحرایی، با استفاده از روشهای آزمایشگاهی و مطالعات پتروگرافی، تعداد ۱۴ نمونه دگرسان نشده انتخاب و به منظور انجام آنالیز شیمیایی به روش ICP-MS به آزمایشگاه ALS-Chemex کشور کانادا ارسال شد. همچنین تعداد ۶ نمونه از تودههای نفوذی مورد مطالعه در البرز شرقی، که بعد از مطالعات صحرایی و پتروگرافی در آزمایشگاه ژئوشیمی ACME در کشور کانادا مورد آنالیز شیمی به روش ICP-MS قرار گرفت است؛ انتخاب شد. در نهایت با تلفیق دادههای صحرایی، آزمایشگاهی و مطالعات مقایسهای در هر دو منطقه، نگارش پژوهش فوق صورت گرفته است.

## زمینشناسی عمومی

مناطق مورد مطالعه در البرز غربی و البرز شرقی که هر دو در مجاورت با البرز مرکزی قرار دارند، به تناسب ویژگیهای بارزی از زون البرز را بازگو میکنند. شکل تودههای نفوذی در آنها بیشتر به صورت سیل و استوکهای کوچک تا



متوسط است. این تودههای نفوذی در داخل سنگهای میزبان (آذرآواریها و سنگهای آتشفشانی ائوسن) رخنمون دارند و از نظر سنی به بعد از ائوسن پایانی و احتمالاً فاز کوهزایی پیرنه مرتبط میباشند (ولیزاده و همکاران، ۱۳۸۶). گستردهترین تودههای نفوذی مورد مطالعه در البرز غربی را مجموعهای از استوکهای گابرویی کوچک تا متوسطی تشکیل میدهند که در شمال شرق جیرنده، در شمال روستای کلیشم، یک مساحت ۶ تا ۸ کیلومتر مربع را در بر می گیرند. این سنگها در داخل سنگهای میزبان دگرسانی همبری نسبتاً وسیعی را ایجاد نمودهاند. محدوده مورد مطالعه در البرز شرقی دارای تودههای نفوذی با ترکیب الیوین گابرویی و دیوریتی بصورت پراکنده و نامنظم میباشند که در گردنه آهوان در اطراف روستاهای ابراهیم آباد، علی آباد چاشتخوران و در کنارههای جاده سمنان – دامغان در داخل آتشفشانیها و آذرآواریهای ائوسن رخنمون دارند.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

والكلوسام فدراسان فم

عمدهترین بلورهای موجود در سنگهای گابرویی منطقه جیرنده را کانیهای پلاژیو کلاز، پیروکسن و الیوین تشکیل می دهند که اکثراً به صورت فنو کریست در یک زمینه ریز بلور و گرانولار قرار می گیرند. پلاژیو کلازها هم به صورت فنو کریست و هم بهصورت میکرولیتهای ریز در زمینه سنگ دیده می شوند (شکل ۱). فنو کریستهای پیروکسن در سنگهای گابرویی عمدتاً از نوع تیتان اوژیت می باشند و به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار بوده و دارای ماکل دوتایی، تکراری و حاشیه واکنشی هستند (شکل ۲). الیوین غالباً به صورت فنو کریستهای شکل دار بوده و دارای ماکل دوتایی، و دارای لبههای گرد شده، خلیج خوردگی (شکل ۳) و بافت اسکلتی (شکل ۴) هستند. کانیهای اصلی الیوین گابروهای مورد مطالعه در البرز شرقی، پلاژیو کلاز، پیروکسن و الیوین می باشند. کلریت، اپیدوت و سریسیت نیز کانیهای ثانویه موجود در این سنگها را تشکیل می دهند. سنگهای دیوریتی مورد مطالعه در البرز غربی، عمدتاً پورفیری بوده و پلاژیو کلاز، کلینوپیروکسن، بیوتیت، آمفیبول و فلدسپات آلکالن کانیهای اصلی اینز او ژیت بوده و داراغلب موارد، دگرسانی شدیدی را متحمل شدهاند (شکل ۵). کلینوپیروکسن ها بیشتر از نوع اوژیت و تیتان اوژیت بوده و تشکیل می دهند و در آنها منطقهبندی خفیفی دیده می شود (شکل ۶). دیوریتهای مورد مطالعه در البرز غربی، عمدتاً پر فرفیری بوده و بلاژیو کلاز، کلینوپیروکسن، پلاژیو کلاز، پیروکسن و الیوین می باشند. کلریت، اپیدوت و سریسیت نیز کانیهای ثانویه موجود در این سنگه مار ا تشکیل می دهند. سنگهای دیوریتی مورد مطالعه در البرز غربی، عمدتاً پورفیری بوده و بال در اغلب موارد، دگرسانی شدیدی را متحمل شده داند (شکل ۵). کلینوپیروکسن ها بیشتر از نوع اوژیت و تیتان اوژیت بوده و تشکیل می دهند و در آنها منطقهبندی خفیفی دیده می شود (شکل ۶). دیوریتهای مورد مطالعه در البرز شریما خوشکی را بافت دانه ای نیمه شکل دار مشکل از پلاژیو کلاز و پیروکسن هستند. همچنین بافتهای اینترگرانولار و افتیک نیز در رخساره موای حاشی آنها دیده می شود.



شکل ۱- سریسیتی شدن بلورهای پلاژیو کلاز در سنگ-های گابرویی (XPL)



شکل ۲- ماکل دوتایی و منطقه بندی در فنوکریست کلینوپیروکسن در سنگهای گابرویی (XPL).









شکل ۴ - تصویری از یک بلور الیوین با بافت اسکلتی

در سنگهای گابرویی (XPL).



شکل ۶- تصویری از بلورهای نسبتاً خودشکل کلینوپیروکسن در سنگهای دیوریتی (XPL).



شکل ۵- بلور پلاژیو کلاز با ماکل پلیسنتتیک و سریسیتی زاسیون در سنگهای دیوریتی (XPL)

# شیمی سنگ

به منظور بررسی دقیق تر وضعیت ژئوشیمیایی سنگهای نفوذی منطقه مورد مطالعه در البرز غربی و مقایسه آنها با نفوذی -های منطقه آهوان در البرز شرقی، از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به SiO2 ((mکل P)) استفاده شده است (شکل ۷). در این نمودارها، در بررسی روند تغییرات Sr در مقابل SiO2، نمونه های منطقه مورد مطالعه از گابروها به سمت مونزودیوریت ها یک روند افزایشی نشان می دهد که این روند صعودی در سنگهای آهوان از شدت بیشتری برخوردار بوده و درصد Sr موجود در آنها نسبت به سنگهای منطقه جیرنده در البرز غربی بسیار بالا می باشد. روندهای صعودی در نمودارهای U و Th در مقابل SiO2 نیز به خوبی قابل مشاهده است که نقش تفریق ماگمایی را در تشکیل واحدهای سنگی منطقه تایید می نماید. در نمودار تغییرات عنصر ساز گار V در مقابل SiO2، روند نزولی مشاهده می شود. روند نزولی این منطقه تایید می نماید. در نمودار تغییرات عنصر ساز گار V در مقابل SiO2، روند نزولی مشاهده می شود. روند نزولی این منطقه تاید می نماید. در نمودار تغییرات عنصر ساز گار V در مقابل SiO2، موند نزولی مشاهده می شود. روند نزولی این مشهود می با کاهش کانی های آهن و منگنز از سنگهای گابرویی به سمت سنگهای اسیدی تر که در مطالعات کانی شناسی مشهود می با در این این SiO2 افزایش می باد. این عنصر می تواند جانشین پتاسیم شود و اغل در کانی های پتاسیم دار ماند مشهود می با در این در این این این عنصر می تواند جانشین پتاسیم شود و اغلب در کانیهای پتاسیم دار ماند مشهود می با در آن هاد پی آنی های کند. این عنصر می تواند جانشین پتاسیم شود و اغلب در کانیهای پتاسیم دار ماند مسکویت، بیوتیت و پتاسیم فلدسپات، تمرکز می یابد. با توجه به روندهای نسبتاً مشابه در نمونه های منطقه جیرنده و آهوان،



می توان به وجود خویشاوندی و ارتباط بین ماگمای تشکیل دهنده سنگهای هر دو منطقه پی برد و به تشکیل این سنگها از طریق تبلور تفریقی اذهان داشت.



شکل ۷- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به2SiO. در این نمودارها، عناصر Sr، V، روندهای کاهشی و عناصر U، Th، U روندهای افزایشی در مقابل SiO₂ نشان میدهند.

در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت تامپسون (۱۹۸۲)، الگوی موازی تغییرات عناصر کمیاب (شکل ۸) ناشی از وجود یک منشأ ماگمایی واحد و تحول آن از طریق تبلور تفریقی است (Wilson,1989). نمونههای مورد مطالعه در هر دو منطقه، از عناصر ناسازگار K، La و Rb غنی شدگی نشان میدهند. Th در سنگهای منطقه جیرنده پراکندگی نسبتاً بارزی را نشان میدهد که میتواند ناشی از تأثیر آلایش پوستهای و همچنین دگرسانی و تحرک بالای این عنصر در سنگهای مافیکتر باشد. این در حالی است که در نمونه های مورد مطالعه در منطقه آهوان تهی شدگی شدیدی در نسبتهای Th مشاهده میگردد که این امر میتواند بازگوکننده منشأ غنی شده ماگمای بازیک و همچنین آلایش شدید پوستهای Th مشاهده میگردد که این امر میتواند بازگوکننده منشأ غنی شده ماگمای بازیک و همچنین آلایش شدید پوستهای آن باشد. غنی شدگی ترجیحی از Sr و P و همچنین آنومالی منفی Mb (AD) این در نمونههای مورد مطالعه در منطقه آهوان، نقش گسترده آلایش پوستهای در این منطقه را تأیید مینماید.





شکل ۸ – نمودار عنکبوتی چند عنصری بهنجار شده نسبت به کندریت (تامپسون، ۱۹۸۲). الف- نمودار مربوط به نمونههای نفوذی منطقه جیرنده ب- نمودار مربوط به سنگهای نفوذی منطقه آهوان

در نمودارهای نسبت- نسبت عناصر کمیاب (Pierce, 1982) نمونههای مورد مطالعه در محدوده مرزی بین سری کالکوآلکالن تا شوشونیتی و بیشتر در میدان شوشونیتی قرار می گیرند (شکل ۹). علت تغییر ماهیت این سنگها از کالکوآلکالن به شوشونیتی را میتوان آلایش با مواد پوستهای دانست. به طور کلی در کمان ماگمایی زون ایران مرکزی و البرز، از جنوب به شمال و در امتداد عمود بر کمان ماگمایی ایران مرکزی، میزان K در سنگهای ماگمایی افزایش مییابد، به طوری که تغییر ماهیت آنها از کالکوآلکالن به سمت شوشونیتی در زون البرز به خوبی محرز میباشد. این امر به افزایش عمق زون فرورانش و منشأ ماگما و ضخامت پوسته قارهای روی آن و در نتیجه افزایش امکان آلایش و هضم پوسته مرتبط میباشد. همچنین با افزایش عمق فرورانش، ذوب کانیهای حاوی پتاسیم مانند فلوگوپیت، آمفیبول و پاراگازیت، موجب افزایش پتاسیم در ماگما می گردد (تیموری، ۱۳۸۹).



شکل ۹ - نمودارهای نسبت- نسبت عناصر کمیاب Th/Yb و Ce/Yb در مقابل Ta/Yb (پیرس، ۱۹۸۲).

به منظور بررسی ویژگیهای تکتونوماگمایی و خصوصیات ژئوشیمیایی نمونههای سنگی در هر دو منطقه مطالعاتی در البرز غربی و البرز شرقی، فراوانی عناصر کمیاب نمونههای مورد مطالعه در هر دو منطقه را در نمودار عنکبوتی سان و مک دونوف (۱۹۸۹)، بررسی مینماییم (شکل ۱۰). در هر دو نمودار، غنی شدگی از EREE و تهی شدگی از HREE قابل مشاهده است. همچنین آنومالی مثبت Pd در این نمونهها، و بالا بودن مقادیر U، Tf و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (مانند Ba مثاهده است. همچنین آنومالی مثبت Pd در این نمونهها، و بالا بودن مقادیر U، Tf و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (مانند pd)، در هر دو نمودار نشان میدهد که ماگمای سازنده ی این سنگها در طی صعود و جایگزینی متحمل آلایش پوسته ای شده است. شدت آنومالی مثبت Pd در نمونههای مورد مطالعه در البرز غربی، می تواند ناشی از تأثیر آلایش پوسته ی مقادیر سرب بالا در این سنگها باشد. تهی شدگی عناصر Md و Tf که در هر دو منطقه دیده می شود، از خصوصیات بارز ماگماهای کمان مناطق فرورانش (Wilson, 1989) است. آنومالی منفی Md می تواند در ارتباط با فرآیندهای پتروژنتیکی نظیر مشارکت پوسته قارهای (2006, 2001) و آلایش پوسته ای (Reichew, 2004) در سنگهای منطقه باشد. از آنجا که عناصر LL مانند LL مانند پلاژیو کلاز،



پیروکسن و کانی های ایک قرار بگیرند، بنابراین هر گونه افزایشی در عناصر یاد شده و هر تغییری در مقادیر آن ها، می تواند ناشی از آلودگی پوسته ای در ماگمای تشکیل دهنده سنگ ها باشد (Furman, 2007). بر این اساس می توان سنگ های سنوزوئیک ایران در ناحیه البرز را تحت تأثیر ذوب بخشی لیتوسفر قاره ای دانست که در نتیجه فرورانش دچار متاسوماتیسم شده اند (Prelevic et al., 2012 ، Altunkaynak et al., 2012 ،



شکل ۱۰- نمودار عنکبوتی سان و مکدونوف (۱۹۸۹) در سنگهای منطقه جیرنده (الف) و آهوان (ب)

## نتیجه گیری:

منطقه جیرنده در البرز غربی و منطقه آهوان در البرز شرقی در مجاورت با البرز مرکزی قرار می گیرند و ویژگیهای نسبتا مشابهی از سنگهای نفوذی بازیک تا حدواسط را در زون البرز بازگو می کنند. اصلی ترین کانیهای تشکیل دهنده در سنگهای نفوذی مورد مطالعه شامل پلاژیو کلاز، کلینوپیروکسن و الیوین میباشند که عمدتاً بصورت فنو کریستهای خودشکل تا نیمه شکل دار در زمینه ای ریز بلور و گرانولار دیده می شوند. روند ژئو شیمیایی نسبتاً مشابه این سنگها که در نمودارهای عنکبوتی و نمودارهای تغییرات بخوبی قابل مشاهده است، ارتباط ژنتیکی ماگمای تشکیل دهنده آنها را بوضوح نشان می دهد و همچنین تشکیل این سنگها را از طریق تبلور تفریقی و آلایش با مواد پوسته ای اثبات می نماید بطوری که می توان می توان سنگهای سنی و سنی در ناحیه البرز را تحت تأثیر تفریق ماگمایی و سپس ذوب بخشی لیتوسفر قارهای دانست.

## منابع فارسى:

تیموری، س.، ۱۳۸۹. پترولوژی و تحلیل رخسارههای آتشفشانی جنوب جیرنده، شرق لوشان، شمال غرب قزوین، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۸۶. ولیزاده، م.و.، عبدالهی، ح.ر.، و صادقیان، م.، (۱۳۸۶) "بررسی زمین شناختی تودههای نفوذی عمده البرز مرکزی" فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، شماره ۶۷، ص ۱۹۷–۱۸۲



#### **References:**

Altunkaynak, S., Diley, Y., Genc, C. S., Sunal, G., Gertisser, R., Furnes, H., Foland, K. A., Yang, J. (2012) Spatial, temporal and geochemical evolution of Oligo-Miocene granitoid magmatism in western Anatolia, Turkey. Gondwana Research 21: 961-986

Ersoy, E. Y., Helvaci, C. and Palmer, M. R. (2012b). Petrogenesis of the Neogene volcanic units in the NE-SW-trending basins inwestern Anatolia, Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 163: 379-401.

Furman, T. (2007) Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. Journal of African Earth Sciences 48, pp. 147-160.

Furman, T. (2007) Geochemistry of East African Rift basalts: An overview. Journal of African Earth Sciences 48, pp. 147-160.

Harker, A., (1909) "The natural history of igneuse rocks" Methuen & Co Publications. London, 384p.

Pearce, J. A., (1982) "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries" John Wiley and Sons, U.K., pp. 525–548.

Prelević, D., Akal, C., Foley, S., Romer, R., Stracke, A. and Van Den Bogaard, P. (2012) Ultrapotassic mafic rocks as geochemical proxies for post-collisional dynamics of orogenic lithospheric mantle: the case of southwestern Anatolia, Turkey. Journal of Petrology 53: 1019-1055.

Reichew, M.K., Saunders, A. D., White, R. V. and Al MUkhamedov, A.I. (2004). Geochemistry and Petrogenesis of Basalts from the West Sibrian Basin:an extention of the Permo-Triassic Sibrian Traps. Lithosphere Vol.79, pp. 425-452.

Sun S.S. and McDonough W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders A.D., and Norry M.J. (editors), Magmatism in oceanic basins. Geol. Soc. London. Spec. Pub. No. 42, pp. 313-345.

Thompson R. N. (1982) "British Tertiary volcanic province" J. Geology Vol.18, pp. 49-107.

Wilson, M. (1989) "Igneous Petrogenesis" Unwin Hyman, London. 466pp





چکیدہ :

# مطالعه دگرگونی پسرونده در سنگ های میگماتیتی منطقه همدان ♦♦♦♦♦♦♦

سیده راضیه جعفری، دکترای پترولوژی، مربی، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، ایران، <u>aasepahi@gmail.com</u> علی اصغر سپاهی، دکترای پترولوژی، استاد دانشگاه بوعلی سینا، <u>aasepahi@gmail.com</u> حسین شهبازی، دکترای پترولوژی، استادیار دانشگاه بوعلی سینا، <u>shahbazi.h@gmail.com</u> محسن موذن، دکترای پترولوژی، استاد دانشگاه تبریز، <u>mmazzen@yahoo.co.uk</u>

## **\$\$\$\$**

میگماتیت های همدان در یک منطقه پلی متامورفیسم گسترش دارند. یک دگرگونی ناحیه ای و دو دگرگونی مجاورتی توسط توده های فلسیک و مافیک در منطقه اتفاق افتاده است. به علاوه وقایع دگرگونی دینامیک در اثر عملکرد گسلها و روراندگیها و دگرسانی هیدروترمال نیز در آنها دیده می شود. شواهد صحرایی، پتروگرافی و شیمیایی نشان می دهند، نسل های مختلف کانی ها در اثر واکنش های دگرگونی متعدد در فرایندهای پیشرونده یا پسرونده، در کنار هم یا دور از هم هسته بندی و رشد نموده اند. دگرگونی پسرونده در میگماتیت های منطقه منجر به تشکیل کانی هایی نظیر مسکویت های ثانویه، کلریت های برگشتی، استارولیت های نسل دوم و بیوتیت های نسل دوم گردیده است. در برخی موارد نیز موجب تغییر روند افزایش و کاهش عناصر در زونینگ گارنت ها شده است. شواهد دما- فشار سنجی این سنگ ها با استفاده از نرم افزار ترموکالک و GPT با محدوده دمایی ۶۰۰ تا ۹۸۰ درجه ساتی گراد و فشارهای ۳ تا ۲۸۹ کیلوبار برای دگرگونی پیشرونده و محدوده دمایی ۵۰۰ تا ۹۰۰ در جه ساتی گراد و فشارهای ۳ تا ۹۸۹ کیلوبار پسرونده منطبق است.

## Study of retrograde metamorphism in Migmatitic rocks of Hamedan area

Seyedeh Razieh Jafari, Ph.d in Petrology, <u>razie jafari2004@yahoo.com</u> Ali Asghar Sepahi, Professor of Petrology, <u>aasepahi@gmail.com</u> Hossein Shahbazi, Ph.d in Petrology, <u>shahbazi.h@gmail.com</u> Mohsen Moazzen, Professor of Petrology, Tabriz University, <u>mmoazzen@yahoo.co.uk</u>

## Abstract:

Hamedan migmatites has been developed in a poly-metamorphic region. At least one regional metamorphism and two contact metamorphism by mafic and felsic intrusions occur in the area. In addition dynamic metamorphic events due to faults and overthrusts and hydrothermal alteration can be seen. Field evidence, petrography and chemical evidence suggests that various generations of minerals have been nucleated and grown from several metamorphic reactions in advanced processes or retrograde the process. Retrograde



metamorphism has led to formation of retrograde muscovite, retrograde chlorite, second-generation of staurolite and second-generation of biotites. In some cases, the process of increasing and decreasing the elements in the zoning of garnets has also changed. Evidence of thermobarometry of these rocks using at Thermocalc and GPT software is temperature range of 600 to 680 °C and pressures of 3 to 3.9 kb for progressive metamorphism and temperature range of 430 to 520 °C and pressures of 2.2 to 1.7 Kb corresponds to the retrograde metamorphism.

#### 

مقدمه :

منطقه همدان به واسطه دارا بودن تنوع ليتولوژيكي فراوان همواره مورد توجه زمين شناسان مخلف بوده است. اين منطقه بخشی از زون ساختاری پلوتونیک- دگرگونی موسوم به زون سنندج- سیرجان است؛ علوی (۲۰۰۴) زون سنندج-سیرجان را جزئی از کوهزاد زاگرس دانسته و آنرا زون زاگرس فلس مانند نامیده است. سنگ های آذرین منطقه از انواع مختلف بازیک (گابرو) و حدواسط (دیوریت) تا اسیدی (انواع گرانیتوئید ها) تغییر می کند. مهمترین پدیده آذرین منطقه توده پلوتونیک الوند است که در چندین مرحله انواع مختلف ماگماهای بازیک تا اسیدی در آن تزریق گشته است (سیاهی، ۱۳۷۸). شهبازی و همکاران (۲۰۱۰) سن سنگ های پلوتونیک الوند را برای گابروها ۱/۸±۱۶۶/۵ میلیون سال، یرای گرانیت ها ۲/۹±۱۶۳/۹ و ۲/۶±۱۶۱/۷ میلیون سال و برای لوکو گرانیت ها ۱/۳±۱۵۴/۴±۲/۷ میلیون سال بدست آورده اند. سنگهای دگرگونی منطقه طیف وسیعی از دگرگونی های ناحیه ای شامل اسلیت، فیلیت، گارنت شیست، آندالوزیت شیست، استارولیت شیست، سیلیمانیت شیست، آمفیبولیت و میگماتیت و نیز سنگ های دگرگونی مجاورتی شامل گارنت هورنفلس، کردیریت هورنفلس و فییبرولیت گارنت هورنفلس می باشد که وقایع دگرگونی مختلف در زمان های متفاوت سنگ های متایلیتی، متایسامیتی، متابازیک و کالک سیلیکات این منطقه را متاثر کرده است. در این میان گسترش متایلیت ها در منطقه بسیار چشمگیر است. سن دگر گونی برای این سنگ ها توسط جعفری (۱۳۹۷) و سپاهی و همکاران (۲۰۱۸) ۱۶۰–۱۸۰ میلیون سال بدست آمده است. اوج دگرگونی منطقه با وقوع ذوب بخشی و ایجاد میگماتیت ها منطق است. پلی متامورفیسم ناشی از رخداد حداقل یک دگرگونی ناحیه ای و دو دگرگونی مجاورتی، موجب شده کانی های مختلف در طی فرایندهای دگر گونی پیشرونده و پسرونده، در زمان های متفاوت هسته بندی و رشد کنند. بررسی رابطه تبلور کانی ها با دگر شکلی ها نشان می دهد بخش اصلی تبلور پیشرونده کانی ها قبل از فولیاسیون S2 و تبلور سیلیمانیت در حین S4 صورت گرفته است (بهاری فر، ۱۳۸۳). در این مقاله به بررسی شواهد دگر گونی یسرونده پرداخته مي شود.

**\*\*\*\*** 

روش تحقيق:

پس از مطالعات صحرایی تعداد ۲۰۰ نمونه دستی برداشت، و تعداد ۱۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی و ۲۰ مقطع نازک-صیقلی از قسمت های مختلف نمونه های میگماتیتی در کارگاه مقطع گیری دانشگاه بوعلی سینا تهیه گردید. جهت



بررسی شیمی کانی ها و مطالعات دما-فشار سنجی از طریق ریز پردازش الکترونی ۹۹ نقطه از کانی های موجود در بخش مزوسوم سنگ های میگماتیتی در آزمایشگاه میکروپروپ (الکترون مایکروپروپ) موسسه تحقیقات پیشرفته فرآوری مواد معدنی ایران با آنالیز کننده نقطه ای مدل SX100 ساخت شرکت Cameca فرانسه در شرایط ولتاژ ۱۵k۷ و فشار ۲۰rr ۱۰\*۴ و آمپراژ ۲۰nA مورد تجزیه قرار گرفت و سپس توسط روش های مختلف دما فشار سنجی از جمله برنامه ترموکالک بکار گرفته شد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

## **\$\$\$\$**

بحث:

والتكاويام نوراستان قم

در منطقه همدان سنگ های دگرگونی سه تیپ مختلف دارند که شامل سنگ های دگرگونی ناحیه ای، سنگ های دگرگونی ناحیه ای- مجاورتی و سنگ های دگرگونی مجاورتی هستند که نسبت به یکدیگر کاملاً تفکیک پذیرند. به عنوان مثال مرز گسله استارولیت شیست ها و هورنفلس ها در منطقه همدان، گسل سیمین است که در شرق آن سنگ های دگرگونی ناحیه ای تیپیک و در غرب آن سنگ های دگرگونی ناحیه ای-مجاورتی قرار گرفته اند. سنگ های دگرگونی قسمت غربی و شرقی توده نفوذی الوند با هم متفاوت است. در قسمت شرقی هاله دگرگونی الوند سنگ های دگرگونی درجه متوسط تا بالا از نوع میگماتیت و استارولیت شیست های مربوط به دگرگونی ناحیه ای رخنمون دارند، در واقع توده نفوذی در سنگ های دگرگونی مجاورتی با ساخت و بافت توده ای و هورنفلسی تیپیک برونزد دارند. در واقع توده نفوذی در سنگ های دگرگونی ناحیه ای با درجات مختلف نفوذ کرده و بسته به نوع و درجه دگرگونی قبلی سنگ میزبان در آنها تاثیرات دگرگونی ناحیه ای با درجات مختلف نفوذ کرده و بسته به نوع و درجه دگرگونی قبلی سنگ میزبان در آنها تاثیرات دگرگونی ناحیه ای با درجات مختلف نفوذ کرده و بسته به نوع و درجه دگرگونی قبلی سنگ میزبان در آنها تاثیرات دگرگونی ناحیه ای با درجات مختلف نفوذ کرده و بسته به نوع و درجه دگرگونی قبلی

اولین واقعه دگرگونی بصورت دگرگونی ناحیه ای (M) رخ داده و تا اوج خود یعنی رخساره آمفیبولیت فوقانی (سیلیمانیت شیست ها) و گرانولیت تحتانی (پاراژنز کردیریت + ارتوکلاز) پیش رفته است. طیف وسیعی از سنگ های دگرگونی ناحیه ای از اسلیت و فیلیت تا شیست و میگماتیت و بسیاری از کانی ها نظیر استارولیت های نسل اول و کردیریت های نسل اول در این واقعه دگرگونی شکل گرفته اند. دومین واقعه دگرگونی، دگرگونی مجاورتی ناشی از نفوذ توده های مافیک (m) مثل گابروها بوده که همزمان تا پس از دگرگونی ناحیه ای به وقوع پیوسته است. احتمال اینکه توده های مافیک در اوج دگرگونی ناحیه ای تزریق شده باشند، بیشتر است و شواهدی مثل حضور گارنت شیست هایی که پس از تزریق توده گابرویی فیبرولیتی شده اند (منطقه چشمه قصابان) این مساله را تایید می کند. سومین واقعه دگرگونی به صورت مجاورتی و در اثر نفوذ توده های اسیدی (m) مثل گرانیت پورفیروئید ایجاد شده و موجب تشکیل هاله دگرگونی به وسیعی در اطراف توده پلوتونیک الوند گردیده است. چهارمین و آخوه به حجم کمشان از اهمیت کمتری برخوردارند، اما در لوکوکرات و رگه های آپلیتی – پگماتیتی (m) نسبت داد. با توجه به حجم کمشان از اهمیت کمتری برخوردارند، اما در تبلور برخی کانی ها مانند استارولیت های نسل دوم نقش داشته اند (سپاهی و همکاران، ۱۳۹۷).





در مقاطع نازک مطالعه شده از منطقه، تشکیل فیبرولیت به خرج کانی های مختلف مثل گارنت، پلاژیوکلاز، کیانیت، بیوتیت و کردیریت صورت گرفته که با نفوذ سیالات پنوماتولیتی و فرایندهای ثانویه مرتبط است (جعفری، ۱۳۹۷).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

کلریت در قسمت های پائینی رخساره آمفیبولیت می تواند پایدار باشد (بوخر و گراپس، ۲۰۱۱). کلریت های برگشتی در استارولیت شیست ها و میگماتیت های استارولیت دار حضور دارند و نشان دهنده وقایع دگرگونی پسرونده در این سنگ ها می باشند. ظهور کلریت در اسلیت ها و فیلیت های همدان در طی دگرگونی درجه کم صورت گرفته است اما با افزایش درجه دگرگونی کلریت در تشکیل کانیهایی مانند گارنت، استارولیت و کردیریت مصرف شده است. در طی دگرگونی پسرونده کانیهایی نظیر کردیریت، گارنت و استارولیت به کلریت ثانویه تبدیل شده اند که ترکیب کلریت ها از نظر XFe و همکاران، ۱۹۵۵). (سپاهی و همکاران، ۱۳۸۵).

مسکویت در طی دگرگونی پیشرونده جهت هسته بندی و رشد برخی کانی ها نظیر بیوتیت، گارنت، فلدسپار پتاسیم، آندالوزیت/سیلیمانیت منطقه بطور کامل مصرف شده است. اما مجدداً در اثر دگرگونی پسرونده در استارولیت شیست ها، و سنگ های آلومینوسیلیکات دار تشکیل شده است. تشکیل مسکویت در قالب آلومینوسیلیکات ها متداول است. ترکیب شیمیایی این کانی در محدوده سلادونیت (ویدل و همکاران، ۱۹۹۹) قرار می گیرد (جعفری، ۱۳۹۷).

بیوتیت یکی از کانی های اصلی تشکیل دهنده سنگ ها است و در طیف وسیعی از سنگ های منطقه از شیست ها و هورنفلس ها تا میگماتیت ها حضور دارد. رفتار این کانی در میگماتیت ها متفاوت بوده به طوری که در میگماتیت های غنی از آلومینوسیلیکات حفظ شده و اغلب پایدار مانده است. اما در میگماتیت های غنی از کردیریت به میزان قابل توجهی از مقدار آن کاسته شده و احتمالاً آب ناشی از شکست این بیوتیت ها به ذوب سنگ کمک نموده است. گاهی بیوتیت از واکنش برگشتی گارنت حاصل شده است. ترکیب شیمیایی این کانی در محدوده استونیت (دییر و همکاران، ۱۹۹۲) قرار می گیرد. اما مقدار 20

کانی ها	تركيب شيميايي	نسل اول	نسل دوم
ىيە تىت	Al(iv)	2.52-2.63	2.53-2.72
<u> </u>	TiO2	2.56-2.92	1.34-1.60
	Fe#	0.586-0.620	0.481-0.543
	Mg#	0.38-0.411	0.457-0.519
استار وليت	Fe#	0.806-0.834	0.781-0.824
	Mg#	0.155-0.193	0.175-0.218
	Zn (ppm)	900-2400	4000-5500

جدول ۱: مقایسه مقادیر ترکیب شیمیایی حداقل و حداکثر برای نسل های اول و دوم کانی های بیوتیت و استارولیت.

گارنت نیز به فراوانی در سنگ های دگرگونی منطقه همدان حضور دارد و می توان گفت به استثناء اسلیت، فیلیت و کردیریت هورنفلس ها، گارنت در تمام سنگ های دگرگونی منطقه دیده می شود (بهاری فر، ۱۳۸۳ و ۱۳۸۸). ترکیب





آنها غنی از آلماندین بوده و زونینگ شیمیایی عادی و معکوس در آنها دیده می شود. گاه در بخش اصلی گارنت زونینگ عادی دیده می شود، اما در حاشیه آن در حد چند میکرون، زونینگ معکوس ایجاد گردیده است. این حالت به عملکرد دگرگونی پسرونده نسبت داده می شود که حاشیه گارنت را تحت تأثیر قرار داده است (یاردلی، ۱۹۷۷ ؛ ونس و هلند، ۱۹۹۳ ). سپاهی و همکاران (زیر چاپ) معتقدند دگرگونی برگشتی موجب پراکندگی الگوی زونینگ در گارنت های موجود در میگماتیت ها شده است و بهاری فر (۱۳۸۸) زونینگ معکوس حاشیه کانی را تحت تأثیر تاش کانی را تحت ا

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

بررسی دما-فشار دگرگونی پیشرونده و پسرونده با استفاده از نرم افزار ترموکالک:

برای برآورد دما و فشار به کمک ترموکالک نخست اکتیویته اعضای نهایی کانیها با استفاده از تجزیه ماکروپروب توسط برنامه کامپیوتری AX محاسبه و سپس با استفاده از برنامه ترموکالک و فعالیت اعضای نهایی و اکنشها و نمودار-های زیر برای دسته سنگهای مختلف تعریف شده است. براساس دادهها، محل واکنشها در نمودار P-T رسم گردیده است.

تعداد ۲ نمونه سنگ از استارولیت گارنت میگماتیت (جدول ۲) و فیبرولیت گارنت کردیریت میگماتیت (جداول ۳ و ۴) انتخاب گردید. دما و فشار تشکیل این واکنش ها به صورت خطوطی با شماره های مختلف نشان داده شده است (شکل ۱ تا ۴). برای نمونه استارولیت گارنت میگماتیت دو نمودار به دست آمد که هر دو آنها قابل قبول هستند. در نمودار شکل (۱) که با استفاده از داده های جدول (۲) ترسیم گردیده، دمای ۶۴۰ درجه سانتی گراد و فشار ۳/۴ کیلو بار مربوط به دگرگونی پیشرونده و روند افزایش دمایی جهت تشکیل میگماتیت می باشد. اما دمای ۵۸۰ درجه سانتی گراد و فشار ۲

_						-			-			
ſ	Point.No	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MgO	CaO	MnO	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$Cr_2O_3$	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	$P_2O_5$
	12 / 1 . Grt	0	0	2.81	1.24	4.93	32.5	21.86	0.02	37.52	0.01	0.01
ſ	13 / 1 .St	0.01	0	2.01	0	0.14	12.82	55.91	0.03	28.46	0.51	0.04
	15 / 1 . Ms	1.39	10	0.67	0.04	0	0.87	37.1	0.04	47.09	0.36	0
ſ	16 / 1 . Chl	0.04	0.01	14.96	0.05	0.07	24.11	24.16	0.04	25.1	0.09	0.03
ſ	19 / 1 . Pl	7.3	0.05	0.31	7.29	0	0.04	26.55	0	59.21	0.01	0.04

جدول ۲: داده های الکترون میکروپروب نمونه دوم از استارولیت گارنت میگماتیت (Rj22):



18) 12clin+22pa+2gr=15ames+6an+22ab+10H2O

20) 3ames+6an+6ab=6pa+4py+2gr+6H2O

23) 3daph+4pa+4py=3ames+4ab+5alm+4H2O

19) 3clin+6an+2ab=2pa+5py+2gr+10H2O 22) 12clin+3daph+20pa=15ames+20ab+5alm+20H2O

شکل ۱: نمودار دما (بر حسب درجه سانتی گراد) - فشار (بر حسب کیلو بار) به دست آمده با ترکیب حاشیه کانی ها توسط نرم افزار ترموکالک برای استارولیت گارنت میگماتیت (Rj22). واکنش مربوط به خطوط مختلف در زیر شکل آمده است. علایم اختصاری کانی ها: Clin: کلینوکلر، alm: آلماندین، east: ایستونیت، ames: آمسیت pll فلو گوپیت، ann: آنیت؛ :daph: دافنیت، py پیروپ، pa: فنجیت، ab: آلبیت، an: آنورتیت.

در نمودار شکل (۲) با استفاده از داده های جدول (۲) دمای ۶۵۰ درجه سانتی گراد و فشار ۲/۶ کیلو بار مربوط به دگرگونی پیشرونده و روند افزایش دمایی جهت تشکیل میگماتیت می باشد. اما دمای ۴۳۰ درجه سانتی گراد و فشار ۳/۵ کیلو بار مربوط به دگرگونی پسرونده و تشکیل استارولیت های برگشتی نسل دوم است.



2) 3clin+3fcel+4pa=3ames+4ab+3cel+alm+4H2O

6) 3daph+15cel+4pa=3ames+4ab+15fcel+py+4H2O

11) 3clin+6an+2ab+15fcel=15cel+2pa+2gr+5alm+10H2O 13) 3daph+6an+2ab+15cel=15fcel+2pa+5py+2gr+10H2O 12) 12daph+60 cel+22pa+2gr=15ames+6an+22ab+60fcel+10H2O

14) 3ames+6an+6ab+12fcel=12cel+6pa+2gr+4alm+6H2O

شکل ۳: دومین نمودار دما (بر حسب درجه سانتی گراد) - فشار (بر حسب کیلو بار) به دست آمده با ترکیب حاشیه کانی ها توسط نرم افزار ترموکالک برای نمونه استارولیت گارنت میگماتیت (Rj22). واکنش مربوط به خطوط مختلف در زیر شکل آمده است. علایم اختصاری کانی ها: Clin: کلینوکلر، alm: آلماندین، east: ایستونیت، ames: آمسیت، phl: فلوگوپیت، ann: آنیت؛ :daph دافنیت، py: پیروپ، pa: فنجیت، ak: آلبیت، an: آنورتیت، fcel: فلدسپات، cel: سلادونیت، gr:


در نمودار شکل (۳) دمای ۵۲۰ درجه سانتی گراد و فشار ۱/۷ کیلو بار مربوط به دگر گونی پسرونده در فیبرولیت گارنت كرديريت ميگماتيت مي باشد (جدول ٣).



## جدول ۳: داده های الکترون میکروپروب نمونه فیبرولیت گارنت کردیریت میگماتیت (jsim 12-2):

6) 5alm+3east+9q=2py+3fcrd+3ann

3) py+ann=alm+phl 8) 3py+2ann+3east+9q=3fcrd+5phl

شکل ۳: نمودار دما (بر حسب درجه سانتی گراد) - فشار (بر حسب کیلو بار) به دست آمده با ترکیب حاشیه کانی ها توسط نرم افزار ترموكالك براى نمونه فيبروليت گارنت كرديريت ميگماتيت (jsim 12-2). واكنش مربوط به خطوط مختلف در زير شكل آمده است. علایم اختصاری کانی ها: ، alm: آلماندین، phl: east: فلو گوییت، ann: آنیت، py: پیروپ، q: کوارتز، fcrd: کردیریت آهن دار.

						-		-		-	
Point.No	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MgO	CaO	MnO	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	$P_2O_5$
81 / 1 . Grt	0.01	0.08	3.21	0.31	2.51	35.07	22.21	0.01	37.35	0.03	0
82 / 1 . Bt	0.36	9.61	10.78	0.03	0.06	17.55	20.98	0	36	0.64	0.03
83 / 1 . Crd	0.4	0.02	7.49	0.03	0.35	8.95	34.13	0	48.83	0	0.02

جدول ۴: داده های الکترون میکروپروب دومین نمونه فیبرولیت گارنت کردیریت میگماتیت (jsim 12-2):



1) 2py+3fcrd=2alm+3crd 4) alm+east+3q=crd+ann 3) py+ann=alm+phl

7) 2py+3fcdr+2east+6q=5crd+2ann

10) 3alm+3east+9q=3fcrd+2phl+ann

6) 5alm+3east+9q=2py+3fcrd+3ann

8) 3py+2ann+3east+9q=3fcrd+5phl





شکل ۴: نمودار دما (بر حسب درجه سانتی گراد) - فشار (بر حسب کیلو بار) به دست آمده با ترکیب حاشیه کانی ها توسط نرم افزار ترموکالک برای دومین نمونه فیبرولیت گارنت کردیریت میگماتیت (jsim 12-2. واکنش مربوط به خطوط مختلف در زیر شکل آمده است. علایم اختصاری کانی ها: alm: آلماندین، pll: فلوگوپیت، ann: آنیت، py: پیروپ، q: کوارتز، ford: کردیریت آهن دار.

نمودار شکل ۴ که با استفاده از داده های جدول ۴ ترسیم گردیده است، نیز مربوط به سنگ فیبرولیت گارنت کردیریت میگماتیت می باشد. دمای ۶۰۰ درجه سانتی گراد و فشار ۲/۲ کیلو بار مربوط به دگرگونی پیشرونده، و دمای ۵۲۰ درجه سانتی گراد و فشار ۱/۷ مربوط به دگرگونی پسرونده در این سنگ است. ♦♦♦♦♦♦

# نتيجه گيري :

منطقه مورد مطالعه در یک منطقه پلی متامورفیسم قرار دارد که دگرگونی های متعدد اثرات پیشرونده و پسرونده در آن به جا گذاشته اند. بسیاری از کانی ها از قبیل آلومینوسیلیکا ها، استارولیت های نسل اول، بیوتیت های نسل اول و برخی گارنت ها در دگرگونی ناحیه ای که بصورت پیشرونده عمل نموده است، هسته بندی و رشد نموده اند. دگرگونی پسرونده ناشی از نفوذ دایک های آپلیتی و پگماتیتی موجب تشکیل کلریت های برگشتی، مسکویت های ثانویه، استارولیت های نسل دوم، بیوتیت های نسل دوم، فیبرولیت و ایجاد زونینگ معکوس در حاشیه برخی گارنت ها گردیده استارولیت های نسل دوم، بیوتیت های نسل دوم، فیبرولیت و ایجاد زونینگ معکوس در حاشیه برخی گارنت ها گردیده ست. دما و فشارهای به دست آمده از نرم افزار ترموکالک با وقوع دگرگونی پیشرونده در دماهای ۶۰۰ تا ۶۸۰ درجه سلنتی گراد و فشارهای ۳ تا ۲/۹ کیلوبار و دماهای ۴۳۰ تا ۵۲۰ درجه سانتی گراد و فشارهای ۲/۲ تا ۱/۷ کیلو بار برای دگرگونی پسرونده منطبق است.

# **\$\$\$\$\$**

منابع فارسی : بهاری فر، ع. ۱، (۱۳۸۳)، "پترولوژی سنگهای منطقه همدان، رساله دکتری، دانشکده علوم"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، بهاری فر، ع. ۱، (۱۳۸۸)، "ترکیب شیمیایی و زونینگ گارنت در سنگهای دگرگونی منطقه همدان"، هفدهمین همایش بلور شناسی و کانی شناسی، دانشگاه بو علی سینا، همدان جعفری، س. ر.، (۱۳۹۷)، "پترولوژی سنگ های دگرگونی درجه بالا در منطقه همدان و نواحی مجاور آن در زون سنندج –سیرجان" رساله دکترای پترولوژی، دانشگاه بو علی سینا، همدان سپاهی گرو، ع. ۱، (۱۳۷۸)، "پترولوژی منگ های دگرگونی درجه بالا در منطقه همدان و نواحی مجاور آن در زون سنندج میرجان" رساله میاهی گرو، ع. ۱، (۱۳۷۸)، "پترولوژی منگ های دگرگونی درجه بالا در منطقه همدان و نواحی مجاور آن در زون سنندج میرجان سپاهی گرو، ع. ۱، (۱۳۷۸)، "پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرش ویژه بر گرانیتوئیدها،" رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران. و کانی شناسی ایران، جلد چهاردهم. سپاهی، ع. ا، جعفری، س. ر.، موذن، م.، شهبازی، ح.، (۱۳۹۷)، بررسی شیمی کانی، دمافشار سنجی و سنگ زایی سنگ های میگماتیتی منطقه همدان، پترولوژی، ۱۹۰۵.



# سپاهی، ع. ا.، جعفری، س. ر.، موذن، م.، شهبازی، ح.، (زیر چاپ)، بررسی منطقه بندی پیوسته و ناپیوسته گارنت در میگماتیت های منطقه همدان و کاربردهای پتروژنتیک آن، مجله بلورشناسی و کانی شناسی. ♦♦♦♦♦♦

#### **References:**

Alavi, M., 2004. "*Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution*". American Journal of Science, 304(1), p. 1-20.

Bucher, K., Graps, R., 2011. "Petrogenesis of metamorphic rocks". Springer.

Deer, W. A., Howie R. A., Zussman J., 1992. "An Introduction to the Rock Forming Minerals". Second editing Longman, London, 696.

Hey, M.H., 1954. "A new review of the chlorites" Mineralogical Magazine. 30, p. 277-292.

Sepahi, A. A., Jafari, S. R., Osanai, Y., Shahbaz, H., Moazzen, M., 2018. "Age, petrologic significance and provenance analysis of the Hamedan low-pressure migmatites; Sanandaj-Sirjan Zone, west Iran", International Geology Review,

Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A., Shang, C., Abedini, M.V. 2010. "Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism". Journal of Asian Earth Sciences., 39, p. 668-683.

Vance, D., Holland, T.J.B., 1993. "A detailed isotopic and petrological study of a single garnet from the Gassetts Schist". Vermont. Contributions to Mineralogy and Petrology, 114, p. 101-118.

Vidal, O., Goffe, B., Bousquet, R., Parra, T. 1999. "*Calibration and testing of an empirical chloritoid- chliorite Mg-Fe* exchange thermometer and thermodynamic data for daphnite". Journal of metamorphic geology, 17, p. 25-39.

Yardley, B.W.D., 1977. "An empirical study of diffusion in garnet". American Mineralogist, 62, p. 793-800.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# سنگشناسی و ژئوشیمی سنگهای آتشفشانی در منطقه باغرود، شمالشرق نیشابور ◊◊◊◊◊◊◊◊

حميد حافظي مقدس\*

دانشجوی کارشناسی ارشد زمینشناسی، گروه زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران hamid.hafezimoghadas@gmail.com ♦♦♦♦♦♦

چکیدہ :

منطقه باغرود بخشی از زون زمین ساختی بینالود بوده که در شرق ایران و شمال شرق نیشابور واقع شده است. واحدهای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه شامل تناوب هایی از آهک، ماسه سنگ (لیت آرنایت تا کوارتز آرنایت)، سیلت، با میان لایه های از کنگلومرای ماسه ای و سنگ های آتشفشانی می باشند. سنگ های آتشفشانی از نوع بازالت و تفریت بوده و دارای بافت های پورفیری، حفره دار، میکرولیتی، گلومروپورفیری، ویتروفیریک و بادامکی می باشند. کانی های اصلی شامل الیوین، کلینوپیروکسن (اوژیت) پلاژیوکلاز و نفلین می باشند. سرشت ماگمایی سنگ های آتشفشانی آلکالن است. با تکیه بر نمو دارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی، سنگ های آتشفشانی در یک محیط درون قاره قرار گرفته اند. **کلید واژه ها**: ژئوشیمی، بازالت، تفریت، باغرود، بینالود

# Petrology and geochemistry of volcanic rocks of Baghroad area, northeast of Neyshabur

Hamid Hafezi Moghaddas<sup>1</sup>, Seyed Massoud Homam<sup>2</sup>\*

1 M. Sc student of geology, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Iran 2 Associate Professor, Department of Geology, Ferdowsi University of Mashhad, Iran

### Abstract:

Baghroud area is part of Binalud's tectonic zone and located in east of Iran and northeast of Neyshabur. The area comprises outcrops of alternatives of limestone, sandstone (litharenite to quartzarenite), slate, associated with sandstone conglomerate and volcanic rocks. Volcanic rocks are basalt and tephrite and have porphyritic, vesicular, microlitic, glomeroporphyritic, vitrophyric and amygdaloidal textures. Olivine, clinopyroxene (ojite), Plagioclase and nepheline are the main minerals. Volcanic units have characteristic of alkaline. Based on the tectonic discrimination schemes, volcanic rocks are located in a continental within-plate.

Keywords: Petrography, Geochemistry, Basalt, Tephrite, Baghroud, Binalood

# **~~~~~**



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



#### مقدمه :

منطقه باغرود در گسترهای بین طولهای جغرافیایی "۴۴ '۵۶ ۵۵ تا "۲۹ '۵۵ شرقی و عرضهای جغرافیایی "۰۰ '۱۷ °۳۶ تا "۴۴ '۱۷ °۳۶ شمالی و در فاصله ۲۰ کیلومتری شمال شرق نیشابور در استان خراسان رضوی واقع شده است (شکل ۱). این منطقه بخشی از زون ساختاری بینالود میباشد.

تاریخچه مطالعات پیشین در منطقه شامل نقشه تهیه شده در مقیاس ۱۹۰۰۰۰۰ نیشابور (قائمی و همکاران، ۱۳۷۸) است و به طور کلی مطالعات انجام شده بر روی آن اندک می باشد. از نظر جغرافیایی، ارتفاعات بینالود، ادامه رشته کوه های البرز به-شمار می آید، اما وجود برخی شباهت های رخساره ای و تاثیر چین خوردگی ها باعث شده بینالود را زون تدریجی بین ایران مرکزی و البرز درنظر بگیرند (نبوی، ۱۳۵۵). در زون بینالود ، ورقه های رورانده از ساختارهای اصلی بشمار می آیند. هر یک از این ورقه ها، با یک گسل تراستی در ارتباط است. امتداد تمامی گسلها شمال غرب – جنوب شرق است که از شمال به سمت جنوب سن آنها جوانتر می شود. راندگی های جوان از نوع شکننده و راندگیهای قدیمی از نوع شکل پذیر هستند . بطور کلی سیستم راندگی ها در منطقه از نوع های رورانده از ساختارهای اصلی بشمار می آیند. هر میمال به سمت جنوب سن آنها جوانتر می شود. راندگی های جوان از نوع شکننده و راندگیهای قدیمی از نوع شکل پذیر هستند . بطور کلی سیستم راندگی ها در منطقه از نوع Antiformal stack می باشد (قائمی و همکاران، ۱۳۷۸). آغاز فعالیت-رونا متعلق به حاشیه قاره، منطقه را دونین در محیط دریایی کم ژرفا بوده است. اواخر پالئوزوییک پسین، حوضه کم ژرفا متعلق به حاشیه قاره، منطقه را دربر گرفته و بتدریج ژرفای این حوضه افزایش یافته است. تا کنون مطالعات پترولوژیکی دقیق بر روی سنگهای آتشفشانی منطقه انجام نشده است. بابراین این پژوهش با هدف بررسی پتروگرافی، ژئوشیمی و تعیین محیط زمین ساختی سنگهای آتشفشانی در منطقه باغرود (شکل ۲) انجام شده است.





شکل ۱. رادهای دسترسی به منطقه مورد مطالعه



شكل ۲- نقشه زمين شناسي منطقه باغرود.

#### **\$\$\$\$**

### روش تحقيق:

ابتدا برداشتهای صحرایی و نمونهبرداری از واحدهای آذرین در منطقه باغرود انجام شد. بیش از ۳۵ نمونه از سطح منطقه جمع آوری شد و از این میان حدود ۲۰ نمونه مقطع نازک تهیه و مورد بررسی قرار گرفت. بعد از مطالعات پتروگرافی، ۴ نمونه با کمترین میزان دگرسانی و هوازدگی برای بررسیهای پترولوژی انتخاب شدند. نمونهها در شرکت طیف کانساران بینالود مشهد برای اکسیدهای اصلی به روش فلوئورسانس پرتو X (XRF) تجزیه شد.

**\$\$\$\$** 

## بحث:

# پتروگرافی واحدهای آتشفشانی در منطقه باغرود

واحدهای رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه شامل تناوبهایی از آهک (شکل ۳ الـف)، دولومیت، ماسـه سـنگ (لیـت آرنایت تا کوارتز آرنایت)، سیلت و با میان لایههای از کنگلومرای ماسهای میباشد. کوارتز آرنایت دارای قطعات کـوارتز با گرد شدگی نسبتا خوب و همچنین قطعات آهک میباشـد (شـکل ۳ ب). واحـد لیـت آرنایـت حـاوی قطعـات کـوارتز،





آهک، فیلیت و نیز قطعاتی از سنگهای آتشفشانی میباشد. کنگلومرا شامل قطعاتی از آهک، کوارتزیت و آندزیت است که با سیمان نسبتاً ضعیفی بهم جوش خورده اند. این کنگلومرا با جورشدگی ضعیف و قطعات گردشده مشخص میشود. سنگهای آتشفشانی منطقه شامل تفریت و بازالت میباشد. در برخی نقاط سنگهای آتشفشانی واجد حفراتی است که توسط کلسیت، کوارتز و کلریت پر شده است. بافت غالب در سنگهای آتشفشانی منطقه باغرود، پورفیری، میکرولیتی و حفرهدار است. گاهی تجمع بلورهای کلینوپیروکسن سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری شده است. در بعضی مقاطع بافت-های ویتروفیریک و بادامکی نیز مشاهده گردید.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

واحد بازالتی حاوی کانی های پلاژیو کلاز با ابعاد ۰/۷ تا ۲ میلی متر (۸۰–۷۵ درصد)، پیرو کسن با ابعاد ۲/۲ تا ۱/۸ میلی متر (۱۰–۷ درصد)، الیوین با ابعاد ۲/۳ تا ۰/۷ میلی متر (۵–۲ درصد) و مقدار کمتر از ۲ درصد هورنبلند می باشد (شکل ۳ پ). واحد تفریتی حاوی کانی های پلاژیو کلاز با ابعاد ۲/۲ تا ۰/۷ میلی متر (۷۵–۷۰ درصد)، پیرو کسن با ابعاد ۲/۲ تا ۰/۹ میلی متر (۱۰–۱۰ درصد)، الیوین با ابعاد ۲/۳ تا ۰/۷ میلی متر (۵–۲ درصد) و نفلین با ابعاد ۱/۱ میلی متر (۵–۳ درصد) میلی متر (شکل ۳ ت).

سنگهای آتشفشانی تحت تاثیر دگرسانی قرار گرفته و کانیهای حاصل از دگرسانی شامل کلریت، اپیدوت، کانی رسی، سرسیت، کوارتز و کلسیت میباشند. پلاژیو کلازها در واحد تفریتی علاوه بر تبدیل شدن به دانههای ریز اپیدوت در امتداد ماکل، تبدیل به کلسیت (کمتر از ۲ درصد) نیز شدهاند. پیرو کسنها به میزان خیلی کم به کلریت تبدیل شدهاند. در واحد بازالتی، پلاژیو کلازها به کانیهای رسی (۵–۱۲ درصد)، و کلسیت (تا ۷ درصد) تبدیل شدهاند. همچنین ر گچههای کربناته و کوارتز در زمینه واحدهای آتشفشانی مشاهده میشود.



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی از الف) واحد کربنانه، ب) کوارتز آرنایت، پ) بازالت و ت) تفریت در XPL اختصارات Cal Pl Qz و Cpx به ترتیب کـوارتز، پلاژیوکلاز، کلسیت و کلینوپیروکسن هستند ( Whitney and Evans,2010).

# زمینشیمی سنگهای آتشفشانی

مقدار SiO<sub>2</sub> واحدهای آتشفشانی منطقه مورد مطالعه از ۴۰/۲۹ تا ۴۱/۶۹ درصد متغیر است. برای نام گذاری از دیا گرام Cox و همکاران (۱۹۷۹) استفاده شد. نمونه های مربوط به سنگهای آتشفشانی منطقه در محدوده بازالت و تفریت قرار گرفته و ماهیت آلکالن را نشان می دهند (شکل ۴). در نمودار TiO<sub>2</sub> در مقابل Muller et al., 1992) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (محلوم از الت و تفریت قرار گرفته و تکتونیکی درون صفحه قرار می گیرند (شکل ۵). همچنین در نمودارهای Zr در مقابل Pearce, 1982) Ti (1982) (شکل ۶)، موقعیت تکتونیکی سنگهای منطقه مورد مطالعه، محیط ریفت درون صفحه قرار می گیرد. در این نمودارها نمونههای به موقعیت تکتونیکی سنگهای منطقه مورد مطالعه، محیط ریفت درون صفحه قرار می گیرد. در این نمودارها نمونههای بر بررسی شده همگی در منطقه بازالتهای ریفت قارهای تصویر شده اند. مقدار محکام در واحدهای آتشفشانی به ترتیب از ۲۰/۰ تا ۲/۰ و ۲/۴۱ تا ۲/۰۹ درصد متغیر است. از طرفی به لحاظ دارا بودن ۱ > K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O از گدازههای بازالتی مناطق کوهزایی نیستند (Wilson and Downes, 2006).



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم







شکل ۴. نمودار نامگذاری سنگهای نیمهعمیق و عمیق (Cox et al., 1979).



شکل ۵. نمودار بررسی محیط زمینساختی (Muller et al., 1992).



**\$\$\$\$\$** 

### نتیجه گیری:

سنگهای آتشفشانی منطقه به طور کلی شامل بازالت و تفریت هستند. سرشت ماگمای مولد سنگهای منطقه قلیایی تشخیص داده شد. با توجه به نمودارهای تمایز محیط زمین ساختی، بازالتها و تفریتهای منطقه از نوع درون قارهای هستند. با توجه به وجود فسیل مرجان در رخساره کربناتی-ماسهسنگی منطقه که متعلق به سن دونین است، می توان چنین استنباط کرد که سنگهای آتشفشانی منطقه در محیط کم عمق در طی فاز کالدونین فوران کردهاند.

# **\$\$\$\$\$**

# منابع فارسى:

قائمی، ف.، قائمی، ف.، حسینی، ک.، ۱۳۷۸، "نقشه زمین شناسی نیشابور، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

نبوی، م.، ۱۳۵۵، "دیباچهای بر زمین شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.

#### **References:**

# **\$\$\$\$**

Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J., 1979. "*The interpretation of igneous rocks*", London: G. Allen and Unwin, p. 450. Muller, D., Rock, N.M.S., Groves, D.I., 1992. "*Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: A pilot study*", Mineralogy and Petrology, 46, p. 259-289.



Pearce, J. A., 1982. "Trace element characteristics of lava from destructive plate boundaries. In: Andesites: orogenic andesites and related rocks", (Ed. Thorpe, R. S.) 524-548. John Wiley & Sons, Inc., New York. Whitney, D.L., Evens, P.W. 2010. "Abbreviations for names of rock forming minerals." American Mineralogist, 95–11.

Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010. "Abbreviations for names of rock-forming minerals". American Mineralogist, 95, 185-187.

Wilson, M., Downes, H., 2006. "Tertiary-Quaternary intraplate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics". Geological Society of London 32, p.147-166.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



# ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای آندزیتی و داسیتی کدر-شمال شهربابک ◊◊◊◊◊◊◊◊

سید ضیا حسینی، استادیار پترولوژی دانشگاه پیام نور، تهران z hosseini@pnu.ac.ir

# **\$\$\$\$**

#### چکیدہ:

سنگهای آتشفشانی داسیتی و آندزیتی کدر در پهنه ماگمایی ارومیه دختر و شمال غرب شهربابک رخنمون دارند. این سنگها دارای بافت پورفیری و از درشت بلورهای پلاژیو کلاز، هورنبلند، آلکالی فلدسپار، بیوتیت و بعضا کوارتز تشکیل شدهاند. از منظر ژئوشیمیایی سنگ های آتشفشانی کدر دارای ترکیب آندزیت و داسیت هستند و متعلق به سری ماگمایی کالک آلکالن و متاآلومینوس می باشند. نمودارهای بهنجار شده سنگهای داسیتی و آندزیتی کدر نسبت به مورب و کندریت، غنی شدگی بارزی از عناصر LILE نظیر Sr, K, Rb, Ba و Sr, K, Rb, Ba بهمراه تهی شدگی از HFSE نظیر مورب و کندریت، غنی شدگی بارزی از عناصر Sr کنونو ماگمایی نشان می دهد که سنگهای آتشفشانی کدر متعلق به حاشیه فعال قارهای می باشند. مقادیر Sr کنونو ماگمایی نشان می دهد که سنگهای آتشفشانی کدر متعلق به حاشیه فعال قارهای می باشند. مقادیر Sr کنونو ماگمایی نشان می دهد که سنگهای آتشفشانی کدر و الگوی عناصر کمیاب، شباهت زیاد آندزیت –داسیتهای کدر با آداکیتهای غنی از سیلیس را نشان می دهند. مقادیر مشتق شدهاند. نسبت بالای Sr/Y = 114/03 و و Sr/ Sr کنونو ماگمایی نشان می دهد که سنگهای آتشفشانی کدر مشتق شدهاند. نسبت بالای Sm/Yb و Sr/ Sr کنونو ماگمایی نشان می دهد که سنگهای آنشفشانی کدر مشتق شدهاند. نسبت بالای Sm/Y و Sr/ Sr و Sr کنو که این سنگ ها از ذوب پوسته ی اقیانوسی فرورانده شده مشتق شدهاند. نسبت بالای Sm/Y و Sr/ Sr و Sr/ Sr و Sr کنوبر ما داکیتهای غنی از سیلیس را نشان می دهند. مقادیر ماگماها است. فرورانش فعال نئوتیس به زیر ایران مرکزی در ائوسن را می توان مسئول ایجاد سنگهای آداکیتی کدر می باشد.

كليد واژه ها: داسيت، آندزيت، كدر، شهربابك، فرورانش و آداكيت.

# geochemistry and petrogenesis of Andesitic and dacitic rocks of kader ,North Shahrbabak

Sayed Zia Hosseini, Asistent profesor of payme noor university, Tehran. z\_hosseini@pnu.ac.ir

### Abstract:

Dacite and Andesite volcanic rocks of Kader occur in Urmieh- Dokhtar Magmatic belt, northwest of Shahr-e-Babak eara. the rocks are composed of plagioclase, amphibole, alkali feldspar, biotite+- quartz phenocrystes with porphyritic texture. geochemical studies show the volcanic rocks of the Kader are andesite and dacite that are meta-Alominuos with calc-alkaline magmatic affinity. MORB and Chondrite normalized patterns of Dacitic and andesitic show a significant enrichment of LREE to HREE and depletion of Hf, Zr, Nb, Ta and Ti. Tectonomagmatic diagrames indicate that the kader volcanic rocks belong to an active Continental margine. contents of Yb =0.7 ppm, Sr / Y> 20 ppm, 12.28 ppm, Sr~1391/9 and SiO<sub>2</sub>>56%, with chondrite normalized REE pattern, show kader's dacite



and andesite are same as silica-rich adakites. Geochemical characteristices such as Sr/Y = 114/03, (La / Yb)  $_n = 26/03$ , Yb <0/7 suggest that the rocks are derived from melting of oceanic crust. The high Sm / Yb and La / Yb ratios, together with the low Yb, indicate garnet and amphibole are as restite in the source region of magmas. subduction of Neotethyan oceanic slab underneath Central Iran zone at Eocene is responsible for the formation of kada Adakites

Keywords :Dacite, Andesite, Kader, Shahrebabak, Subduction and Adakite

# **\$\$\$\$**

#### مقدمه :

منطقهی کدر در زون ایران مرکزی و کمربند ماگمایی ارومیه- دختر و شمال غرب نوار ماگمایی دهج – ساردوئیه در استان کرمان بین طولهای جغرافیایی ۵۴٬۴۳٬۵۰ تا ۵۶٬۴۶٬۵۶ و عرضهای جغرافیایی ۲۰٬۳۷٬۰۳ تا ۳۵٬۳۸۴ و دارد. سنگهای آتشفشانی این ناحیه متعلق به ائوسن میباشند و بیشتر شامل سنگهای آندزیتی، داسیتی و پیروکلاستیکهای همراه میباشد که تحت تاثیر فرایندهای ماگمایی و کوهزایی بعد از ائوسن تکتونیزه و دگرسان میباشند.

از آنجائیکه قدیمیترین و فراوانترین سنگهای آتشفشانی کمربند ماگمایی ارومیه دختر متعلق به ائوسن می باشند و به اعتقاد اکثر محققین، وقوع این فعالیتهای ماگمایی نتیجه ادامه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی می باشد(Alavi, 2004., Berberian and king 1982) بنابراین مطالعه ژئوشیمیایی سنگهای آتشفشانی ائوسن و بررسی منشاء و محیط زمینساختی تشکیل آنها کمک بسزایی به شناخت درست حوادث روی داده در تکامل کمربند ماگمایی ارومیه دختر می نماید.

#### **\*\*\*\***

# روش تحقيق:

آندزیتها و داسیتهای منطقه کدر دارای بافت پورفیری و گلومروفیریک میباشند. آندزیتها از درشت بلورها پلاژیو کلاز، هورنبلند، و بیوتیت در زمینه دانهریزی از میکرولیتهای پلاژیو کلاز و کانیهای ثانویه تشکیل یافتهاند. معمولترین کانیهای فرعی در این سنگها شامل آپاتیت و اوپک میباشند. سنگهای داسیتی نیز از درشت بلورهای پلاژیو کلاز، بیوتیت، آمفیبول و گاهی آلکالی فلدسپار و کوارتز تشکیل شدهاند. درشت بلورهای بیوتیت و آمفیبول سازنده آندزیتها و داسیتها در اطراف بلور یا بعضا بطور کامل اپاسیتیزه شدهاند منطقه بندی نوسانی و بافت غربالی در پلاژیو کلازها بهمراه حالت خلیجی در بلورهای کوارتز از بافتهای غیر تعادلی مشاهده شده در آندزیت و داسیتهای کدر می باشند که در نتیجه تغییرات

دادههای ژئوشیمیایی حاصل از سنگهای آتشفشانی منطقه کدر نشان میدهد این سنگها دارای مقادیر SiO<sub>2</sub>٪ تا ۶۴٪ درصد حجمی میباشند. در نمودار مجموع آلکالیها (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) در برابر SiO<sub>2</sub> (Le Bas, 1989) نیز ترکیب آندزیت و داسیت را دارند. این سنگها در نمودارهای تعیین کننده سری ماگمایی در محدوده کالکوآلکالن با پتاسیم متوسط



جانمایی میشوند و در نمودار تعیین درجه اشباع از آلومین A/CNK دربرابر A/NK (Maniar & Piccoli, 1989) در



شکل ۱– الف– طبقه بندی سنگهای آتشفشانی کدر در نمودار TAS نقل از Le Bas, 1986 ب و پ– نمودارهای تعیین سری ماگمایی نقل از Irvin and Baragar, 1971 و Le Maitre et al, 2004 و ت– تعیین درجه اشباع از آلومین در نمودار Maniar and Piccoli, 1989. دوایر توخالی آندزیت و دوایر توپر داسیت.

نمودار عنکبوتی سنگهای آندزیتی و داسیتی کدر بهنجارشده براساس MORB با غنی شدگی و بی هنجاری مثبت عناصر LILE نظیر Sr, Rb, Th و Ba و تهی شدگی از عناصر HFSE نظیر Zr, Ta, Ti و No میباشد همچنین الگوی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت بصورت شیبدار با نسبت بالایLa/Yb (بین ۳۷ تا ۴۷) و با غنی شدگی مشخصی از LREE نسبت به HREE و بدون بیهنجاری Eu مشخص می شود (شکل۲). نمونه های داسیتی و آندزیتی مورد مطالعه منطقه کدر دارای مقادیر TiO<sub>2</sub> کمتر از ۲۵/۰ درصد وزنی می باشد و در نمودار تعیین محیط تکتونیکی در محدوده سنگهای مرتبط با قوس قرار می گیرند مقادیر ۳ <Zr/ آندزیت و داسیتهای کدر بر تشکیل این سنگها در محیط زمین ساختی کمان قارهای دلالت دارد(عابدینی، ۱۳۹۶).



شکل۲- الگوی عناصر نادر خاکی کمیاب آندزیت و داسیتهای کدر بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and Mac Donough, 1989).

#### **\$\$\$\$\$**

### نتیجه گیری:

ویژگیهای ژئوشیمیایی آندزیتها و داسیتها کدر و جانمایی آنها در نمودارهای تکتونیکی نشان داد، سنگهای مورد مطالعه متعلق به یک محیط فرورانشی از نوع حاشیه فعال قارهای میباشند. ماگماهای تشکیل شده در مناطق فرورانش، میتوانند ماگماها کالک آلکالن عادی یا ماگماهای آداکیتی باشند. به منظور تعیین آداکیتی یا غیرآداکیتی بودن ماگماهای بوجود آورنده سنگهای آتشفشانی ائوسن کدر از نمودار Lan/Ybn در برابر Yb استفاده گردید در این نمودار سنگهای آندزیتی و داسیتی در گستره آداکیت قرار میگیرند(شکل۳). همچنین ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای داسیتی و آندزیتی منطقه مورد مطالعه کدر، نظیر آداکیت قرار میگیرند(شکل۳). همچنین ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای داسیتی و آندزیتی منطقه مورد مطالعه کدر، نظیر آداکیت قرار میگیرند(شکل۳). همچنین ویژگیهای ژئوشیمیایی سنگهای داسیتی و آندزیتی منطقه مورد مطالعه کدر، نظیر آداکیت قرار می گیرند(شکل۳)، وینگین، ۱۳۹۱۹)، ۲(میانگین ۲۰ /۱۲)، کا(میانگین، ۷۰/۰)، MgO



.(Martin, 1999; Reich et al., 2003) ·

الگوی عناصر نادر خاکی و شواهد ژئوشیمیایی ازجمله مقادیر Y<10, Yb<.7 و نسبت La/Yb)n>18) نشان دهنده حضور گارنت در فاز باقیمانده حاصل از ذوب بخشی در ناحیه منشأ آداکیتهای کدر میباشد همچنین تهی شدگی از عناصر HFS می تواند نتیجه باقی ماندن فازهای دیر گداز مانند روتیل، اسفن، آمفیبول و آیاتیت در سنگ منشاء این سنگها باشد زیرا این عناصر در این فازها بشدت سازگارند و در هنگام ذوب بخشی به مذاب وارد نمی شوند. مقادیر پایین نسبت Rb/Sr<.05 در سنگهای آندزیتی و داسیتی کدر نشان از تشکیل ماگمای بوجود آورنده آداکیتهای کدر از ذوب یوسته اقیانوسی فروردارد(Drummond, 1996). با در نظر گرفتن فرورانش فعال يوسته اقيانوسي نئوتتيس به زير ايران مركزي در زمان ائوسن می توان ذوب بخشی پوسته اقیانوسی نئوتتیس را مسئول تشکیل سنگهای آداکیتی ائوسن دهج محسوب کرد همچنین شواهد ژئوشيميايي موجود نشان مي دهد سنگ منشاء اين سنگها گارنت آمفيبوليت مي باشد.

#### **0000000**

### منابع فارسي :

#### يايان نامه:

عابديني، ف.، ١٣٩۶،" پترولوژي، ژئوشيمي و پتروژنز پهنه آتشفشاني ائوسن كدر، شمال شهربابك"، پايان نامه كارشناسي ارشد، دانشگاه ييام نور، تهران

#### **0000000**

#### **References:**

Alavi, M., 2004. " Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution", American journal of Science, 304: (2004) 1-20. Berberian, M., King, G. C., 1981. "Towards a paleogeography and tectonics evolution of Iran". Canadian Journal of Earth Sciences 18, 210-265.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8, (1971), 523-548.

Drummond, M. S., Defant, M. J. and Kepezhinskas, P. K., 1996- Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth and Environmental Science 87: 205-215

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. "A chemical classifiation of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram". J. Petrol, 27: 745-750.

Le Maitre, R.W. 2004. "Igneous rocks: A classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of igneous Rocks". Cambridge University Press, Cambridge, 236p.

Maniar, P. D. and Piccoli, M., 1989. "Teconic discrimination of granitoids". Geological Society of America Bulletin 110: 6642.

Martin, H., , 1999."The adakitic magmas:modern analogues of Archaeangranitoids". Lithos 46(3), 411-429

Reich, M., Parada, M., Palacios, C., Dietrich, A., Schultz, F., and Lehman, B., 2003 "Adakite-like signature of Late Miocene intrusions at the Los.

Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989. "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry M (eds). Magmatism in the Ocean Basins" Geological Society of London Special Publication 42, 313-345

Ahmadi, D.C., Rahimi, J.I., Asadi, T., 1998. "Dust storm monitoring based on multi- temporal satellite data observation", Geoscience, 92, p. 89-116.



# پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای بازالتی و آندزیتی چشمه خضر پلنگی (غرب رفسنجان) ◊◊◊◊◊◊◊◊

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

سید ضیا حسینی، استادیار پترولوژی دانشگاه پیام نور، تهران <u>z hosseini@pnu.ac.ir</u>

**\$\$\$\$** 

منطقه چشمه خضر – پلنگی در بخش جنوب شرقی مجموعه ماگمایی ارومیه دختر و ۴۰ کیلومتری غرب رفسنجان قرار دارد و از سنگهای رسوبی و آتشفشانی پوشیده است. سنگهای آتشفشانی در مطالعه سنگ نگاری شامل انواع بازالت و آندزیت با بافت پورفیری و متشکل از درشت بلورهای پلاژیوکلاز به همراه پیروکسن و الیوین میباشند. از منظر ژئوشیمیایی نیز این سنگها ترکیب بازالتی و آندزیتی با ماهیت تولئیتی دارند. روند کاهش مقادیر CaO، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، OgO و FeO در نمودارهای هار کر و پایین بودن مقادیر Cr و Ng نقش تفریق بلورین در تکامل این سنگها را نمایان میسازد. نمودارهای تکتونوماگمایی و غنی شدگی از عناصر لیتوفیل (Rb,Ba,Sr )و تهی شدگی از عناصر Ti, Nb, Ta میدهند سنگهای آتشفشانی ائوسن چشمه خضر پلنگی در ارتباط با فرورانش و در یک محیط زمین ساختی از نوع کمان قارهای ایجاد شدهاند. ادامه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در ائوسن به زیر ایران مرکزی میتواند سبب تشکیل این سنگها گر دیده باشد.

كليد واژه ها: الوسن، آندزيت، بازالت، اروميه دختر، چشمه خضر و رفسنجان

# Petrology and geochemistry s of Basalt and andesite rocks in cheshmekhezr palangi -west of Rafsanjan

Sayed Zia Hosseini, Asistent profesor of payme noor university, Tehran. z\_hosseini@pnu.ac.ir

# Abstract:

Cheshmeh khezer plangi area is located at SE potion of Uromiyeh Dokhta magmatic assemblage and 40 Km to West of Rafsanjan and covered by Eocene volcanic and Sedimentary rocks. petographycally Eocene volcanic rocks consist of basalt and andesite that composed of plagioclase, pyroxene and olivine phenocrysts at porphyry texture. Geochemically they are basalt and andesite with Tholeiitic affinity. Decreasing of MgO, CaO, Al2O3 and FeO in Harker diagrams with low contentes of Cr and Ni at the rocks clear role of crystal diferentition on evolution of the rocks. Tectonomagmatic diagrams with enrichment of LILE (e.g Rb,Ba,Sr) and depletion of HFSE (e.g Ti,Nb,Ta) show that Cheshmeh Khezr Palangi Eocene volcanic rocks related to subduction and have been created in continental arc tectonic setting. it could be concluded that the subduction of Neotethyan oceanic slab underneath Central Iran zone is responsible for the formation of the Eocene volcanic rocks.







Keywords : Eocene, Andesite, Basalt , Uromiyeh Dokhta, Cheshmeh Khezr and rafsanjan.  $\diamond \diamond \diamond \diamond \diamond \diamond \diamond$ 

#### مقدمه:

منطقه چشمه خضر پلنگی در فاصله ۴۰ کیلومتری جنوب غرب رفسنجان در زون ایران مرکزی و بخش جنوب شرقی کمربند ماگمایی ارومیه دختر و در ساب زون دهج ساردوئیه در استان کرمان واقع شده است. در تصاویر ماهوارهای و پیمایشهای صحرایی دو گروه سنگهای رسوبی و آتشفشانی در این منطقه قابل شناسایی است. سنگهای رسوبی شامل فلیش های و کنگلومرای ائوسن میباشند و قدیمی ترین واحدهای سنگی منطقه را شامل میشوند و در بخش زیرین واحدهای آتشفشانی قرار دارند. سنگیهای آتشفشانی و آتشفشانی – تخریبی در منطقه بیشترین گستردگی را دارند و شامل واحدهای آگلومرای خاکستری، لاپیلی توف قرمزرنگ، آندزیت پورفیری سیاه رنگ، آندزیت مگا پورفیری خاکستری، آگلومرای پوشاننده قرمز تا خاکستری رنگ با میان لایه هایی از توف و گدازه آندزیت - بازالتی میباشند ( ۱۹۷۳). (Dimitrijevic, ایمان دوران سنوروئیک و زمین ساخت فعال منطقه چین خوردهاند (آقانباتی،۱۳۸۳).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

#### **\$\$\$\$**

# شرح و بحث:

از منظر مطالعات سنگ نگاری، سنگهای آتشفشانی منطقه چشمه خضر پلنگی از انواع بازالت و آندزیت تشکیل یافتهاند. این سنگها دارای بافت پورفیری، مگاپورفیری و گلومروپورفیری می باشند. بازالتها از درشت بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین در خمیرهای از میکرولیتهای پلاژیوکلاز و بلورهای ریز پیروکسن تشکیل شدهاند، پلاژیوکلازها معمولاً بین ۱۵ تا ۳۵ درصد حجمی سنگ را شامل میشوند و تحت دگرسانی سوسوریتی به کانیهای ثانویه تبدیل شدهاند. درشت بلورهای الیوین کمتر از ۵٪ حجمی سنگهای بازالتی را تشکیل میدهند و تحت فرایند ایدینگزیتی واقع شدهاند. پیروکسنهای از نوع دیوپسید می باشند و کمتر از ۱۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل میدهند. آندزیتها دارای ۶۰ درصد حجمی درشت بلور می باشند درشت بلورها از پلاژیوکلاز و دیوپسید تشکیل شدهاند. بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه بندی می باشند و تحت دگرسانی سوسوریتی قرار گرفتهاند.

مطالعات ژئوشیمیایی و میزان LOI در سنگهای آتشفشانی منطقه چشمه خضر پلنگی نشان میدهند سنگها به علت عملکرد محلولهای هیدروترمال و فعالیتهای آذرین بعد از ائوسن نسبتاً دگرسان می باشند. بنابراین طبقه بندی این سنگها با بکارگیری نمودارهای عناصر کمیاب انجام گردید در نمودار طبقه بندی Zr/TiO<sub>2</sub> در مقابل Nb/Y (Peace, 1996)، سنگهای آتشفشانی منطقه چشمه خضر پلنگی در قلمرو بازالت تا آندزیت جانمایی میشوند (شکل ۱).



تعیین سری ماگمایی سنگهای آتشفشانی ائوسن چشمه خضر پلنگی با بکارگیری نمودارهای حاصل از دادههای عناصر ردی صورت گرفت در نمودار SiO2 در برابر Nb/Y نمونه های مورد مطالعه در محدوده سنگهای ساب آلکالن و در نمودار Zr در برابر Y نمونه ها بیشتر در محدوده تولئیتی قرار می گیرند(شکل ۲-الف وب). بررسی نمودار تغییرات عناصر اصلی در سنگهای بازالتی و آندزیتی چشمه خضر پلنگی نشان میدهد مقادیر CaO، MgO، Al<sub>2</sub>O3 و FeO با افزایش SiO2 کاهش می یابند و NgO با افزایش سیلیس روند افزایش نشان میدهد این تغییرات میتواند حاصل تفریق بلورهای الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیو کلاز غنی از کلسیم در این سنگها باشد. مقادیر پایین Cr و NR هم در این سنگها نقش مؤثر تفریق بلوری و نیز تشکیل این سنگها از ماگمای تحول یافته را نشان میدهد. غنی شدگی سنگهای آتشفشانی منطقه چشمه خضر از عناصر LILE نظیر Sid R B, Rb و Sid و Sid و Sid با مناطق فرورانش را نشان میدهند(سید باقری Sid) این سنگها با مناد مقادیر Sid و Ti, می می ماند حاصل مانور Sid







(شكل الف) و نمودار Zr/Y در برابر Zr (Pearce and Norry, 1979) (شكل ب)

#### **\$\$\$\$\$**



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



### نتیجه گیری:

بر اساس مطالعات صحرایی، واحدهای سنگی منطقه در مجموع شامل واحدهای رسوبی و آتشفشانی و آتشفشانی -تخریبی با سن ائوسن هستند همچنین مطالعات سنگ نگاری بر روی واحدهای آتشفشانی ترکیب بازالت و آندزیت را برای آنها مشخص می سازد. بررسیهای سنگ نگاری و ژئوشیمیایی نشان می دهند که محلولهای هیدرو ترمال موجب دگرسانی و بالا رفتن میزان IOI در این سنگها گردیده است. نمودارهای طبقه بندی و ژئوشیمیایی طیف پیوسته ای از بازالت تا آندزیت با ماهیت تولئیتی برای واحدهای گدازه ای مورد مطالعه مشخص می سازند. نمودارهای هار کر نقش تفریق در تکامل این سنگها را باز گو می نمایند. نمودارهای تکونو ماگمایی بر شکل گیری فعالیت بازالتی و آندزیتی چشمه خضر پلنگی در یک محیط زمین ساختی کمان قاره ای تاکید دارند. غنی شدگی سنگهای مورد مطالعه از عناصر SR و را غنی شدگی و تهی شدگی از عناصر مالا و Ti کید دارند. غنی شدگی سنگهای مورد مطالعه از عناصر SR و r فنی شدگی و تهی شدگی از عناصر مالا و Ti کید دارند. غنی شدگی سنگهای مورد مطالعه از عناصر SI و را و صفحه فرورو و تحرک بالای این عناصر به گوه گوشته ای می باشد. بررسی رویداهای زمین ساختی ایران مرکزی در اواخر کرتاسه و اوایل سنوزوئیک مشخص می سازد ادامه فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی سبب شرقی این کمربند گردیده است.

#### **\*\*\*\***

### منابع فارسی:

کتاب:

آقا نباتی، ع. (۱۳۸۳). زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

پايان نامه:

سید باقری، س.ح.، (۱۳۹۶)، "سنگ نگاری . پتروژنز سنگهای بازالتی و آندزیتی چشمه خضر پلنگی-غرب رفسنجان،" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه پیام نور، تهران.

#### **\$\$\$\$\$**

#### **References:**

Dimitrijevic, M.D., 1973. "Geology of Kerman region", Geol. Survy. Iran334p.

Pearce, J.A. & Gale, G.H.,1977. "Identifiation of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks", Geol. Soc. Spec. Publ., 7: 14-24.

Pearce, J.A. and Norry, M.J., 1979 "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks", Contributions to Mineralogy and Petrology 69: 33–47.



Pearce, J.A., 1996. "A user's guide to basalt discrimination diagrams. In trace element geo chemistry of volcanic rocks applications for massive sulfie exploration", Geol. Assoc. Canada short course notes 12: 79-113.

Ross, P.S.S., Bedard, J.H.B.H., 2009. "Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace element discriminant diagrams:, Can. J. Earth Sci. 46: 823-839.

Winchester, J. and Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol., 20: 325-343.





۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

# پتروژنز ماگماتیسم کرتاسه در شمال غرب اصفهان، کمان ماگمایی ارومیه دختر ◊◊◊◊◊◊◊◊

شهزاد شرافت<sup>°۱</sup>، زهرا حیدری فطرت<sup>۲</sup> استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور، تهران، ایران <u>sh\_sherafat@yahoo.com</u> <sup>۲</sup>دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه پیام نور، شاهین شهر، ایران

## **~~~~~**

چکیدہ :

منطقه مورد پژوهش بخشی از ماگماتیسم کمان ماگمایی ارومیه-دختر در ۸۰ کیلومتری شمال غرب اصفهان و ۱۵ کیلومتری جنوب میمه را تشکیل داده است. در این منطقه رخنمونهای متعددی از سنگهای آتشفشانی پس از کرتاسه پیشین شامل داسیت، آندزیت و بازالت با بافت های میکرولیتی پورفیری دیده میشوند که درشت بلورهای پلاژیو کلاز، آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن های آن در خمیرهای دانه ریز از کانیهای یاد شده و شیشه قرار گرفتهاند. بافتهای رایج این سنگها، گلومروپورفیریتیک، حفره ای و گاهی جریانی است. بر اساس دادههای ژئوشیمیایی عناصر جزئی و کمیاب، ماگمای مولد این سنگهای آتشفشانی از نوع کالک آلکالن میباشد. غنی شدگی نمونهها از عناصر جزئی و کمیاب، از مالی مولد این سنگهای آتشفشانی از نوع کالک آلکالن میباشد. غنی شدگی نمونهها از عناصر جزئی و کمیاب، آنومالی منفی dN و مقادیر بالای SILL/HS و آنومالی منفی dN از ویژگی های ماگماتیسم زون فرورانش است. همچنین آنومالی منفی dN و مقادیر بالای ۱ < SID مالی منفی dN از ویژگی های ماگماتیسم زون فرورانش است. همچنین آمدن توسط پوسته آلوده شده است. شواهد ژئوشیمیایی نشان میدند که ماگمای مادر سنگهای مورد مطالعه در یک محیط فرورانش، در مرز صفحات نزدیک شونده، یعنی جزایر قوسی یا حاشیه قاره ها تشکیل شدهاند. این مسئله با ماگمای مالی مادر سنگهای مورد نموده است. می از می ماگمایی با منشاء گوشته ای است که در حین بالا

كليد واژه ها: پتروژنز، ماگماتيسم كرتاسه، كالك آلكالن، فرورانش، اروميه دختر، شمال غرب اصفهان

Petrogenesis of Cretaceous magmatism in the Northwest of Isfahan, Uromieh-Dokhtar Shahzad Sherafat\*, Zahra Heidari Fetrat Assistant Prof., Department of Geology, Payam Noor University, Tehran, Iran\* Masters student., Department of Geology, Payam Noor University, Shahin shahr, Iran Sh\_sherafat@yahoo.com

### Abstract:

The studied area is part of Uromieh-Dokhtar magmatic arc in 80 Km Northwest of Isfahan and 15 Km South of the city of Meimeh.In this area, several outcros of volcanic rocks post early cretaceous including dacite, andesite and basalt with microlitique porphyrique texture are observed, the main phenocrysts are plagioclase, amphibole, biotite and pyroxenes in afiner matrix and glass. The common texture of these rocks is glomeroporphyritic, vesicular and sometimes trachytic texture. Based on geochemical data of trace and rare elements, the parent



magma of these volcanic rocks is of the calkalkaline type. The enrichment of the samples from LREE elements and depletion of HREE with high LIL/HFS and negative anomalies of Nb are the characteristics of subduction zone's magmatism. Negative anomalies of Nb and high Nb/Ta > values in the rocks of the area are indicative of mantle-derived magma that is contaminated by the crust during climbing. Geochemical evidence suggests that the parent magma of the rock studied in a subduction zone, in active continental margins. The results are in line with magmatism in Uromieh-Dokhtar belt.

مقدمه :

کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر بخشی از ایالت ماگمایی وسیعی است که حاصل همگرایی ورقههای آفریقا-عربی و اوراسیا است. منطقه مورد پژوهش از نظر پهنهبندی ساختاری ایران در بخش میانی کمان ماگمایی ارومیه دختر و در فاصله تقریبی هشتاد کیلومتری شمال اصفهان قرار گرفته است. با توجه به اهمیتی که مطالعه سنگ های آتشفشانی در تکمیل دادههای زمین شناسی نوار ماگمایی ارومیه-دختر دارد، مطالعات متعددی روی نوار آتشفشانی ارومیه-دختر انجام شده ماگمایی غالب کالک آلکالن و در برخی مناطق شوشونیتی و آداکیتی است. با این حال تنها پژوهش های انجام شده ماگمایی غالب کالک آلکالن و در برخی مناطق شوشونیتی و آداکیتی است. با این حال تنها پژوهش های انجام شده خصوص سنگهای آتشفشانی این منطقه واقع در جنوب شرق میمه، که در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر در پهنه ایران مرکزی واقع شده (آقانباتی، ۱۳۸۳)، در قالب نقشه های زمین شناسی ۲۰۰۰۰ کاشان (عمیدی و زاهدی، زادهای ایران مرکزی واقع شده (آقانباتی، ۱۳۸۳)، در قالب نقشه های زمین شناسی ۲۰۰۰۰۰ کاشان (عمیدی و زاهدی، زنها داست، آندزیت و تراکی آندزیت ذکر شده؛ اما در نقشه میمه سن آن ها پس از کرتاسه پیشین و ترکیب شان آنها داسیت، آندزیت و تراکی آندزیت ذکر شده؛ اما در نقشه میمه سن آن ها پس از کرتاسه پیشین و ترکیب شان

#### **\$\$\$\$**

### روش تحقيق:

پس از بررسی های مقدماتی و صحرایی و همینطور نمونه برداری از دو رخنمون مورد مطالعه، نمونه های مناسب جهت تهیه مقاطع نازک و آنالیز انتخاب گردید. تعداد ۲۵ مقطع نازک، جهت مطالعات سنگ شناسی، بافت و کانی شناسی تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان Olympus مدل 2-BH مورد بررسی قرار گرفت. به منظور مطالعات ژئوشیمیایی و پترولوژیکی، ۶ نمونه که دربرگیرنده تمام واحدهای موجود در منطقه مورد مطالعه بودند، جهت انجام تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال شدند.

## **\$\$\$\$**



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



زمین شناسی محدوده مورد مطالعه:

منطقه مورد پژوهش در شمال غرب اصفهان و جنوب شرق میمه، در گسترمای میان طول.های جغرافیایی '20° 51 تا '18° 51 شرقی و عرضهای جغرافیایی '23° 33 تا '18° 33 شمالی واقع شدهاست. از نقطه نظر زمینشناسی ساختاری، این منطقه در بخش میانی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر در پهنه ایران مرکزی قرار گرفتهاست (آقانباتی، ۱۳۸۳). رخنمون های سنگی منطقه از تریاس پیشین تا عهد حاضر هستندکه به علت نبودهای چینه ای فراوان در این میان از گوناگونی چندانی برخوردار نیستند. واحدهای سنگ چینه در محدوده مورد مطالعه با مختصات ذکر شده، از قدیمی به جوان عبارتند از کنگلومرا و ماسه سنگ ارغوانی آهن دار قاعده کرتاسه زیرین که به گونه ای هم شیب با ناپیوستگی موازی بر روی نهشته های ژوراسیک قرار گرفته است. روی این واحد را ماسه سنگ های دولومیتی و آهکی زردرنگ که گذر تدریجی از واحد قبل به سنگ های آهکی اربیتولین دار را نشان می دهد می پوشاند. رسوبات پلیوسن-کواترنری منطقه، شامل آبرفت های هم ارز سازند کهریزک که در محدوده مورد پژوهش گسترش چشمگیری دارد و شامل پادگانه های کهن به شکل مخروط افکنه است. سن این رسوبات احتمالاً پلئیستوسن پسین و هولوسن در نظر گرفته شده است و ضخامتشان به چند صد متر می رسد. مخروط افکنه ها و آبرفت های بریده بریده و شاخه شاخه دیگر واحد آبرفتی منطقه است. در بخش هایی بسیار محدود از منطقه توده های کوچکی از سنگ های آذرین به شکل گنبد به چشم می خورد که سنگ های کرتاسه زیرین را قطع کرده و شاید در ارتباط با تکاپوهای آتشفشانی اطریشی و یا لارامید باشند. این سنگ ها دارای ترکیب اسیدی تا بازی و عبارتند از سنگ های داسیتی بازالتیک، تراکی آندزیت همراه با کانی های اکسید آهن، تراکی آندزیت، هیالوآندزیت، بازالت آندزیت تا آندزی بازالت و تراکیت هستند. پراکندگی این سنگ ها منحصر به نیمه شمالي منطقه ميمه است و مي توان آن ها را در ارتباط با فعاليتهاي ماگمايي يهنه اروميه-دختر دانست. رسوبات اطراف اين توده ها تا حدودي تغيير حالت داده و دگر گون شده اند (شکل ۱).

پتروگرافی:

سنگ های آتشفشانی بررسی شده به طور عمده ترکیب آندزیت تا بازالت دارند. بافت میکرولیتیک پورفیریک، جریانی، وزیکولار و گاهی گلومروپورفیریک، عمده ترین بافت این سنگ ها است که از فنوکریست های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، پیروکسن و الیوین تشکیل شده که در زمینه ای از فلدسپارهای ریز، میکرولیت، شیشه، کانی های اوپاک و گاهی پیروکسن های ریزدانه قرار دارند. گاهی فنوکریست های پلاژیوکلاز گرد شده هستند که می تواند نشان از فرآیند آلایش ماگمایی باشد و گاهی از وسط شکسته و خالی شده اند (شکل ۲).



شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه، واقع شده در منطقه میمه

در بین این فنو کریست ها ماکل های کارلسباد، پلی سنتیک و زونینگ هم دیده می شود. فنو کریست های آمفیبول به صورت شکل دار و نیمه شکل دار به طور کامل یا نیمه اوپاسیته شده اند. فنو کریست های بیوتیت، هم به صورت شکل دار و هم به صورت گرد شده مشاهده می شوند که دلیلی بر وجود دو نسل بیوتیت در این سنگ ها می باشد. اپاسیته شدن بیوتیت و آمفیبول (آسیابان ها و همکار، ۱۳۸۴) نشان دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و بخار آب ضمن تشکیل این کانی ها و از دست دادن آب حین فوران ماگما (۱۳۸۴) نشان دهنده بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و بخار آب ضمن تشکیل این کانی کلسیت ثانویه پر شده و اکسیدهای آهن هم در مقاطع میکروسکوپی دیده می شوند. کانی های آبدار هورنبلند و بیوتیت در شرایط بدون آب پس از فوران و سرد شدن ماگما ناپایدارند و به مجموعه ای ریزدانه متشکل از فازهای بدون آب اکسیدهای آهن و تیتان، پیروکسن منیزیم دار و فلدسپات تبدیل می شوند (Best, 1982).



۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم





شکل ۲- فنو کریست بزرگ پلاژیو کلاز که از وسط شکسته و خالی شده و توسط رگه های پر شده با کلسیترثانویه، قطع شده است.



شکل ۳- نمایی از بافت پورفیری همراه با فنوکریست های الیوین ادینگسیتی شده، آمفیبول اپاسیته







۱۷۲

ل فنو کریست ی و عرضی ت ثانویه









شکل ۶- فنو کریست بزرگ پلاژیو کلاز با ماکل پلی سنتتیک شکل ۷- فنو کریست شکل دار پیرو کسن

ژئوشیمی:

در این مطالعات ۷ نمونه سنگی برای مطالعه ژئوشیمی مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفت. بر پایه نمودارهای ۲۵۵ + ۲۵۵ در برابر SiO۲ (لی باس و همکاران، 1986) تر کیب گدازه های منطقه جنوب شرق میمه در حد تراکی آندزیت و تراکی آندزیت بازالتی است. نمونه های یک برونزد در محدوده آلکالن و برونزد دیگر در محدوده ساب آلکالن قرار گرفته است (شکل ۸). بر اساس نمودار تغییرات ۲۵۲ در برابر SiO۲ (پسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) ماهیت شیمیایی گدازه های این منطقه بیشتر کالک آلکالن و سرفان در محدوده آلکالن و برونزد دیگر در محدوده ساب آلکالن قرار گرفته است (شکل ۸). بر اساس نمودار تغییرات ۲۵م در برابر SiO۲ (پسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) ماهیت شیمیایی گدازه های این منطقه بیشتر کالک آلکالن پتاسیم بالا و سپس شوشونیتی می باشد (شکل ۹)، در نمودار MAT (۱۹۷۹) ماهیت شیمیایی گدازه های این منطقه معنو ما در گرفته است (تکل ۵)، در نمودار MAT (۱۹۷۹) ماهیت شیمیایی گدازه مای این منطقه در گیشتر کالک آلکالن پتاسیم بالا و سپس شوشونیتی می باشد (شکل ۹)، در نمودار MAT (۱۹۷۹) ماهیت شیمیایی گدازه های این منطقه ما در گستره کالک آلکالن پتاسیم بالا و سپس شوشونیتی می باشد (شکل ۹)، در نمودار MAT (۱۹۷۹) معالی کوهزایی بوده و در معرفتر معمولاً خاص مناطق کوهزایی بوده و در موقعیت های زمین ساختی جزایر قوسی، حاشیه فعال قاره ای و کمان های پس از برخورد مشاهده می شوند (مرز صفحات مونده).

با استفاده از نمودارهای تغییرات ژئوشیمیایی، ماگماهای تولید شده در جایگاه های متفاوت تکتونیکی می توانند بر اساس شیمی شان از یکدیگر تفکیک شوند. نمودارهای زیادی برای تعیین محیط تکتونیکی بازالت ها و آندزیت های بازالتی با استفاده از عناصر کمیاب، عناصر اصلی و کانی ها وجود دارند. اما عناصر کمیاب از استفاده گسترده تری جهت تعیین محیط تکتونیکی برخوردارند. نمودارهای وود (۱۹۸۰) که بر اساس عناصر کمیاب از استفاده گسترده تری جهت تعیین شده است؛ طبق این نمودارها سنگ های آتشفشانی این منطقه در محدوده HFS غیر متحرک با قدرت میدان بالا طراحی شده است؛ طبق این نمودارها سنگ های آتشفشانی این منطقه در محدوده BAS یعنی محدوده بازالت های کالک آلکالن جزایر قوسی قرار دارند(شکل ۱۱). برای اطمینان از این نتیجه از نمودارهای دیگر نیز استفاده می نماییم. طبق نمودار مولن (۱۹۸۳)، که برای بازالت ها و آندزیت های بازالتی با دامنه سیلیس بین ۵۴–40 درصد وزنی به کار می رود، نمونه های یکی از رخنمون ها که در این شرط صدق می کنند، در محدوده AIO یعنی آلکالی بازالت های جزایر قوسی واقع شده اند (شکل ۱۲). بر پایه نمودار پیرس و همکاران (۱۹۷۷) که برای سنگ های آتشفشانی ساب آلکالن با دامنه سیلیس (شکل ۱۲).





درصد وزنی طراحی شده است، سنگ های آتشفشانی مورد مطالعه در محدوده تکتونیکی MORB و جزایر قوسی و حاشیه فعال قاره ای قرار گرفته است (شکل ۱۳).

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

# بررسی فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی:

با توجه به اینکه عواملی نظیر تبلور تفریقی و ذوب بخشی هر دو ممکن است منجر به تشکیل پدیده های مشابه در شکل گیری سنگ های ماگمایی شوند، برای تشخیص نقش و تأثیر هر یک از این عوامل از نمودارهای عناصر ناساز گار ساز گار در برابر یکدیگر استفاده می شود. به عقیده (Rogers et al, 1984) اگر در یک سری سنگی نمودار تغییرات دو عنصر ناساز گار دارای روند خطی و مثبت باشد و از مبدأ مختصات نیز بگذرد و همچنین در نمودار عناصر ناساز گار –ساز گار آن سری نیز روند خطی و منفی دیده شود، در این صورت می توان فر آیند اصلی مرتبط به تشکیل سنگ های سری مزبور را تبلور تفریقی دانست. در غیر این صورت ذوب بخشی فر آیند اصلی در تشکیل سنگ است. نمونه های مورد مطالعه در نمودار OD نسبت به NI که جزء عناصر ساز گار هستند دارای روند مثبت است (شکل ۱۴–الف). همچنین نمودارهای عناصر ساز گار –ناساز گار –ناساز گار منست (ND – Zr) و (ND – Zr) نیز نشانگر تبلور تفریقی در تحول این دسته از سنگ ها می باشند (شکل ۱۴– ب، ج و د).



شکل ۸- بر اساس نمودارهای O+K<sup>2</sup>O Na<sup>2</sup> در برابر SiO<sup>2</sup> (لی باس و همکاران)، تر کیب سنگ های آتشفشانی جنوب شرق میمه در حد تراکی آندزیت و تراکی آندزیت بازالتی می باشد.



شکل ۹- بر اساس نمودارهای ONa<sup>2</sup> O + K<sup>2</sup> در برابر SiO<sup>2</sup> در برابر (پسریلو و تایلور، ۱۹۷۶) ماهیت شیمیایی گدازه های منطقه جنوب شرق میمه، بیشتر کالک آلکالن پتاسیم بالا و سپس شوشونیتی می باشد.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم





شکل ۱۰- تعیین سری ماگمایی سنگ های آذرین منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودار متمایز کننده ( Irvine & Baragar, 1971)



شکل ۱۱- تعیین خاستگاه ماگمایی گدازه های آتشفشانی جنوب شرق میمه بر پایه نمودارهای وود (۱۹۸۰). بر پایه هر سه این نمودارها بازالت های کالک آلکالن جزایر قوسی می باشد.



شکل ۱۲- نمودار مولن (۱۹۸۳)، که سنگ های آتشفشانی یک رخنمون در محدوده OIA واقع شده اند.



MORB

Mg

de 2 A

جزاير قوسى و

حاشيه فعال

قاردای

AI205

FeC





# تفسیر نمودارهای عنکبوتی:

نمودارهای الگوی توزیع عناصر نادر خاکی (REE) به هنجار شده با کندریت (Nakamura, 1974) غنی شدگی نسبت به HREE در تمام نمونه ها را نشان می دهد (شکل ۱۵)؛ فقیر شدگی HREE نسبت به LREE می تواند در اثر وجود گارنت در سنگ منشاء باشد. محتوای بالای عناصر نادر خاکی سبک در ماگما می تواند همچنین نشانه ای از تحرک فازهای سیال در ماگما در هنگام جدایش باشد. شیب این نمودار منفی است و نشان دهنده شرایط محیطی خاص تشکیل عمق و فشار بالا و فوگاسیته بالای COY/HYO می باشد. عناصر عاصر عاص حدود ۲۰۰ برابر و عناصر HREE حدود ۵ برابر نسبت به کندریت ها غنی تر هستند. عدم وجود آنومالی منفی BL می تواند به علت حضور فلدسپات ها باشد؛ زیرا Eu پلاژیو کلاز و فلدسپات پتاسیم ساز گار است. نمودار عناصر کمیاب به هنجار شده با گوشته اولیه (REE)، شیب منفی از عناصر HREB می شدگی در HIL و تهی شدگی از Sun and McDonough)، شیب منفی از عناصر HREB می شدگی در HIL و تهی شدگی از Sun and McDonough, می تواند به علت حضور فلدسپات ها باشد؛ زیرا Sun and McDonough)، شیب منفی از عناصر HREB می شدگی در HIL و تهی شدگی از Sun and McDonough)، شیب منفی از عناصر HREB نسبت به Sun and McDonough, می می در HIL و The Sun and McDonough)، شیب منفی از عناصر HREB می تواند به مند (شده با گوشته اولیه (REB))، شیب منفی از عناصر HREB می تواند به علت حضور فلدسپات ها باشد؛ زیرا support Sun and McDonough)، شیب منفی از عناصر HREB می تواند به میتار شده با گوشته اولیه (Support Support) در Support) و Support کی از Support که می تواند به عالت حضور فلدسپات ها با آنومالی می می تواند Support که در Support Support که در Support Support Support Support که در Support Support که در Support S



در ارتباط با فرآیند متاسوماتیسم گوشته یا آلایش پوسته قاره ای باشد. آنومالی منفی M در سنگ های منطقه تأثیر سیالات حاصل در زون فرورانش را بر منابع گوشته ای نشان می دهد (Soesoo, 2000) و همچنین شاخص سنگ های قاره ای است و ممکن است نشان دهنده شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی باشد (Reichow et al. 2005). مقدار M در پوسته کمتر از گوشته است. این آنومالی می تواند در اثر منشاء گیری ماگما از ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده و متاسوماتیزم تیغه گوشته ای (آلایش پوسته ای) نیز باشد. دو احتمال برای غنی شدگی **IREE** در تمام نمونه های مورد مطالعه می توان در نظر گرفت: یکی اینکه **IREE** ها تا حدی از HTEE ها ناساز گارترند و ممکن است به علت درصد ذوب بخشی کم در سنگ منشأ باشد؛ عامل دیگر اینکه این سنگ ها در مناطق فرورانش تشکیل شده باشند (2001). از طرفی الگوی بالای اینکه زون فرورانش به عنوان محیط تکتونیکی این سنگ ها تشخیص داده می شود (Winter, 2001). از وفی الگوی بالای اینکه زون فرورانش به عنوان محیط تکتونیکی این سنگ ها تشخیص داده می شود و آنومالی منفی آتا شاخص این زون است، عدم حضور این آنومالی می تواند شاهد دیگری بر آلایش این سنگ ها با پوسته باشد. (Stolz et al, 1996) عاد این این این این مناه دیگری به گوشته ای است، اگر تحت تأثیر سیالات قرار گیرد، فقیر (Stolz et al, 1996) عاد که نسبت ND/Ta با دیگری بنه گوشته ای است، اگر تحت تأثیر سیالات قرار گیرد، فقیر

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

از HFSE (منشأ گرفته از فرورانش)، غنی شده از LILE خواهد بود و در این حالت نسبت ۱ < Nb/Ta خواهد شد، که این نسبت در سنگ های منطقه مورد مطالعه بین ۱۹٫۷ تا ۱۹٫۷ است. مقادیر بالای نسبت Nb/Ta شاخص ماگمای مشتق شده از گوشته آلایش یافته است.



شکل 15- نمودار الگوی عناصر نادر خاکی به هنجار شده با کندریت ( Nakamura, 1974).

شکل 16- نمودار الگوی عناصر نادر خاکی به هنجار شده با مقادیر گوشته اولیه ( Sun & McDonough, 1989).



#### تعيين منشأ

به منظور تشخیص میزان غنی شدگی مکان منشأ سنگ های آذرین منطقه، از نسبت های عناصر ناساز گار Y/Zr و X/Zr ا ارائه شده توسط (Sun & McDonough, 1989) برای تفکیک منشأهای غنی شده از تهی شده استفاده می شود (شکل ۱۷– الف و ب). این عناصر به دلیل تحرک بسیار پایین خود حتی در درجات بالای دگرسانی، برای تفسیرهای سنگ زایی نمونه های دگرسان شده بسیار مفیدند (Widdowson et al, 2000) و (Mitchell and Widdowson, 1991). بر اساس این نمودارها تمامی نمونه های منطقه مورد مطالعه، در گستره گوشته غنی شده قرار می گیرند.





#### نتيجه گيري:

در جنوب شرقی میمه دو رخنمون از سنگ های آتشفشانی با سن پس از کرتاسه پیشین، دارای بافت های میکرولیتی پورفیریک، حفره ای، گلومروپورفیریک و شامل فنو کریست های پلاژیو کلاز، آمفیبول، بیوتیت، پیرو کسن و الیوین برونزد دارند. این سنگ ها از نظر ژئوشیمیایی در محدوده آندزیت، داسیت و بازالت و از نظر سری ماگمایی در سری ماگمایی کالک آلکالن واقع شده اند. الگوی تغییرات عناصر کمیاب خاکی این نمونه ها نسبت به مقادیر کندریت و گوشته اولیه غنی شدگی نشان می دهند و در این میان LREL ها غنی شدگی بیشتری نسبت به عقادیر کندریت و گوشته اولیه ذکر شده از خصوصیات سنگ های کالک آلکالن مرز صفحات نزدیک شونده می باشد. غنی شدگی از عناصر LREE در زون فرورانش می باشد. آنومالی منفی dN و غنی شدگی عنصر X و همچنین بالا بودن نسبت LREE در این سنگ ها نشان دهنده ماگمایی با منشأ گوشته ای است که به وسیله پوسته حین بالا آمدن آلوده شده است.



نمودارهای عناصر ناسازگار-ناسازگار نشانگر این است که مهمترین عامل در تشکیل این سنگ ها تبلور تفریقی است. با توجه به اینکه فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی، عامل ایجاد ماگماتیسم در نوار آتشفشانی ارومیه-دختر بوده، ویژگی های ژئوشیمیایی و سرگذشت زمین شناسی این بخش از منطقه میمه، تشکیل سنگ های آتشفشانی این منطقه در محیط فرورانش را تائید می کند.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

**~~~~~** 



والتكاويام نوراسان فم

مجله:

آسیابان ها، ع.، کنعانیان، ع.، (۱۳۸۴)، "شواهد بافتی-کانی شناسی حاکی از وقوع اختلاط ماگمایی در گدازه های تراکی آندزیتی منطقه آبترش، غرب قزوین"، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال سیزدهم، شماره ۲، صفحه ۳۰۲-۲۸۷

عمیدی، س. م.، زاهدی، م.، امامی، م. ه. و زهره بخش، ا.، ( ۱۳۷۰)، "نقشه ۱:۲۵۰۰۰ کاشان"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

وحدتی دانشمند، ف.، (۱۳۸۲)، "نقشه ۱:۱۰۰۰۰ میمه"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

کتاب:

آقانباتی، ع.، (۱۳۸۳)، " زمین شناسی ایران"، (ص ۵۸۶)، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران نام خانوادگی، حرف اول نام.، سال انتشار، "عنوان کتاب"، نوبت چاپ، ( شماره صفحه − شماره صفحه)، ناشر، محل نشر

#### **References:**

Aftabi, A. and Atapour, H., 2000. "Regional aspects of shoshonitic volcanism in Iran", Episodes 23(2), p. 119-125.

Amidi, S. M., Emami, M. H. and Michel, R., 1984. "Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation", Geologische Rundschau, 73, p. 917-932.

Best, M. G., 1982. "Igneous and metamorphic petrology", W. H. Freeman and company, 630, p.

Best, M. G., Christiansen, E. H., 2001. "Igneous petrology", Blackwell, 450, p.

Emami, M. H., 1981. "Ge'ologie de la re'gion de Qom-Aran (Iran): contribution a l'e'tude dynamique et ge'ochimique du volcanisme Tertiaire de l'Iran Central", PHD thesis, University of Grenoble, France.

Hassanzadeh, J., 1993. "Metallogenic and tectonomagmatic events in the SE sector of Cenozoic active continental margin of Central Iran (Shahre-babak area), Kerman province", PHD thesis, University of California, Los Angeles, USA.

Mitchell C. H., Widdowson, M., 1991. "A geological map of the southern Deccan Traps, India and its structural implications", Journal of Geological Society of London, 148, p. 495-505.

Rogers, J. J. W., Suayah, I. B., Edwards, J. M., 1984. "Trace elements in continental margine magmatism", Part IV, Geol, Sec, Am, Bul 95, p. 1437-1445.

Reichow, M., Saunders, A. D., White, R. V., Al'Mukhamedov, A. I., and Medvedev, A. Y., 2005. "Geochemistry and petrologenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Permo Triassic Siberian Traps, Russia", Lithos, 79, p. 425-452.

Soesoo, A., 2000. "Fraction crystallization of mantle derived melt as a mechanism for some I-Type granite petrogenesis: An example from Iachlan fold belts, ", Australia Journal of the geological Society, London, p. 157.



Stolz, A. J., Jochum, K. P., Spettel, B., Hofmann, A. W., 1996. "Fluid and melt related enrichment in the subarc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island arc basalts", Geology, 24, p. 587-590.

Winter, J. D., 2001. "An introduction to igneous and metamorphic petrology", Department of Geology Whitman College, 697, p.

Widdowson, M., Pringle, M. S., Fernandez, O. A., 2000. "A post K-T Boundary (Early Palaeocene) age for Deccan type feeder dykes, Goa, India", Journal of Petrology, 41, p. 1177-1194.


# استفاده از داده های شیمی سنگ کل در بررسی منشا ماگمایی سنگ های گرانیتوئیدی منطقه قلعه گبری (جنوب غرب جیرفت- کرمان)

**\$\$\$\$\$** 

سجاد خسروی مشیزی، کارشناس ارشد پترولوژی، دانشگاه پیام نور، تهران، <u>Sajjadkhosravi370@yahoo.com</u>، شهرام خلیلی مبرهن، دکترای پترولوژی، دانشگاه پیام نور، تهران، <u>Khalilishahram@pnu.ac.ir</u>

**\$\$\$\$\$\$** 

چکندہ :

توده گرانیتوئیدی قلعه گبری در استان کرمان، جنوب غرب جیرفت و در پهنه سنندج - سیرجان قرار دارد. بر اساس مشاهدات صحرایی و بررسی های پتروگرافی و ژئوشیمیایی، توده نفوذی قلعه گبری دارای ترکیب گرانودیوریت، گرانیت (مونزو گرانیت - سینو گرانیت)، گرانیت غنی از کوارتز، دیوریت - گابرو و به نوع گرانیت های I، VAG، Syn- COLG و ACM تعلق دارد. نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی غنی شدگی LILE د تهی شدگی و آنومالی منفی HREE و HREE را نشان می دهند که شاخص ماگماهای کالک آلکالن فرورانش در حاشیه فعال قاره ای (ACM) است و مدل ژئودینامیکی پیشنهادی منطقه را می توان مشابه مدل آند مرکزی در نظر گرفت که در این مدل فرآیند تولید ماگما در اثر پدیده چند منشایی و چند مرحله ای انجام می شود.

# The use of Whole rock chemistry data for evaluating of magmatic Orgin of granitoid rocks at Qale Gabra area (south west Jiroft- kerman)

<sup>1</sup> Master petrology, Payame-Noor Univercity, Tehran, Iran, <u>Sajjadkhosravi370@yahoo.com</u>

<sup>2</sup> Assistant Professor, Payame-Noor Univercity, Tehran, Iran, <u>Khalilishahram@pnu.ac.ir</u>

### Abstract:

The Qale gabra granitoid wass is located in Kerman province, South- west of Jiroft, Sanandag- Sirjan belt. On the basis of field observations and petrographic and geochemical studies, the Qale gabra intrusive bodies fall within the range of granodiorite, geranite (Monzo granite- Seyno granite), granit rich in quartz and diorite- gabbro in composition and belong to high temperature I-type (Cordilleran) VAG, Post-COLG, ACM groups. Various geochemical diagrams show the enrichment of LILE, LREE and depletion of HREE and HSFE These are the characteristics of calc-alkaline magma developed in subduction regime of active continental margin (ACM). Proposed geotectonic model of the area could be similar to the central Andes model, in which magma generated by polygenic and polystages phenomena.

Keywords :calc-alkaline, subduction, active continental margin, central andes model, qale gabra, sanandag-sirjan.

**\$\$\$\$\$** 



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



مقدمه :

مجموعه پلوتونیک قلعه گبری در جنوب غرب شهرستان جیرفت، ۲۵۰ کیلومتری جنوب کرمان، مابین طول جغرافیایی "۲۲ '۲۲ "۲۵ شرقی و عرض جغرافیایی"۵۷ '۲۷ '۵۷ شمالی واقع شده است. این مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ های نفوذی پهنه سنندج- سیرجان را در سری ماگمایی کالک آلکالن و از نوع تیپ I قرار داده اند. این توده نفوذی مرتبط با قوس قاره ای و در اثر فرورانش تشکیل شده است (Shafiei et al., 2008). با مقایسه ویژگی های توده نفوذی قلعه گبری با پهنه آتشفشانی آند مرکزی، از جمله میانگین مقادیر عناصر اصلی و کمیاب، شواهد صحرایی و پتروگرافی می توان مدل پیشنهادی(2007). Wilson بر مبنای تولید ماگما در محیط فرورانش در اثر پدیده چند منشایی و چند مرحله ای را برای منطقه بررسی شده پیشنهاد نمود.

## **\$**\$\$**\$**\$\$\$

# پترو گرافی:

روش تحقيق:

بافت غالب در سنگ های مورد مطالعه شامل گرانولار، گرافیکی، میرمکیت، پرتیت، پورفیروئیدی و اینتر گرانولار می باشد. کانی های اصلی این سنگ ها پلاژیو کلاز، کوارتز، ارتوز و کانی های فرعی آمفیبول، بیوتیت، کلینوپیروکسن، آپاتیت، زیرکن و اسفن و کانی های ثانویه کلریک، ایک و سریست می باشد. ترکیب پلاژیو کلاز در سنگ ها عمدتا الیگو کلاز – آندزین و کوارتز به صورت بی شکل، دانه ریز تا متوسط فضای بین کانی های دیگر را پر کرده است. آمفیبول ها با توجه به ویژگی های نوری از نوع هورنبلند بوده و در برخی نقاط در حال تبدیل به کلریت و بیوتیت است. حضور هورنبلند سبز، چندرنگی شکلاتی بیوتیت و رنگ قهوه ای آن، مگنتیت نشانه فوگاسیته بالای اکسیژن، اسفن شکل دار اولیه، فلدسپار پتاسیم به صورت بی شکل و رنگ صورتی، نبود کانی های دگرگونه، همگی بیانگر گرانیت نوع I دما بالاست.

### **\$\$\$\$\$**

در این پژوهش، طی انجام عملیات صحرایی از واحدهای مختلف رخنمون یافته نمونه برداری صورت گرفت. تعداد ۲۵ مقطع نازک از مجموع بیش از ۵۰ نمونه سنگی برداشت شده تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان به منظور مطالعات کانی شناسی، سنگ شناسی، بافتی و تعین ارتباطات کانی ها مورد استفاده قرار گرفت. سپس از میان انواع مختلف سنگی تعداد ۱۲ نمونه سالم و کمتر دگرسان شده به منظور تجزیه عناصر اصلی به روش XRF و نیز تجزیه عناصر کمیاب به روش -ICP Ms در آزمایشگاه Actlabs کانادا مورد تجزیه قرار گرفت (جدول ۱).





جدول شماره ۱) نتایج آنالیز شیمیایی نمونه های منطقه مورد مطالعه.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

	0.1	0.4	0.6	0.0	0.0	0.40	0.11	0.14	0.18	0.04	0.00	0.04
Symbole	0-1	0-5	G-6	G-/	G-8	G-10	6-11	G-15	G-1/	6-21	G-29	0-31
Type	GD	GD	GD	GD	GD	MD	MD	MD	GD	GD	GD	GD
Wt.%												
SiO2	73.03	73.25	74.61	75.2	75.73	52.68	50.86	50.45	76.04	78.13	74.17	72.88
TiO2	0.31	0.35	0.22	0.28	0.22	1.35	0.5	1.81	0.25	0.2	0.27	0.32
A12O3	12.74	12.92	11.93	12.44	11.65	14.81	16.14	14.07	11.8	11.07	12.1	13.09
Fe2O3	3.18	3.97	2.5	2.57	3.01	10.75	9.94	13.82	2 77	1.22	2.84	3.48
MnO	0.06	0.07	0.02	0.01	0.02	0.18	0.16	0.2	0.04	0.02	0.04	0.05
Millo	0.00	0.07	0.02	0.01	0.02	0.18	0.10	0.2	0.04	0.02	0.04	0.03
MgO	0.51	0.74	0.38	0.56	0.4	3.91	4.00	4.55	0.53	0.25	0.75	0.47
CaO	2.26	3.05	2.21	3.03	1.3	8.18	11.73	8.92	1.8	2.13	1.6	1.94
Na2O	4.84	4.01	5.04	4.97	5.22	3.62	1.42	3.04	4.52	5.05	4.74	4
K2O	0.4	1.06	0.26	0.21	0.25	0.07	0.44	0.14	0.78	0.32	0.54	1.1
P2O5	0.04	0.04	0.02	0.04	0.02	0.18	0.03	0.14	0.04	0.02	0.03	0.04
L.O.I	1.64	1.22	1.67	1.42	1.27	3.49	3.54	3.01	1.43	1.68	1.42	1.41
Total	98.83	100.7	98.87	100.8	99.1	99.22	99.43	100.2	100	100.1	98.51	98.8
nnm	0		2									
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
142	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	-0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
As	20.5	265	110	<0.5	126	101	155	<0.5	210	<0.5	\$0.5	<0.5
Ba	226	365	118	82	136	101	155	65	210	130	156	440
Be	1	1	1	1>	1	1>	1>	1>	1	1>	1	1
Bi	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>	0.4>
Ce	34.4	31.2	32.8	23	34.1	19.7	4.8	12.1	33.9	25.5	25.9	25.7
Co	4	6	2	2	3	28	31	38	3	1	4	4
Cr	20>	20>	20>	20>	20>	30	40	20>	20>	20>	20>	20>
Cs	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>	0.5>
Cu	10>	20	10>	10>	10	40	110	60	10>	10>	10>	10
Du	7.1	4.0	6.0	5.1	6.6	6.4	1.0	5.9	5.5	4.9	5.5	2.9
Dy E	1.1	4.9	0.9	3.1	0.0	0.4	1.9	3.6	3.5	4.0	3.5	3.0
Er	4.5	3.4	4.5	3.4	4.5	3.9	1.2	3.4	3./	3.2	3.7	2.4
Eu	1.02	0.81	0.8	0.95	0.85	1.55	0.41	1.41	0.77	0.58	0.83	0.85
Ga	14	14	12	12	13	19	15	19	13	9	13	13
Gd	5.9	4.2	5.7	4	5.4	5.6	1.4	4.8	4.5	3.9	4.5	3.1
Ge	2	2	1	1	1	2	2	2	1	1	1	1
Hf	3.7	3.1	3.4	3	3.6	3.1	0.6	2.3	3.1	3.1	3.4	2.3
			15	1.1	1.4	1.3	0.4	1.2	1.2	1	1.2	0.8
Ho	1.5	1.1			and the second se	0.25		0.0	0.2	0.2		
Ho	1.5	0.2>	0.2>	0.2>	0.2>	0.2	0.2>	0.2>	0.2>	0.2>	0.2>	0.2 >
Ho In	1.5 0.2>	0.2>	0.2>	0.2>	0.2>	7.4	0.2>	4.2	16.3	12.4	0.2>	0.2>
Ho In La	1.5 0.2> 16.1	0.2> 15.2	0.2>	0.2>	0.2>	7.4	0.2>	0.2> 4.2	16.3	0.2>	0.2>	0.2>
Ho In La Lu	1.5 0.2> 16.1 0.78	1.1 0.2> 15.2 0.59	0.2> 14.9 0.8	0.2> 9 0.59	0.2> 16 0.8	7.4	0.2> 2.2 0.19	0.2> 4.2 0.52	0.2> 16.3 0.66	0.2> 12.4 0.54	0.2> 12.7 0.66	0.2> 13.5 0.46
Ho In La Lu Mo	1.5 0.2> 16.1 0.78 2>	1.1 0.2> 15.2 0.59 2>	0.2> 14.9 0.8 2>	0.2> 9 0.59 2>	0.2> 16 0.8 2>	7.4 0.6 2>	0.2> 2.2 0.19 2>	0.2> 4.2 0.52 2>	16.3 0.66 2>	0.2> 12.4 0.54 2>	0.2> 12.7 0.66 2>	0.2> 13.5 0.46 2>
Ho In La Lu Mo Nb	$ \begin{array}{r} 1.5 \\ 0.2 \\ 16.1 \\ 0.78 \\ 2 \\ 6 \\ \end{array} $	1.1 0.2> 15.2 0.59 2> 6	0.2> 14.9 0.8 2> 5	0.2> 9 0.59 2> 5	0.2> 16 0.8 2> 6	7.4 0.6 2> 4	0.2> 2.2 0.19 2> 1>	0.2> 4.2 0.52 2> 2	0.2> 16.3 0.66 2> 6	0.2> 12.4 0.54 2> 5	0.2> 12.7 0.66 2> 6	0.2> 13.5 0.46 2> 7
Ho In La Lu Mo Nb Nd	$ \begin{array}{r} 1.5 \\ 0.2 \\ 16.1 \\ 0.78 \\ 2 \\ 6 \\ 18 \\ \end{array} $	1.1 0.2> 15.2 0.59 2> 6 14.8	0.2> 14.9 0.8 2> 5 16.5	0.2> 9 0.59 2> 5 12.5	$ \begin{array}{r} 0.2>\\ 16\\ 0.8\\ 2>\\ 6\\ 17.4\\ \end{array} $	$   \begin{array}{r}     \hline       0.2 \\       7.4 \\       0.6 \\       2 \\       4 \\       14 \\       14   \end{array} $	0.2> 2.2 0.19 2> 1> 3.1	$ \begin{array}{r} 0.2>\\ 4.2\\ 0.52\\ 2>\\ 2\\ 10.2\\ \end{array} $	$     \begin{array}{r}       0.2> \\       16.3 \\       0.66 \\       2> \\       6 \\       16.1 \\       \end{array} $	0.2> 12.4 0.54 2> 5 12.7	0.2> 12.7 0.66 2> 6 13.3	$ \begin{array}{r} 0.2 \\ \hline 13.5 \\ 0.46 \\ \hline 2 \\ \hline 7 \\ 11.2 \\ \end{array} $
Ho In La Lu Mo Nb Nd Ni	$ \begin{array}{r} 1.5 \\ 0.2 \\ 16.1 \\ 0.78 \\ 2 \\ 6 \\ 18 \\ 20 \\ \end{array} $	1.1 0.2> 15.2 0.59 2> 6 14.8 20>	0.2> 14.9 0.8 2> 5 16.5 20>	0.2> 9 0.59 2> 5 12.5 20>	$ \begin{array}{r} 0.2>\\ 16\\ 0.8\\ 2>\\ 6\\ 17.4\\ 20> \end{array} $	$ \begin{array}{r} 0.2 \\ 7.4 \\ 0.6 \\ 2 \\ 4 \\ 14 \\ 20 \\ \end{array} $	0.2> 2.2 0.19 2> 1> 3.1 30	0.2> 4.2 0.52 2> 2 10.2 20>	$ \begin{array}{r} 0.2>\\ 16.3\\ 0.66\\ 2>\\ 6\\ 16.1\\ 20> \end{array} $	$ \begin{array}{r} 0.2 \\ 12.4 \\ 0.54 \\ 2 \\ 5 \\ 12.7 \\ 20 \\ \end{array} $	0.2> 12.7 0.66 2> 6 13.3 20>	$\begin{array}{r} 0.2 > \\ \hline 13.5 \\ \hline 0.46 \\ \hline 2 > \\ \hline 7 \\ \hline 11.2 \\ \hline 20 > \end{array}$
Ho In La Mo Nb Nd Ni Pb	$ \begin{array}{r} 1.5 \\ 0.2 \\ 16.1 \\ 0.78 \\ 2 \\ 6 \\ 18 \\ 20 \\ 6 \\ 6 \end{array} $	1.1 0.2> 15.2 0.59 2> 6 14.8 20> 11	$\begin{array}{c} 1.0 \\ 0.2 \\ 14.9 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 16.5 \\ 20 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ \end{array}$	0.2> 9 0.59 2> 5 12.5 20> 5>	$ \begin{array}{r} 0.2>\\ 16\\ 0.8\\ 2>\\ 6\\ 17.4\\ 20>\\ 7\\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 0.2 \\ 7.4 \\ 0.6 \\ 2 \\ 4 \\ 14 \\ 20 \\ 5 \\ \end{array} $	$\begin{array}{r} 0.2 > \\ \hline 2.2 \\ \hline 0.19 \\ \hline 2 > \\ \hline 1 > \\ \hline 3.1 \\ \hline 30 \\ \hline 5 > \\ \end{array}$	$ \begin{array}{r} 0.2>\\ 4.2\\ 0.52\\ 2>\\ 10.2\\ 20>\\ 10\\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 0.2>\\ 16.3\\ 0.66\\ 2>\\ 6\\ 16.1\\ 20>\\ 5>\\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 0.2 \\ \hline 12.4 \\ 0.54 \\ \hline 2 \\ 5 \\ \hline 12.7 \\ \hline 20 \\ \hline 5 \\ \hline \end{array} $	0.2> 12.7 0.66 2> 6 13.3 20> 5>	$\begin{array}{r} 0.2 > \\ \hline 13.5 \\ \hline 0.46 \\ \hline 2 > \\ \hline 7 \\ \hline 11.2 \\ \hline 20 > \\ \hline 11 \\ \hline \end{array}$
Ho In La Lu Mo Nb Nd Ni Pb Pr	$ \begin{array}{r} 1.5 \\ 0.2 \\ 16.1 \\ 0.78 \\ 2 \\ 6 \\ 18 \\ 20 \\ 6 \\ 4.3 \\ \end{array} $	1.1 0.2> 15.2 0.59 2> 6 14.8 20> 11 3.64	0.2> 14.9 0.8 2> 5 16.5 20> 5> 3.99	0.2> 9 0.59 2> 5 12.5 20> 5> 3.02	$ \begin{array}{r} 0.2>\\ 16\\ 0.8\\ 2>\\ 6\\ 17.4\\ 20>\\ 7\\ 4.21\\ \end{array} $	$ \begin{array}{r} 0.2 \\ 7.4 \\ 0.6 \\ 2 \\ 4 \\ 14 \\ 20 \\ 5 \\ 2.91 \\ \end{array} $	$\begin{array}{r} 0.2 > \\ 2.2 \\ 0.19 \\ 2 > \\ 1 > \\ 3.1 \\ 30 \\ 5 > \\ 0.68 \end{array}$	$\begin{array}{r} 0.2 > \\ 4.2 \\ 0.52 \\ 2 > \\ 2 \\ 10.2 \\ 20 > \\ 10 \\ 1.91 \\ \end{array}$	$ \begin{array}{r} 0.2>\\ 16.3\\ 0.66\\ 2>\\ 6\\ 16.1\\ 20>\\ 5>\\ 3.91\\ \end{array} $	$\begin{array}{r} 0.2 > \\ 12.4 \\ 0.54 \\ 2 > \\ 5 \\ 12.7 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.11 \\ \end{array}$	$\begin{array}{r} 0.2 > \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.21 \end{array}$	$\begin{array}{r} 0.2 > \\ 13.5 \\ 0.46 \\ 2 > \\ \hline 7 \\ 11.2 \\ 20 > \\ \hline 11 \\ 2.88 \\ \end{array}$
Ho In La Lu Mo Nb Nd Ni Pb Pr Rb	$ \begin{array}{c} 1.5 \\ 0.2 \\ 16.1 \\ 0.78 \\ 2 \\ 6 \\ 18 \\ 20 \\ 6 \\ 4.3 \\ 6 \end{array} $	1.1 0.2> 15.2 0.59 2> 6 14.8 20> 11 3.64 28	$\begin{array}{c} 1.5\\ 0.2 \\ 14.9\\ 0.8\\ 2 \\ 5\\ 16.5\\ 20 \\ 5 \\ 3.99\\ 4 \end{array}$	0.2> 9 0.59 2> 5 12.5 20> 5> 3.02 3	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ \hline 16 \\ 0.8 \\ \hline 2 > \\ \hline 6 \\ 17.4 \\ \hline 20 > \\ \hline 7 \\ 4.21 \\ \hline 4 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2^{\prime} \\ 7.4 \\ 0.6 \\ 2^{\prime} \\ 4 \\ 14 \\ 20 \\ 5^{\prime} \\ 2.91 \\ 2^{\prime} \end{array}$	0.2> 2.2 0.19 2> 1> 3.1 30 5> 0.68 8	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 4.2 \\ 0.52 \\ 2 > \\ 2 \\ 10.2 \\ 20 > \\ 10 \\ 1.91 \\ 2 \end{array}$	$ \begin{array}{r} 0.2>\\ 16.3\\ 0.66\\ 2>\\ 6\\ 16.1\\ 20>\\ 5>\\ 3.91\\ 15\\ \end{array} $	$\begin{array}{r} 0.2>\\ 12.4\\ 0.54\\ 2>\\ 5\\ 12.7\\ 20>\\ 5>\\ 3.11\\ 6\end{array}$	0.2> 12.7 0.66 2> 6 13.3 20> 5> 3.21 8	$\begin{array}{r} 0.2 > \\ 13.5 \\ 0.46 \\ 2 > \\ 7 \\ 11.2 \\ 20 > \\ 11 \\ 2.88 \\ 24 \end{array}$
Ho In La Lu Mo Nb Nd Ni Pb Pr Rb Sb	$\begin{array}{c} 1.5 \\ 0.2 > \\ 16.1 \\ 0.78 \\ 2 > \\ 6 \\ 18 \\ 20 > \\ 6 \\ 4.3 \\ 6 \\ 0.5 > \end{array}$	1.1 0.2> 15.2 0.59 2> 6 14.8 20> 11 3.64 28 0.5>	0.2> 14.9 0.8 2> 5 16.5 20> 5> 3.99 4 0.5>	0.2> 9 0.59 2> 5 12.5 20> 5> 3.02 3 0.5>	0.2> 16 0.8 2> 6 17.4 20> 7 4.21 4 0.5>	$\begin{array}{c} 0.2 \\ \hline 7.4 \\ 0.6 \\ 2 \\ \hline 4 \\ 14 \\ 20 \\ 5 \\ \hline 5 \\ 2.91 \\ 2 \\ 0.5 \\ \hline \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 2.2 \\ 0.19 \\ 2 > \\ 1 > \\ 3.1 \\ 30 \\ 5 > \\ 0.68 \\ 8 \\ 0.5 > \end{array}$	0.2> 4.2 0.52 2> 2 10.2 20> 10 1.91 2 0.5>	$\begin{array}{c} 0.2>\\ 16.3\\ 0.66\\ 2>\\ 6\\ 16.1\\ 20>\\ 5>\\ 3.91\\ 15\\ 0.5> \end{array}$	0.2> 12.4 0.54 2> 5 12.7 20> 5> 3.11 6 0.5>	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 > \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ \hline 13.5 \\ 0.46 \\ \hline 2 > \\ \hline 7 \\ 11.2 \\ \hline 20 > \\ \hline 11 \\ 2.88 \\ \hline 24 \\ 0.5 > \end{array}$
Ho In La Lu Mo Nb Nd Ni Pb Pr Rb Sb Sc	$\begin{array}{c} 1.5\\ 0.2>\\ 16.1\\ 0.78\\ 2>\\ 6\\ 18\\ 20>\\ 6\\ 4.3\\ 6\\ 0.5>\\ 10\\ \end{array}$	1.1 0.2> 15.2 0.59 2> 6 14.8 20> 11 3.64 28 0.5> 11	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.2 \\ 14.9 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 16.5 \\ 20 \\ 5 \\ 3.99 \\ 4 \\ 0.5 \\ 9 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 9 \\ 0.59 \\ 2 > \\ 5 \\ 12.5 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.02 \\ 3 \\ 0.5 > \\ 9 \end{array}$	0.2> 16 0.8 2> 6 17.4 20> 7 4.21 4 0.5> 9	$\begin{array}{c} 0.2 \\ \hline 7.4 \\ 0.6 \\ 2 \\ \hline 4 \\ 14 \\ 20 \\ 5 \\ \hline 2.91 \\ 2 \\ 0.5 \\ 30 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 2.2 \\ 0.19 \\ 2 > \\ 1 > \\ 3.1 \\ 30 \\ 5 > \\ 0.68 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 42 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 4.2 \\ 0.52 \\ 2 > \\ 2 \\ 10.2 \\ 20 > \\ 10 \\ 1.91 \\ 2 \\ 0.5 > \\ 39 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2>\\ 16.3\\ 0.66\\ 2>\\ 6\\ 16.1\\ 20>\\ 5>\\ 3.91\\ 15\\ 0.5>\\ 8\end{array}$	0.2> 12.4 0.54 2> 5 12.7 20> 5> 3.11 6 0.5> 7	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 9 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 13.5 \\ 0.46 \\ 2 > \\ 7 \\ 11.2 \\ 20 > \\ 11 \\ 2.88 \\ 24 \\ 0.5 > \\ 9 \end{array}$
Ho In La Lu Mo Nb Nd Ni Pb Pr Rb Sb Sc Sm	$\begin{array}{c} 1.5 \\ 0.2 > \\ 16.1 \\ 0.78 \\ 2 > \\ 6 \\ 18 \\ 20 > \\ 6 \\ 4.3 \\ 6 \\ 0.5 > \\ 10 \\ 4.8 \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.1 \\ 0.2 > \\ 15.2 \\ 0.59 \\ 2 > \\ 6 \\ 14.8 \\ 20 > \\ 11 \\ 3.64 \\ 28 \\ 0.5 > \\ 11 \\ 3.6 \\ 11 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.2 \\ 14.9 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 16.5 \\ 20 \\ 5 \\ 3.99 \\ 4 \\ 0.5 \\ 9 \\ 4 \\ 5 \\ 9 \\ 4 \\ 5 \\ 5 \\ 16.5 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 10 \\ 1$	0.2> 9 0.59 2> 5 12.5 20> 5> 3.02 3 0.5> 9 3.5	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 16 \\ 0.8 \\ 2 > \\ 6 \\ 17.4 \\ 20 > \\ 7 \\ 4.21 \\ 4 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 4.7 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ \hline 7.4 \\ 0.6 \\ 2 \\ \hline 4 \\ 14 \\ 20 \\ 5 \\ \hline 2.91 \\ 2 \\ \hline 2 \\ 0.5 \\ \hline 30 \\ 4 \\ 3 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 2.2 \\ 0.19 \\ 2 > \\ 1 > \\ 3.1 \\ 30 \\ 5 > \\ 0.68 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 42 \\ 1 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 4.2 \\ 0.52 \\ 2 > \\ 2 \\ 10.2 \\ 20 > \\ 10 \\ 1.91 \\ 2 \\ 0.5 > \\ 3.5 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2>\\ 16.3\\ 0.66\\ 2>\\ 6\\ 16.1\\ 20>\\ 5>\\ 3.91\\ 15\\ 0.5>\\ 8\\ 4.1 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.4 \\ 0.54 \\ 2 > \\ 5 \\ 12.7 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.11 \\ 6 \\ 0.5 > \\ 7 \\ 3.5 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.6 \end{array}$	$\begin{array}{r} 0.2 > \\ 13.5 \\ 0.46 \\ 2 > \\ 7 \\ 11.2 \\ 20 > \\ 11 \\ 2.88 \\ 24 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 2.8 \end{array}$
Ho In La Lu Mo Nb Nd Nd Ni Pb Pr Rb Sb Sc Sn	$\begin{array}{c} 1.5\\ 0.2 >\\ 16.1\\ 0.78\\ 2 >\\ 6\\ 18\\ 20 >\\ 6\\ 4.3\\ 6\\ 0.5 >\\ 10\\ 4.8\\ 1\\ \end{array}$	1.1 0.2> 15.2 0.59 2> 6 14.8 20> 11 3.64 28 0.5> 11 3.64 28 0.5> 11 3.64 3.64 3	$\begin{array}{c} 1.5 \\ 0.2 \\ 14.9 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 16.5 \\ 20 \\ 5 \\ 3.99 \\ 4 \\ 0.5 \\ 9 \\ 4.5 \\ 1 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 9 \\ 0.59 \\ 2 > \\ 5 \\ 12.5 \\ 20 > \\ 5 \\ 3.02 \\ 3 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.5 \\ 2 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 16 \\ 0.8 \\ 2 > \\ 6 \\ 17.4 \\ 20 > \\ 7 \\ 4.21 \\ 4 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 4.7 \\ 2 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 7.4 \\ 0.6 \\ 2 \\ 4 \\ 14 \\ 20 \\ 5 \\ 2.91 \\ 2 \\ 0.5 \\ 30 \\ 4.3 \\ 1 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 2.2 \\ 0.19 \\ 2 > \\ 1 > \\ 3.1 \\ 30 \\ 5 > \\ 0.68 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 42 \\ 1 \\ 1 > \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2>\\ 4.2\\ 0.52\\ 2>\\ 2\\ 10.2\\ 20>\\ 10\\ 1.91\\ 2\\ 0.5>\\ 39\\ 3.5\\ 1>\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2>\\ 16.3\\ 0.66\\ 2>\\ 6\\ 16.1\\ 20>\\ 5>\\ 3.91\\ 15\\ 0.5>\\ 8\\ 4.1\\ 1\end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2>\\ 12.4\\ 0.54\\ 2>\\ 5\\ 12.7\\ 20>\\ 5>\\ 3.11\\ 6\\ 0.5>\\ 7\\ 3.5\\ 1\end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 13.5 \\ 0.46 \\ 2 > \\ 7 \\ 11.2 \\ 20 > \\ 11 \\ 2.88 \\ 24 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 2.8 \\ 2 \\ 2 \\ 2 \\ 2 \end{array}$
Ho In La Lu Mo Nb Nb Nb Nb Pb Pr Pb Pr Rb Sb Sc Sm Sn Sn	$\begin{array}{c} 1.5 \\ 0.2 > \\ 16.1 \\ 0.78 \\ 2 > \\ 6 \\ 18 \\ 20 > \\ 6 \\ 4.3 \\ 6 \\ 0.5 > \\ 10 \\ 4.8 \\ 1 \\ 0.6 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.1 \\ 0.2 > \\ 15.2 \\ 0.59 \\ 2 > \\ 6 \\ 14.8 \\ 20 > \\ 11 \\ 3.64 \\ 28 \\ 0.5 > \\ 11 \\ 3.6 \\ 1 \\ 111 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.2 \\ 0.2 \\ 14.9 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 16.5 \\ 20 \\ 5 \\ 3.99 \\ 4 \\ 0.5 \\ 9 \\ 4.5 \\ 1 \\ 131 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 9 \\ 0.59 \\ 2 > \\ 5 \\ 12.5 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.02 \\ 3 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.5 \\ 2 \\ 117 \end{array}$	0.2> 16 0.8 2> 6 17.4 20> 7 4.21 4 0.5> 9 4.7 2 9	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 7.4 \\ 0.6 \\ 2 \\ 4 \\ 14 \\ 20 \\ 5 \\ 2.91 \\ 2 \\ 0.5 \\ 30 \\ 4.3 \\ 1 \\ 1 \\ 70 \end{array}$	0.2> 2.2 0.19 2> 1> 3.1 30 5> 0.68 8 0.5> 42 1> 1	$\begin{array}{c} 0.2>\\ 4.2\\ 0.52\\ 2>\\ 2\\ 10.2\\ 20>\\ 10\\ 1.91\\ 2\\ 0.5>\\ 39\\ 3.5\\ 1>\\ 203\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 16.3 \\ 0.66 \\ 2 \\ 6 \\ 16.1 \\ 20 \\ 5 \\ 3.91 \\ 15 \\ 0.5 \\ 8 \\ 4.1 \\ 1 \\ 109 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2>\\ 12.4\\ 0.54\\ 2>\\ 5\\ 12.7\\ 20>\\ 5>\\ 3.11\\ 6\\ 0.5>\\ 7\\ 3.5\\ 1\\ 102\end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 113 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 13.5 \\ 0.46 \\ 2 > \\ 7 \\ 11.2 \\ 20 > \\ 11 \\ 2.88 \\ 24 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 2.8 \\ 2 \\ 2 \\ 112 \end{array}$
Ho In La Mo Nb Ni Pb Pr Rb Sb Sc Sm Sn Sr	$\begin{array}{c} 1.5\\ 0.2 >\\ 16.1\\ 0.78\\ 2 >\\ 6\\ 18\\ 20 >\\ 6\\ 4.3\\ 6\\ 0.5 >\\ 10\\ 4.8\\ 1\\ 96\\ 1\\ 96\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.1 \\ 0.2 > \\ 15.2 \\ 0.59 \\ 2 > \\ 6 \\ 14.8 \\ 20 > \\ 11 \\ 3.64 \\ 28 \\ 0.5 > \\ 11 \\ 3.6 \\ 1 \\ 111 \\ 0.5 \\ 0.5 > \\$	$\begin{array}{c} 1.3 \\ 0.2 \\ 0.2 \\ 14.9 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 16.5 \\ 20 \\ 5 \\ 3.99 \\ 4 \\ 0.5 \\ 9 \\ 4 \\ 0.5 \\ 9 \\ 4.5 \\ 1 \\ 131 \\ 3.6 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c c} 0.2 > \\ 9 \\ \hline 0.59 \\ 2 > \\ 5 \\ 12.5 \\ 20 > \\ 5 \\ 3.02 \\ 3 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.5 \\ 2 \\ 117 \\ 117 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 16 \\ 0.8 \\ 2 > \\ 6 \\ 17.4 \\ 20 > \\ 7 \\ 4.21 \\ 4 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 4.7 \\ 2 \\ 91 \\ 91 \\ 91 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ $	$\begin{array}{c} 0.2>\\ 7.4\\ 0.6\\ 2>\\ 4\\ 14\\ 20\\ 5>\\ 2.91\\ 2>\\ 0.5>\\ 3.0\\ 4.3\\ 1>\\ 179\\ 179\\ 22\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 2.2 \\ 0.19 \\ 2 > \\ 1 > \\ 3.1 \\ 30 \\ 5 > \\ 0.68 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 42 \\ 1 \\ 1 > \\ 1 > \\ 175 \\ 175 \\ 0.5 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2>\\ 4.2\\ 0.52\\ 2>\\ 2\\ 10.2\\ 20>\\ 10\\ 1.91\\ 2\\ 0.5>\\ 3.9\\ 3.5\\ 1>\\ 203\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ \hline 16.3 \\ 0.66 \\ 2 \\ \hline 2 \\ 6 \\ 16.1 \\ 20 \\ 5 \\ \hline 3.91 \\ 15 \\ 0.5 \\ 8 \\ 4.1 \\ 1 \\ 109 \\ 0.5 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2>\\ 12.4\\ 0.54\\ 2>\\ 5\\ 12.7\\ 20>\\ 5>\\ 3.11\\ 6\\ 0.5>\\ 7\\ 3.5\\ 1\\ 102\\ 25\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 1113 \\ 113 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 13.5 \\ 0.46 \\ 2 > \\ 7 \\ 11.2 \\ 20 > \\ 11 \\ 2.88 \\ 24 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 2.8 \\ 2 \\ 112 \\ 12 \\ 2.8 \\ 2 \\ 5 \\ 2 \\ 112 \\ 2 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ $
Ho In La Lu Mo Nb Nb Nb Pb Pr Rb Sb Sb Sc Sm Sr Ta	$\begin{array}{c} 1.5\\ 0.2^{>}\\ 16.1\\ 0.78\\ 2^{>}\\ 6\\ 18\\ 20^{>}\\ 6\\ 4.3\\ 6\\ 0.5^{>}\\ 10\\ 4.8\\ 1\\ 96\\ 0.5\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.1\\ 0.2>\\ 15.2\\ 0.59\\ 2>\\ 6\\ 14.8\\ 20>\\ 11\\ 3.6\\ 1\\ 11\\ 3.6\\ 1\\ 111\\ 0.6\\ 6\end{array}$	$\begin{array}{c} 1.2 \\ 0.2 \\ 0.2 \\ 14.9 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 16.5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 3.99 \\ 4 \\ 0.5 \\ 9 \\ 4.5 \\ 1 \\ 131 \\ 0.5 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 9 \\ 0.59 \\ 2 > \\ 5 \\ 12.5 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.02 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.5 \\ 2 \\ 117 \\ 0.4 \\ 0.4 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 16 \\ 0.8 \\ 2 > \\ 6 \\ 17.4 \\ 20 > \\ 7 \\ 4.21 \\ 4 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 4.7 \\ 2 \\ 91 \\ 0.5 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 7.4 \\ 0.6 \\ 2 \\ 4 \\ 14 \\ 20 \\ 5 \\ 2.91 \\ 2 \\ 0.5 \\ 30 \\ 4.3 \\ 1 \\ 179 \\ 0.3 \\ \end{array}$	0.2> 2.2 0.19 2> 1> 3.1 30 5> 0.68 8 0.5> 42 1 1> 175 0.1>	$\begin{array}{c} 0.2>\\ 4.2\\ 0.52\\ 2>\\ 2\\ 20>\\ 100\\ 1.91\\ 2\\ 0.5>\\ 39\\ 3.5\\ 1>\\ 203\\ 0.1\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 16.3 \\ 0.66 \\ 2 \\ 6 \\ 16.1 \\ 20 \\ 5 \\ 3.91 \\ 15 \\ 0.5 \\ 8 \\ 4.1 \\ 1 \\ 109 \\ 0.5 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.4 \\ 0.54 \\ 2 > \\ 5 \\ 12.7 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.11 \\ 6 \\ 0.5 > \\ 7 \\ 3.5 \\ 1 \\ 102 \\ 0.5 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 113 \\ 0.5 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 13.5 \\ 0.46 \\ 2 > \\ 7 \\ 11.2 \\ 20 > \\ 11 \\ 2.88 \\ 24 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 2.8 \\ 2 \\ 112 \\ 0.5 \\ \end{array}$
Ho In La Lu Mo Nb Ni Pb Pr Rb Sb Sc Sm Sr Ta Tb	$\begin{array}{c} 1.5\\ 0.2>\\ 16.1\\ 0.78\\ 2>\\ 6\\ 18\\ 20>\\ 6\\ 4.3\\ 6\\ 0.5>\\ 10\\ 4.8\\ 1\\ 9\\ 9\\ 6\\ 0.5\\ 1.1\end{array}$	$\begin{array}{c} 1.1\\ 0.2>\\ 15.2\\ 0.59\\ 2>\\ 6\\ 14.8\\ 20>\\ 11\\ 3.64\\ 28\\ 0.5>\\ 11\\ 3.6\\ 1\\ 11\\ 0.6\\ 0.8\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.2 \\ 0.2 \\ 0.2 \\ 14.9 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 16.5 \\ 20 \\ 5 \\ 5 \\ 3.99 \\ 4 \\ 0.5 \\ 9 \\ 4.5 \\ 1 \\ 131 \\ 0.5 \\ 1 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 9 \\ 0.5 > \\ 2 > \\ 5 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.02 \\ 3 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.5 \\ 2 \\ 117 \\ 0.4 \\ 0.8 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 16 \\ 0.8 \\ 2 > \\ 6 \\ 17.4 \\ 20 > \\ 7 \\ 4.21 \\ 4 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 4.7 \\ 2 \\ 91 \\ 0.5 \\ 1 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ \hline 7.4 \\ 0.6 \\ \hline 2 \\ 2 \\ 4 \\ 14 \\ 20 \\ 5 \\ 2.91 \\ 2 \\ 5 \\ 0.5 \\ 30 \\ 4.3 \\ 1 \\ 179 \\ 0.3 \\ 1 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 2.2 \\ 0.19 \\ 2 > \\ 1 > \\ 3.1 \\ 30 \\ 5 > \\ 0.68 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 42 \\ 1 \\ 1 > \\ 175 \\ 0.1 > \\ 0.3 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 4.2 \\ 0.52 \\ 2 > \\ 2 \\ 20 > \\ 10 \\ 1.91 \\ 2 \\ 0.5 > \\ 39 \\ 3.5 \\ 1 > \\ 203 \\ 0.1 \\ 0.9 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 16.3 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 16.1 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.91 \\ 15 \\ 0.5 > \\ 8 \\ 4.1 \\ 1 \\ 109 \\ 0.5 \\ 0.8 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.4 \\ 0.54 \\ 2 > \\ 5 \\ 12.7 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.11 \\ 6 \\ 0.5 > \\ 7 \\ 3.5 \\ 1 \\ 102 \\ 0.5 \\ 0.7 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 113 \\ 0.5 \\ 0.8 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 13.5 \\ 0.46 \\ 2 > \\ 7 \\ 11.2 \\ 20 > \\ 11 \\ 2.0 > \\ 11 \\ 2.88 \\ 24 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 2.8 \\ 2 \\ 112 \\ 0.5 \\ 0.6 \\ \end{array}$
Ho In La Mo Nb Nd Nb Pr Pr Rb Sb Sc Sm Sr Ta Tb Th	$\begin{array}{c} 1.5\\ 0.2>\\ 16.1\\ 0.78\\ 2>\\ 6\\ 18\\ 20>\\ 6\\ 4.3\\ 6\\ 0.5>\\ 10\\ 4.8\\ 1\\ 96\\ 0.5>\\ 1.1\\ 3.3 \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.1\\ 0.2>\\ 0.2>\\ 15.2\\ 0.59\\ 2>\\ 6\\ 14.8\\ 20>\\ 11\\ 3.64\\ 28\\ 0.5>\\ 11\\ 3.64\\ 11\\ 1.11\\ 0.6\\ 0.8\\ 3.4 \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.2 \\ 0.2 \\ 0.2 \\ 14.9 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 16.5 \\ 20 \\ 5 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 5 \\ 3.99 \\ 4 \\ 0.5 \\ 9 \\ 9 \\ 4 \\ 4.5 \\ 1 \\ 131 \\ 0.5 \\ 1 \\ 3.2 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 9 \\ 0.59 \\ 2 > \\ 5 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.02 \\ 3 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.5 \\ 2 \\ 117 \\ 0.4 \\ 0.8 \\ 2.3 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 16 \\ 0.8 \\ 2 > \\ 6 \\ 17.4 \\ 20 > \\ 7 \\ 4.20 > \\ 7 \\ 4.20 > \\ 7 \\ 4.4 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 4.7 \\ 2 \\ 91 \\ 0.5 \\ 1 \\ 3.3 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.6 \\ 7.4 \\ 0.6 \\ 2 \\ 2 \\ 3 \\ 2.91 \\ 2 \\ 0.5 \\ 30 \\ 4.3 \\ 1 \\ 179 \\ 0.3 \\ 1 \\ 0.6 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 2.2 \\ 0.19 \\ 2 > \\ 1 > \\ 3.1 \\ 30 \\ 5 > \\ 0.68 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 42 \\ 1 \\ 1 > \\ 175 \\ 0.1 > \\ 0.3 \\ 0.9 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.52 \\ 4.2 \\ 0.52 \\ 2 \\ 2 \\ 10.2 \\ 20 \\ 10 \\ 1.91 \\ 2 \\ 0.5 \\ 39 \\ 3.5 \\ 1 \\ 203 \\ 0.1 \\ 0.9 \\ 0.4 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.6 \\ 0.66 \\ 2 \\ 0.66 \\ 2 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 8 \\ 4.1 \\ 1 \\ 109 \\ 0.5 \\ 0.8 \\ 3.4 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.54 \\ 0.54 \\ 2 \\ \end{array}$ $\begin{array}{c} 5 \\ 5 \\ 12.7 \\ 20 \\ 5 \\ \end{array}$ $\begin{array}{c} 3.1 \\ 6 \\ 0.5 \\ 7 \\ 3.5 \\ 1 \\ 102 \\ 0.5 \\ 1 \\ 0.7 \\ 3.4 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 113 \\ 0.5 \\ 0.8 \\ 2.9 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 13.5 \\ 0.46 \\ 2 > \\ 7 \\ 11.2 \\ 20 > \\ 11 \\ 2.8 \\ 24 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 2.8 \\ 2 \\ 112 \\ 0.5 \\ 0.6 \\ 1.6 \\ \end{array}$
Ho In La Lu Mo Nb Nd Ni Pb Pr Rb Sb Sc Sm Sn Sr Ta Tb Th Ti	$\begin{array}{c} 1.5\\ 0.2>\\ 16.1\\ 0.78\\ 2>\\ 6\\ 6\\ 18\\ 20>\\ 6\\ 4.3\\ 6\\ 0.5>\\ 10\\ 4.8\\ 1\\ 0.5>\\ 10\\ 4.8\\ 1\\ 0.5>\\ 10\\ 3.3\\ 0.1>\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.1\\ 0.2>\\ 0.5>\\ 15.2\\ 0.5>\\ 2>\\ 6\\ 14.8\\ 20>\\ 11\\ 3.64\\ 28\\ 0.5>\\ 11\\ 3.6\\ 1\\ 111\\ 0.6\\ 0.8\\ 3.4\\ 0.1>\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.2 \\ 0.2 \\ 0.2 \\ 14.9 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 16.5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 3.99 \\ 4 \\ 0.5 \\ 9 \\ 4.5 \\ 1 \\ 131 \\ 0.5 \\ 1 \\ 3.2 \\ 0.1 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 9 \\ 0.59 \\ 2 > \\ 5 \\ 20 > \\ 3.02 \\ 3 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 9 \\ 3.5 \\ 2 \\ 117 \\ 0.4 \\ 0.8 \\ 2.3 \\ 0.1 > \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 16 \\ 0.8 \\ 2 > \\ 6 \\ 17.4 \\ 20 > \\ 7 \\ 4.21 \\ 4 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 4.7 \\ 2 \\ 91 \\ 0.5 \\ 1 \\ 3.3 \\ 0.1 > \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.6 \\ 7.4 \\ 0.6 \\ 2 \\ 0.6 \\ 2 \\ 14 \\ 14 \\ 20 \\ 5 \\ 2.91 \\ 2 \\ 0.5 \\ 30 \\ 4.3 \\ 1 \\ 0.5 \\ 179 \\ 0.3 \\ 1 \\ 0.6 \\ 0.1 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 2.2 \\ 0.19 \\ 2 > \\ 1 > \\ 3.1 \\ 30 \\ 5 > \\ 0.68 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 42 \\ 1 \\ 1 > \\ 175 \\ 0.1 > \\ 0.3 \\ 0.9 \\ 0.1 > \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.52 \\ 4.2 \\ 0.52 \\ 2 \\ 2 \\ 20 \\ 20 \\ 20 \\ 20 \\ 39 \\ 3.5 \\ 1 \\ 20 \\ 39 \\ 3.5 \\ 1 \\ 203 \\ 0.1 \\ 0.9 \\ 0.4 \\ 0.1 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.6 \\$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.54 \\ 0.54 \\ 2 \\ 5 \\ 5 \\ 12.7 \\ 20 \\ 5 \\ 5 \\ 3.11 \\ 6 \\ 0.5 \\ 7 \\ 3.5 \\ 1 \\ 102 \\ 0.5 \\ 0.7 \\ 3.4 \\ 0.1 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 113 \\ 0.5 \\ 0.8 \\ 2.9 \\ 0.1 > \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 13.5 \\ 0.46 \\ 2 > \\ 7 \\ 11.2 \\ 20 > \\ 11.2 \\ 20 > \\ 20 > \\ 20 > \\ 20 > \\ 2.8 \\ 24 \\ 0.5 \\ 9 \\ 2.8 \\ 2 \\ 112 \\ 0.5 \\ 0.6 \\ 1.6 \\ 0.1 > \end{array}$
Ho In La Lu Mo Nb Nb Nb Nb Pr Pr Rb Sb Sc Sm Sr Ta Tb Th Ti Tm	$\begin{array}{c} 1.5\\ 0.2>\\ 0.2>\\ 16.1\\ 0.78\\ 2>\\ 6\\ 18\\ 20>\\ 6\\ 4.3\\ 6\\ 0.5>\\ 10\\ 4.8\\ 1\\ 96\\ 0.5>\\ 10\\ 4.8\\ 1\\ 1\\ 3.3\\ 0.1>\\ 0.69\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.1\\ 0.2>\\ 0.59\\ 2>\\ 6\\ 14.8\\ 20>\\ 11\\ 3.64\\ 28\\ 0.5>\\ 11\\ 3.6\\ 1\\ 11\\ 111\\ 0.6\\ 0.8\\ 3.4\\ 0.1>\\ 0.53\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.2 \\ 0.2 \\ 0.4 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 3.99 \\ 4 \\ 0.5 \\ 9 \\ 4 \\ 0.5 \\ 1 \\ 1.31 \\ 0.5 \\ 1 \\ 1.3.2 \\ 0.1 \\ 0.71 \\ 0.71 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 9 \\ 0.59 \\ 2 > \\ 5 \\ 12.5 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.02 \\ 3 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 9 \\ 3.5 \\ 2 \\ 117 \\ 0.4 \\ 0.8 \\ 2.3 \\ 0.1 > \\ 0.53 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 16 \\ 0.8 \\ 2 > \\ 6 \\ 17.4 \\ 20 > \\ 7 \\ 4.21 \\ 4 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 4.7 \\ 2 \\ 91 \\ 0.5 \\ 1 \\ 3.3 \\ 0.1 > \\ 0.71 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.2 \\ 7.4 \\ 0.6 \\ 2 \\ 4 \\ 14 \\ 20 \\ 5 \\ 2.91 \\ 2 \\ 0.5 \\ 30 \\ 4.3 \\ 1 \\ 2 \\ 0.3 \\ 1 \\ 0.6 \\ 0.1 \\ 0.58 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.19 \\ 2 \\ 1 \\ 30 \\ 5 \\ 0.68 \\ 8 \\ 0.5 \\ 42 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 175 \\ 0.1 \\ 0.3 \\ 0.9 \\ 0.1 \\ 0$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.52 \\ 4.2 \\ 0.52 \\ 2 \\ 2 \\ 20 \\ 10.2 \\ 20 \\ 10 \\ 1.91 \\ 2 \\ 0.5 \\ 39 \\ 3.5 \\ 1 \\ 203 \\ 0.1 \\ 0.9 \\ 0.4 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.63 \\ 16.3 \\ 0.66 \\ 2 \\ 2 \\ 6 \\ 16.1 \\ 20 \\ 5 \\ 3.91 \\ 15 \\ 0.5 \\ 8 \\ 4.1 \\ 1 \\ 109 \\ 0.5 \\ 0.8 \\ 3.4 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.8 \\ 0.5 \\ 7 \\ 0.57 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.54 \\ 0.54 \\ 2 \\ 5 \\ 12.7 \\ 20 \\ 5 \\ 3.11 \\ 6 \\ 0.5 \\ 7 \\ 7 \\ 3.5 \\ 1 \\ 102 \\ 0.5 \\ 0.7 \\ 3.4 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.7 \\ 3.4 \\ 0.1 \\ 0.5 $	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 113 \\ 0.5 \\ 0.8 \\ 2.9 \\ 0.1 > \\ 0.58 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.2 \\ 13.5 \\ 0.46 \\ 2 \\ \end{array}$ $\begin{array}{c} 7 \\ 11.2 \\ 20 \\ 2 \\ \end{array}$ $\begin{array}{c} 7 \\ 11.2 \\ 20 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.3 \\ 0.5 \\ 0.3 \\ 0.5 \\ 0.3 \\$
Ho           In           La           Lu           Mo           Nb           Nd           Pb           Pr           Rb           Sc           Sm           Sn           Sr           Tb           Th           Ti           Tm           U	$\begin{array}{c} 1.5\\ 0.2>\\ 0.2>\\ 16.1\\ 0.78\\ 2>\\ 6\\ 18\\ 20>\\ 6\\ 4.3\\ 6\\ 0.5>\\ 10\\ 0.5>\\ 10\\ 4.8\\ 1\\ 1\\ 3.3\\ 0.1>\\ 0.6\\ 1.2\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.1\\ 0.2>\\ 0.2>\\ 15.2\\ 0.59\\ 2>\\ 6\\ 14.8\\ 20>\\ 11\\ 3.6\\ 1\\ 11\\ 3.6\\ 1\\ 11\\ 111\\ 0.6\\ 0.8\\ 3.4\\ 0.1>\\ 0.5\\ 1\\ 1\end{array}$	$\begin{array}{c} 1.2 \\ 0.2 \\ 0.2 \\ 14.9 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 16.5 \\ 20 \\ 5 \\ 5 \\ 3.99 \\ 4 \\ 0.5 \\ 1 \\ 131 \\ 0.5 \\ 1 \\ 0.5 \\ 1 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 1.1 \\ 1.1 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 9 \\ 9 \\ 2 > \\ 5 \\ 20 > \\ 5 \\ 20 > \\ 3.02 \\ 3 \\ 0.5 \\ 9 \\ 3.5 \\ 2 \\ 117 \\ 0.4 \\ 0.8 \\ 0.1 > \\ 0.1 > \\ 0.9 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 16 \\ 0.8 \\ 2 > \\ 6 \\ 17.4 \\ 20 > \\ 7 \\ 7 \\ 4.21 \\ 4 \\ 0.5 \\ 9 \\ 4.7 \\ 2 \\ 91 \\ 0.5 \\ 1 \\ 3.3 \\ 0.1 > \\ 0.71 \\ 1.1 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.74 \\ 7.4 \\ 0.6 \\ 2 \\ 4 \\ 14 \\ 20 \\ 5 \\ 2.91 \\ 2 \\ 2 \\ 0.5 \\ 30 \\ 30 \\ 1 \\ 179 \\ 0.3 \\ 1 \\ 179 \\ 0.3 \\ 1 \\ 0.6 \\ 0.1 \\ 0.6 \\ 0.2 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.19 \\ 2.2 \\ 0.19 \\ 2 \\ 1 \\ 3.1 \\ 30 \\ 5 \\ 0.68 \\ 8 \\ 0.5 \\ 42 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 0.0 \\ 9 \\ 0.1 \\ 0.0 \\ 0.2 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.52 \\ 4.2 \\ 0.52 \\ 2 \\ 2 \\ 20 \\ 20 \\ 20 \\ 20 \\ 39 \\ 3.5 \\ 1 \\ 203 \\ 0.1 \\ 0.9 \\ 0.4 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.9 \\ 0.4 \\ 0.1 \\ 0.$	0.2 > 0.6 16.3 = 0.66 2 > 0.66 2 > 0.66 16.1 = 20 > 0.5 3.91 = 0.5 > 8 4.1 = 0.5 >	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.2 \\ 0.54 \\ 2 \\ 0.54 \\ 2 \\ 5 \\ 5 \\ 12.7 \\ 20 \\ 5 \\ 5 \\ 3.11 \\ 6 \\ 0.5 \\ 7 \\ 3.5 \\ 1 \\ 102 \\ 0.5 \\ 0.7 \\ 1 \\ 102 \\ 0.5 \\ 0.7 \\ 1 \\ 102 \\ 0.5 \\ 0.7 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ $	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 > \\ 5 > \\ 5 > \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 113 \\ 0.5 \\ 0.8 \\ 2.9 \\ 0.1 > \\ 0.5 \\ 1.1 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 13.5 \\ 0.46 \\ 2 > \\ 7 \\ 11.2 \\ 20 > \\ 11.2 \\ 20 > \\ 11.2 \\ 20 > \\ 21 > \\ 22 > \\ 20 > \\ 2.8 \\ 24 \\ 0.5 \\ 9 \\ 2.8 \\ 2 \\ 2 \\ 0.5 \\ 0.6 \\ 1.6 \\ 0.1 > \\ 0.3 \\ 0.6 \\ \end{array}$
Ho In La Lu Mo Nd Nb Nd Pb Pr Pr Rb Sb Sc Sm Sr Ta Tb Th Ti Tm U V	$\begin{array}{c} 1.5\\ 0.2>\\ 0.2>\\ 16.1\\ 0.78\\ 2>\\ 6\\ 18\\ 20>\\ 6\\ 4.3\\ 6\\ 6\\ 4.3\\ 6\\ 0.5>\\ 10\\ 4.8\\ 1\\ 96\\ 0.5>\\ 1.1\\ 3.3\\ 0.1>\\ 0.69\\ 1.2\\ 20\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.1\\ 0.2>\\ 0.5>\\ 15.2\\ 0.59\\ 2>\\ 6\\ 14.8\\ 20>\\ 11\\ 3.6\\ 1\\ 11\\ 111\\ 3.6\\ 0.8\\ 3.4\\ 0.1>\\ 0.53\\ 1\\ 30\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.2 \\ 0.2 \\ 0.4 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 16.5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 3.99 \\ 4 \\ 0.5 \\ 1 \\ 1.3 \\ 1 \\ 0.5 \\ 1 \\ 3.2 \\ 0.1 \\ 0.71 \\ 1.1 \\ 9 \\ \end{array}$	0.2> 9 9 12.5 20> 5 5 20> 5 5 20> 3.02 3 0.5> 9 9 3.5 2 1117 0.4 0.8 0.2 3 0.1> 0.53 0.1> 0.53 0.53	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 16 \\ 0.8 \\ 2 > \\ 6 \\ 17.4 \\ 20 > \\ 7 \\ 4.21 \\ 4 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 4.21 \\ 4 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 9.1 \\ 0.5 > \\ 1 \\ 3.3 \\ 0.1 > \\ 0.71 \\ 1.1 \\ 13 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.5 \\ 7.4 \\ 0.6 \\ 2 \\ 4 \\ 14 \\ 20 \\ 5 \\ 2.91 \\ 2 \\ 2 \\ 30 \\ 4.3 \\ 1^{>} \\ 179 \\ 0.3 \\ 1 \\ 179 \\ 0.3 \\ 1 \\ 0.6 \\ 0.1 \\ 0.58 \\ 0.2 \\ 250 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.19 \\ 2.2 \\ 0.19 \\ 2 \\ 1 \\ 3.1 \\ 30 \\ 5 \\ 0.68 \\ 8 \\ 0.5 \\ 42 \\ 1 \\ 12 \\ 175 \\ 0.1 \\ 0.3 \\ 0.9 \\ 0.1 \\ 0.3 \\ 0.9 \\ 0.1 \\ 0.3 \\ 0.9 \\ 0.1 \\ 318 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.5 \\ 4.2 \\ 0.52 \\ 2 \\ 10.2 \\ 20 \\ 10 \\ 1.91 \\ 2 \\ 0.5 \\ 39 \\ 3.5 \\ 1 \\ 203 \\ 0.1 \\ 0.9 \\ 0.4 \\ 0.1 \\ 0.9 \\ 0.4 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.5 \\$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.2 \\ 0.66 \\ 2 \\ 0.66 \\ 2 \\ 6 \\ 16.1 \\ 20 \\ 5 \\ 3.91 \\ 15 \\ 8 \\ 4.1 \\ 1 \\ 109 \\ 0.5 \\ 0.8 \\ 3.4 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.8 \\ 3.4 \\ 0.1 \\ 18 \\ 18 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.2 \\ 0.54 \\ 2 \\ 5 \\ 12.7 \\ 20 \\ 5 \\ 3.11 \\ 6 \\ 0.5 \\ 7 \\ 3.5 \\ 1 \\ 102 \\ 0.5 \\ 0.7 \\ 3.4 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.7 \\ 3.4 \\ 0.1 \\ 12 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.7 \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 > \\ 5 > \\ 5 > \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 113 \\ 0.5 \\ 0.8 \\ 2.9 \\ 0.1 > \\ 0.58 \\ 1.1 \\ 18 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.25 \\ 0.46 \\ 2 \\ 0.46 \\ 2 \\ 11.2 \\ 20^{5} \\ 11.2 \\ 20^{5} \\ 11.2 \\ 20^{5} \\ 20^{5} \\ 2 \\ 112 \\ 0.5^{5} \\ 9 \\ 2.8 \\ 2 \\ 112 \\ 0.5 \\ 0.6 \\ 1.6 \\ 0.1^{5} \\ 0.6 \\ 1.6 \\ 0.1^{5} \\ 0.39 \\ 0.6 \\ 24 \\ \end{array}$
Ho           In           La           Lu           Mo           Ni           Pb           Pr           Rb           Sc           Sm           Sn           Sr           Tb           Th           Ti           Tm           U           V           V	$\begin{array}{c} 1.5\\ 0.2>\\ 16.1\\ 0.78\\ 2>\\ 6\\ 18\\ 20>\\ 6\\ 4.3\\ 20>\\ 6\\ 4.8\\ 1\\ 1\\ 0.5>\\ 10\\ 4.8\\ 1\\ 1\\ 3.3\\ 0.1>\\ 0.69\\ 1.2\\ 20\\ 0.41\\ 1\end{array}$	$\begin{array}{c} 1.1\\ 0.2>\\ 0.2>\\ 15.2\\ 0.59\\ 2>\\ 6\\ 4.8\\ 20>\\ 11\\ 3.6\\ 1\\ 1\\ 3.6\\ 1\\ 1\\ 0.6\\ 0.8\\ 3.4\\ 0.1>\\ 0.5>\\ 11\\ 0.6\\ 0.8\\ 3.4\\ 0.1>\\ 0.5\\ 1\\ 3.0\\ 1\\ 30\\ 0\\ 29\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.2 \\ 0.2 \\ 0.2 \\ 14.9 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 16.5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 3.99 \\ 4 \\ 0.5 \\ 1 \\ 0.5 \\ 1 \\ 0.5 \\ 1 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 0.3 \\ 2 \\ 0.1 \\ 0.3 \\ 0.3 \\ 0.1 \\ 0.3 \\ 0$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 9 \\ 9 \\ 2 > \\ 5 \\ 5 \\ 20 > \\ 5 \\ 5 \\ 20 > \\ 5 \\ 5 \\ 20 > \\ 3.02 \\ 3 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.5 \\ 2 \\ 117 \\ 0.4 \\ 0.8 \\ 2.3 \\ 0.1 > \\ 0.1 > \\ 0.1 > \\ 0.9 \\ 16 \\ 29 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 0.2 > \\ 16 \\ 0.8 \\ 2 > \\ 6 \\ 17.4 \\ 20 > \\ 7 \\ 7 \\ 4 \\ 20 > \\ 7 \\ 7 \\ 4 \\ 20 > \\ 9 \\ 4.21 \\ 4 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 9 \\ 1 \\ 0.5 \\ 1 \\ 0.5 \\ 1 \\ 0.5 \\ 1 \\ 0.1 > \\ 0.1 > \\ 0.1 > \\ 1.1 \\ 13 \\ 35 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ \hline 0.6 \\ \hline 2.4 \\ \hline 0.6 \\ \hline 2.9 \\ \hline 4 \\ 14 \\ 20 \\ \hline 5 \\ 2.9 \\ \hline 0.5 \\ \hline 0.1 \\ \hline 0.3 \\ \hline 1.9 \\ \hline 0.3 \\ \hline 1.9 \\ \hline 0.3 \\ \hline 0.6 \\ \hline 0.1 \\ \hline 0.6 \\ \hline 0.1 \\ \hline 0.5 \\ \hline 3.1 \\ \hline \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.2 \\ 2.2 \\ 0.19 \\ 2 \\ 1 \\ 3.1 \\ 30 \\ 5 \\ 0.68 \\ 8 \\ 0.5 \\ 42 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 0.3 \\ 0.1 \\ 0$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.52 \\ 4.2 \\ 0.52 \\ 2 \\ 2 \\ 20 \\ 10.2 \\ 20 \\ 10.2 \\ 10.2 \\ 10.2 \\ 39 \\ 3.5 \\ 1 \\ 203 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.4 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.4 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.4 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.4 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.6 \\ 0.6 \\ 16.3 \\ 0.66 \\ 2 \\ 0.6 \\ 16.1 \\ 20 \\ 5 \\ 3.91 \\ 15 \\ 0.5 \\ 8 \\ 4.1 \\ 109 \\ 0.5 \\ 0.8 \\ 3.4 \\ 0.1 \\ 0.8 \\ 3.4 \\ 0.1 \\ 1.1 \\ 18 \\ 29 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.2 \\ 0.54 \\ 2 \\ 0.54 \\ 2 \\ 5 \\ 12.7 \\ 20 \\ 5 \\ 5 \\ 3.11 \\ 6 \\ 0.5 \\ 7 \\ 7 \\ 3.5 \\ 1 \\ 102 \\ 0.5 \\ 0.7 \\ 3.4 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 1.1 \\ 12 \\ 28 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.7 \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 > \\ 5 > \\ 5 > \\ 5 > \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 9 \\ 0.1 > \\ 0.5 \\ 0.8 \\ 2.9 \\ 0.1 > \\ 0.1 > \\ 0.5 \\ 113 \\ 0.5 \\ 0$	0.2> 13.5 0.46 2> 7 11.2 20> 11 2.8 24 0.5> 9 2.8 2 112 0.5> 0.6 0.1> 0.6 22
Ho In La Lu Mo Nd Nb Nd Nb Nb Pr Pr Pr Rb Sb Sc Sm Sr Ta Tb Th Ti Tm U V V	$\begin{array}{c} 1.5\\ 0.2>\\ 16.1\\ 0.78\\ 2>\\ 6\\ 18\\ 20>\\ 6\\ 4.3\\ 6\\ 0.5>\\ 10\\ 4.8\\ 10\\ 4.8\\ 10\\ 4.8\\ 1.1\\ 3.3\\ 0.1>\\ 0.69\\ 1.2\\ 20\\ 20\\ 41\\ 4.9\end{array}$	$\begin{array}{c} 1.1\\ 0.2>\\ 0.2>\\ 15.2\\ 0.59\\ 2>\\ 6\\ 14.8\\ 20>\\ 11\\ 3.64\\ 28\\ 0.5>\\ 11\\ 3.64\\ 28\\ 0.5>\\ 11\\ 111\\ 111\\ 0.6\\ 0.8\\ 3.4\\ 0.1>\\ 0.53\\ 1\\ 30\\ 29\\ 2.7\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.2 \\ 0.2 \\ 0.2 \\ 14.9 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 3.99 \\ 4 \\ 0.5 \\ 9 \\ 9 \\ 4 \\ 0.5 \\ 1 \\ 131 \\ 0.5 \\ 1 \\ 131 \\ 0.5 \\ 1 \\ 1.1 \\ 1 \\ 0.7 \\ 1 \\ 1.1 \\ 9 \\ 9 \\ 7 \\ 1.1 \\ 1 \\ 9 \\ 3.7 \\ 4 \\ 9 \\ 9 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1$	0.2> 9 9 5 12.5 20> 5> 3.02 3 0.5> 9 3.5 2 117 0.4 0.8 2.3 0.1> 0.1> 0.53 0.1> 16 29 2.6	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.2 \\ 16 \\ 0.8 \\ 2 \\ 0.5 \\ 7 \\ 4.21 \\ 4 \\ 0.5 \\ 9 \\ 4.7 \\ 2 \\ 91 \\ 0.5 \\ 1 \\ 3.3 \\ 0.1 \\ 0.71 \\ 1.1 \\ 1.3 \\ 35 \\ 4.9 \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.5 \\ 7.4 \\ 0.6 \\ 2 \\ 4 \\ 14 \\ 20 \\ 5 \\ 2.91 \\ 2.91 \\ 2.91 \\ 2.5 \\ 3.0 \\ 4.3 \\ 1 \\ 1.5 \\ 1.7 \\ 0.5 \\ 0.3 \\ 1 \\ 0.58 \\ 0.2 \\ 2.50 \\ 3.1 \\ 2.8 \\ 0.2 \\ 2.50 \\ 3.1 \\ 2.8 \\ 0.2 \\ 2.8 \\ 0.2 \\ 0.5 \\ 0.5 \\$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.19 \\ 2.2 \\ 0.19 \\ 2 \\ 3.1 \\ 3.0 \\ 5 \\ 0.68 \\ 8 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 42 \\ 1 \\ 175 \\ 0.1 \\ 0.3 \\ 0.9 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 0.19 \\ 0.2 \\ 318 \\ 8 \\ 8 \\ 8 \\ 1.2 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.5 \\ 4.2 \\ 0.52 \\ 2 \\ 10.2 \\ 20 \\ 10.2 \\ 20 \\ 10.2 \\ 10.1 \\ 1.91 \\ 0.5 \\ 39 \\ 3.5 \\ 1 \\ 203 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ $	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.2 \\ 0.66 \\ 2 \\ 0.66 \\ 2 \\ 6 \\ 16.1 \\ 20 \\ 5 \\ 5 \\ 3.91 \\ 15 \\ 8 \\ 4.1 \\ 1 \\ 109 \\ 0.5 \\ 0.8 \\ 3.4 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.8 \\ 3.4 \\ 1 \\ 109 \\ 9 \\ 4 \\ 4 \\ 1 \\ 18 \\ 29 \\ 4 \\ \end{array}$	0.22 12.4 0.54 2> 5 12.7 20> 5> 3.11 6 0.5> 7 3.5 1 102 0.5> 0.7 3.5 1 102 0.5> 0.7 3.5 1 102 0.5> 102 0.5>	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.2 \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 \\ 5 \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 111 \\ 0.5 \\ 0.8 \\ 2.9 \\ 0.1 \\ 0.58 \\ 1.1 \\ 18 \\ 30 \\ 0 \\ 4 \end{array}$	0.2> 13.5 0.46 2> 7 11.2 20> 11.2 20> 11.2 20> 20> 11.2 20> 20> 11.2 20> 2 0.5> 9 2.88 2 0.5> 0.5> 0.5 0.6 1.6 0.1> 0.39 0.62 2 2 2 2 2 2 2
Ho           In           La           Lu           Mo           Nb           Nd           Ni           Pb           Pr           Rb           Sc           Sm           Sn           Sr           Ta           Th           Ti           Tm           U           V           Y           Yb	$\begin{array}{c} 1.5\\ 0.2>\\ 0.2>\\ 16.1\\ 0.78\\ 2>\\ 6\\ 18\\ 20>\\ 6\\ 4.3\\ 6\\ 0.5>\\ 10\\ 4.8\\ 1\\ 0.5>\\ 1.0\\ 0.69\\ 1.2\\ 20\\ 0.69\\ 1.2\\ 0.2\\ 0.2\\ 0.2\\ 0.2\\ 0.2\\ 0.2\\ 0.2\\ 0$	$\begin{array}{c} 1.1\\ 0.2>\\ 0.2>\\ 15.2\\ 0.59\\ 2>\\ 6\\ 14.8\\ 20>\\ 11\\ 3.64\\ 28\\ 20>\\ 11\\ 3.64\\ 28\\ 0.5>\\ 11\\ 3.64\\ 0.5>\\ 11\\ 0.6\\ 0.8\\ 3.4\\ 0.1>\\ 0.53\\ 1\\ 30\\ 0.9\\ 3.7\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.2 \\ 0.2 \\ 0.2 \\ 14.9 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 16.5 \\ 10 \\ 4.5 \\ 13.1 \\ 0.5 \\ 1 \\ 13.1 \\ 0.5 \\ 1 \\ 1.3 \\ 0.5 \\ 1 \\ 1.3 \\ 0.7 \\ 0.7 \\ 0.7 \\ 1.1 \\ 9 \\ 37 \\ 4.8 \\ 5 \\ 5 \\ 1 \\ 1.1 \\ 9 \\ 37 \\ 4.8 \\ 5 \\ 5 \\ 1 \\ 1.1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 0.59 \\ 2 > \\ 2 > \\ 2 > \\ 2 > \\ 2 > \\ 2 > \\ 2 > \\ 2 > \\ 2 > \\ 2 > \\ 2 > \\ 3.0 > \\ 3 > \\ 3 - \\ 3 - \\ 3 - \\ 3 - \\ 2 > \\ 117 \\ 0.4 \\ 0.8 \\ 2 - \\ 3 - \\ 0.1 > \\ 0.1 > \\ 0.1 > \\ 0.1 > \\ 0.1 > \\ 0.9 \\ 16 \\ 2 - \\ 2 9 \\ 3.6 \\ 5 \end{array}$	0.2> 16 0.8 2> 6 17.4 20> 7 4.20> 7 4.20> 9 4.7 2 91 0.5> 91 0.5 13.3 0.1> 0.7> 0.5> 0.5> 11.4 13.3 0.1> 0.5>	$\begin{array}{c} 0.2\\ 0.2\\ 0.5\\ 0.6\\ 0.6\\ 0.6\\ 0.6\\ 0.5\\ 0.5\\ 0.5\\ 0.5\\ 0.5\\ 0.5\\ 0.5\\ 0.2\\ 0.5\\ 0.3\\ 0.6\\ 0.1\\ 0.5\\ 0.2\\ 0.5\\ 0.5\\ 0.2\\ 0.5\\ 0.5\\ 0.5\\ 0.5\\ 0.5\\ 0.5\\ 0.5\\ 0.5$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 2.2 \\ 2.2 \\ 0.19 \\ 2 > \\ 3.1 \\ 30 \\ 5 > \\ 0.68 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 42 \\ 1 \\ 1 > \\ 175 \\ 0.1 >$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.52 \\ 4.2 \\ 0.52 \\ 2 \\ 2 \\ 20 \\ 20 \\ 10 \\ 1.9 \\ 10 \\ 2 \\ 0.5 \\ 39 \\ 3.5 \\ 1 \\ 203 \\ 0.1 \\ 0.9 \\ 0.4 \\ 0.1 \\ 0.0 \\ 1.8 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 $	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.6 \\ 0.66 \\ 2 \\ 0.66 \\ 2 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.4 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.4 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.4 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 0.4 \\ 0.4 \\ 0.5 \\ 0.4 \\ 0$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.5 \\ 0.54 \\ 2 \\ 5 \\ 12.7 \\ 20 \\ 5 \\ 3.1 \\ 10 \\ 0.5 \\ 0.7 \\ 1 \\ 0.5 \\ 0.7 \\ 1 \\ 0.5 \\ 0.7 \\ 1 \\ 102 \\ 0.5 \\ 0.7 \\ 1 \\ 12 \\ 28 \\ 3.5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\ 5 \\$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.7 \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 > \\ 6 \\ 13.3 \\ 20 > \\ 5 > \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 113 \\ 0.5 \\ 0.8 \\ 2.9 \\ 0.1 > \\ 0.1 > \\ 0.1 > \\ 0.5 \\ 1.1 \\ 18 \\ 30 \\ 4 \\ 4 \\ 4 \\ 4 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.2 \\ 0.46 \\ 2 \\ 2 \\ 7 \\ 11.2 \\ 20 \\ 10 \\ 11 \\ 2.88 \\ 2 \\ 10 \\ 2.8 \\ 2 \\ 0.5 \\ 0.6 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 0.1 \\ 0.6 \\ 24 \\ 2.9 \\$
Ho In La Lu Mo Nd Nb Nd Nb Nb Pr Pr Pr Pr Rb Sb Sc Sm Sr Ta Ta Th Th Tm U V Y Y W	$\begin{array}{c} 1.5\\ 0.2>\\ 16.1\\ 0.78\\ 2>\\ 6\\ 18\\ 20>\\ 6\\ 4.3\\ 6\\ 0.5>\\ 10\\ 4.8\\ 1\\ 96\\ 0.5\\ 1.1\\ 3.3\\ 0.1>\\ 0.69\\ 1.2\\ 20\\ 20\\ 41\\ 4.8\\ 4>\\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.1\\ 0.2>\\ 0.2>\\ 15.2\\ 0.59\\ 2>\\ 6\\ 14.8\\ 20>\\ 11\\ 3.64\\ 28\\ 0.5>\\ 11\\ 3.64\\ 28\\ 0.5>\\ 11\\ 1.1\\ 111\\ 0.6\\ 3.4\\ 0.1>\\ 0.53\\ 1\\ 0.53\\ 1\\ 30\\ 29\\ 3.7\\ 4> \end{array}$	$\begin{array}{c} 1.2 \\ 0.2 \\ 0.2 \\ 14.9 \\ 0.8 \\ 2 \\ 5 \\ 16.5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 20 \\ 5 \\ 3.99 \\ 4 \\ 5 \\ 0.5 \\ 0.5 \\ 1 \\ 1.31 \\ 0.5 \\ 1 \\ 1.31 \\ 0.71 \\ 1.1 \\ 9 \\ 3.7 \\ 4.8 \\ 4 \\ 2 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 0.59 \\ 9 \\ 9 \\ 2 > \\ 5 \\ 5 \\ 20 > \\ 5 \\ 20 > \\ 5 \\ 3.02 \\ 3 \\ 0.5 > \\ 9 \\ 3.5 \\ 2 \\ 117 \\ 0.4 \\ 0.8 \\ 2.3 \\ 0.1 > \\ 0.53 \\ 0.5 \\ 16 \\ 29 \\ 3.6 \\ 4 > \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.2 \\ 16 \\ 0.8 \\ 2 \\ 0.5 \\ 17.4 \\ 20 \\ 7 \\ 4.21 \\ 4 \\ 0.5 \\ 9 \\ 4.7 \\ 2 \\ 91 \\ 0.5 \\ 1 \\ 3.3 \\ 0.1 \\ 0.5 \\ 1 \\ 13 \\ 35 \\ 4.9 \\ 4 \\ 2 \\ 2$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 7.4 \\ 7.4 \\ 0.6 \\ 2> \\ 4 \\ 14 \\ 20 \\ 5> \\ 2.91 \\ 2> \\ 0.5> \\ 30 \\ 4.3 \\ 1> \\ 179 \\ 0.3 \\ 1 \\ 179 \\ 0.3 \\ 1 \\ 0.6 \\ 0.1> \\ 0.58 \\ 0.2 \\ 0.58 \\ 0.1> \\ 0.58 \\ 0.4> \\ 250 \\ 31 \\ 3.8 \\ 4> \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.19 \\ 2.2 \\ 0.19 \\ 2 \\ 3.1 \\ 3.0 \\ 5 \\ 0.68 \\ 8 \\ 8 \\ 8 \\ 8 \\ 0.5 \\ 42 \\ 1 \\ 1 \\ 1 \\ 5 \\ 0.5 \\ 42 \\ 1 \\ 1 \\ 0.1 $	$\begin{array}{c} 0.2^{\circ}\\ 0.52\\ 4.2\\ 0.52\\ 2^{\circ}\\ 2\\ 20^{\circ}\\ 10\\ 10\\ 1.91\\ 2\\ 0.5^{\circ}\\ 10\\ 3.9\\ 3.5\\ 1^{\circ}\\ 203\\ 0.1\\ 0.9\\ 0.4\\ 0.1^{\circ}\\ 0.5\\ 0.1\\ 480\\ 26\\ 3.3\\ 4^{\circ}\\ 4^{\circ}\\ 1^{\circ}\\ 4^{\circ}\\ 1^{\circ}\\ 1^{\circ}$	$\begin{array}{c} 0.2>\\ 16.3\\ 16.3\\ 0.66\\ 2>\\ 6\\ 16.1\\ 20>\\ 5>\\ 3.91\\ 15\\ 0.5>\\ 8\\ 4.1\\ 1\\ 109\\ 0.5\\ 8\\ 4.1\\ 1\\ 109\\ 0.5\\ 1.1\\ 109\\ 0.5\\ 1.1\\ 1\\ 29\\ 29\\ 4\\ 4>\\ 1\end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.54 \\ 0.54 \\ 2 \\ 5 \\ 12.7 \\ 20 \\ 5 \\ 5 \\ 3.11 \\ 6 \\ 0.5 \\ 3.5 \\ 1 \\ 0.5 \\ 1 \\ 0.5 \\ 1.1 \\ 102 \\ 0.5 \\ 1.1 \\ 12 \\ 28 \\ 3.5 \\ 1.1 \\ 12 \\ 28 \\ 3.4 \\ 4 \\ \end{array}$	$\begin{array}{c} 0.2 > \\ 12.7 \\ 12.7 \\ 0.66 \\ 2 \\ 6 \\ 6 \\ 3.20 \\ 5 \\ 5 \\ 3.21 \\ 8 \\ 0.5 \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 9 \\ 3.6 \\ 2 \\ 9 \\ 113 \\ 0.5 \\ 2.9 \\ 0.1 \\ 0.8 \\ 2.9 \\ 0.1 \\ 0.58 \\ 1.1 \\ 18 \\ 30 \\ 4 \\ 4 \\ 2 \\ 4 \\ 2 \\ 4 \\ 2 \\ 4 \\ 2 \\ 4 \\ 2 \\ 4 \\ 2 \\ 4 \\ 2 \\ 2$	$\begin{array}{c} 0.2 \\ 0.2 \\ 0.3 \\ 0.46 \\ 2 \\ 0.5 \\ 7 \\ 7 \\ 11.2 \\ 20 \\ 20 \\ 111 \\ 2.88 \\ 24 \\ 0.5 \\ 9 \\ 2.8 \\ 2 \\ 2.8 \\ 2 \\ 2.8 \\ 2 \\ 112 \\ 0.5 \\ 0.6 \\ 1.6 \\ 0.1 \\ 0.39 \\ 0.6 \\ 1.6 \\ 0.39 \\ 0.6 \\ 24 \\ 22 \\ 2.9 \\ 4 \\ 2.9 \\ 4 \\ \end{array}$

# ژئوشيمى:

برای رده بندی سنگ هایی که بر مبنای اکسیدهای عناصر اصلی است از نمودار (I985), Middlemost استفاده شد. با توجه به این نمودار نمونه ها در محدوده گرانیت، گرانودیوریت و دیوریت– گابرو واقع شده اند (شکل ۱). در نمودارهای هار کر با افزایش SiO2 (روند تفریق)،K2O و Na2O افزایش و NaO، GOO، Fe2O3، Fe2O3، Fe2O3 و TiO2 کاهش می یابند این روند از نشانه های آشکار تفریق پیشرونده در منطقه مورد مطالعه است. در نمودارهای عنکبوتی چند عنصری مختلف و عناصر کمیاب خاکی (REE) بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (I989, 1989) Sun & Sun که در شکل (۲) مشاهده می شود، تمامی نمونه ها روند موازی و ناهنجاری های مثبت و منفی یکسانی دارند. روندهای متفاوت نمونه های دیوریت– گابرو می تواند به دلیل تغییر و تحولاتی از جمله میزان و درجه تبلور تفریقی و آلایش پوسته ای در این سنگ ها باشد.



غنی شدگی از عناصر کمیاب خاکی سبک و لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ مانند K، Rb و Th و Th و Ta و Ta و Ta و Ti و تعی شدگی از عناصر کمیاب خاکی سنگین و با شدت میدان بالا مانند Ta ، Nb و Ti بیانگر ماگماتیسم کالک آلکالن، متاآلومین، نوع I، قوس های آتشفشانی حاشیه فعال قاره ای است (ACM) که توسط فرآیند مربوط به فرورانش تشکیل شده است ( Wilson, Wilson, مای آ 2007؛ 2001؛ Chapplle, 2001). برای تعیین سری ماگمایی از نمودار AFM استفاده شد که تمامی نمونه ها در محدوده کالک آلکالن قرار می گیرند (شکل ۳– الف). همچنین برای ضریب اشباع از آلومین (ASI) نمونه ها در محدوده متاآلومین تا پر آلومین (شکل ۳– ب) و بر پایه عناصر کمیاب، توده بررسی شده به گرانیت های قوس های آتشفشانی (VAG) و همزمان با برخورد (Syn- COLG) و حاشیه فعال قاره ای (ACM) متعلق است (شکل ۳– ج و د).

شکل ۱) موقعیت نمونه ها در نمودار (Middle most, (1985).





شکل ۲) شکل ۱۰- الف) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر نمونه های مورد مطالعه بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989). ب) نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته آغازین Sun and). (McDonough, 1989.



شكل ۳) الف) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) AFM). ب) موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودار – A/CNK). ب) موقعیت نمونه های مورد مطالعه در نمودار ۸۰ (Maniar and Piccoli, 1989). A/NK) (Maniar and Piccoli, 1989) A/NK) دمودار Muller & Groves, 1997) نمودار ۲۰۵۰ محیط تکتونیکی.

ىحث:

### **\$\$\$\$\$**

با مقایسه ویژگی های توده نفوذی قلعه گبری با پهنه آتشفشانی آند مرکزی، از جمله میانگین مقادیر عناصر اصلی و کمیاب می توان مدل پیشنهادی (2007) Wilson بر مبنای تولید ماگما در محیط فرورانش در اثر پدیده های چند منشایی و چند مرحله ای را برای منطقه بررسی شده پیشنهاد نمود (شکل ۴). بر اساس این مدل در مرحله نخست، تشکیل ماگما در مناطق فرورانش پوسته اقیانوسی فرورانده با ترکیب بازالت و همراه با رسوبات روی آن ها و آب دریا در عمق مناسب طی فرآیند آب زدایی و ذوب بخشی قرار گرفته است و در مرحله دوم سیالات و مواد مذاب اولیه وارد گوه گوشته ای شده و در این مرحله ابتدا ماگماهای اولیه وارد استنوسفر تهی شده و سپس وارد لیتوسفر نیمه قاره ای غنی شده می شود که در اینجا باعث



ایجاد دگرنهادی گوه گوشته ای می شود. در این مرحله ممکن است ماگماهای تشکیل شده بدون عبور از پوسته قاره ای مستقیما وارد سطح زمین بشود و تشکیل ماگماهای گابرویی اولیه را در پهنه های فرورانش بدهد. در مرحله سوم بخشی دیگر از ماگمای اولیه تا مرز بین پوسته و گوشته بالا رفته و سپس در این محل متوقف و تشکیل اتاقک ماگمایی می دهد. همچنین، در حاشیه فعال قاره ای در پوسته و گوشته بالا رفته و سپس در این محل متوقف و تشکیل اتاقک ماگمایی می دهد. فیلتر عمل می کند و باعث می شود ماگماهای حاصل از فرورانش راکد باقی بماند و در پوسته قاره ای تشکیل اتاقک های ماگمایی را بدهد و در اینجا ماگمای اولیه تحت تاثیر فرآیند تبلور تفریقی، هضم و آلایش ماگمایی (AFC) قرار گرفته و سنگ های با ترکیب گرانیتوئیدی را به وجود می آورد. در شکل ۴ می توان به طور خلاصه فرآیندهایی که در تشکیل ماگماهای حاشیه فعال قاره ای شرکت دارد را مشاهده کرد (Wilson, 2007).

شکل ۴) مدل ژئودینامیکی پیشنهادی (Wilson (2007) و فرآیندهای موثر در تشکیل ماگمای حاشیه قاره ای فعال



**\$\$\$\$** 

نتيجه:

با توجه به سن توده، روابط صحرایی، ژئودینامیک و پهنه زمین ساختی منطقه (جنوب شرق ارمیه- دختر) مدل پیشنهادی (2007), Wilson منطقی به نظر می رسد. ۲) سنگ های نفوذی منطقه همگی متعلق به یک ماگمای مشتر ک هستند که این ماگما در آشیانه ماگمایی خود پس از اولین جایگزینی دچار تفریق شده است. ۳) بالاآمدگی گوشته در اثر کاهش فشار منگ کره یا جریان تیغه های حرارتی گوشته و تشکیل مذاب مافیک (گواه آن گابروی منطقه است). ۴) تزریق مذاب منگ کره یا جریان تیغه های در اثر کاهش فشار گوشته در اثر کاهش فشار منگی ماگمای مشتر ک های نفوذی منطقه میگی متعلق به یک ماگمای مشتر ک هستند که این ماگما در آشیانه ماگمایی خود پس از اولین جایگزینی دچار تفریق شده است. ۳) بالاآمدگی گوشته در اثر کاهش فشار سنگ کره یا جریان تیغه های حرارتی گوشته و تشکیل مذاب مافیک (گواه آن گابروی منطقه است). ۴) تزریق مذاب گوشته ای به درون گرانیت های منطقه (گواه آن دایک های مافیک منطقه است).



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



### References

-Chappell, B. W. and White. A. J. R. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later, Australian. Journal of Earth Sciences 48: 489-499.

-Irvine, E.T.N., and Baragar, W.R.A., 1971- A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth. Sci 8, 523-548.

-Maniar, P. D. and Picooli, P. M., 1989- Tectonic discrimination of granitoids, Geo. Soc. Of Am. Bull., Vol. 101, P. 635 – 643.

-Middlemost, E.A.K., 1985- Magmas and Magmatic Rocks, Logman and New york, 266p.

-Muller, D., and Groves, D.I., 1997- "Potasic igneous rock and assocated gold copper mineralization " Springer Verlage, 247p.

-Pearce, J., Harris, N. B. W. & Tindle, A. G., 1984- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks, Petrol. (25) 4: 120-124.

-Schandl E.S., Gorton m. P., 2002- Application of high field strength elements to discrimination tectonic settings in VMS environments. Econ. Geol. 97: 629-642.

-Shafiei, B., Shahabpour, J., and Haschke, M., 2008- Transition from Paleogene normal calc-alkaline to Neogene adakitic-like plutonism and Cu-metallogeny in the Kerman porphyry copper belt: respnse to Neogene crustal thickening. V 19. Pp 67-84.

-Sun, S.S. & McDonough, W.F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M., Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society of Landon Special Publication 42.

-Wilson, M. 2007- Igneous pathogenesis. Chapman and Hall, London.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگهای ریولیتی - داسیتی منطقه ساری تپه (شمال مرند)

0000000

نساء داداشيور '، ابراهيم الياسي قولنجي\*' ۱ گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد ارومیه، ایران ۲\* گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد ارومیه، ایران (elyassie@yahoo.com)

### 0000000

چکیدہ: سنگهای روستای ساری تپه در شمال شهر مرند، به شکل گدازه و گنبدهای آتشفشانی در منطقه برونزد دارند. بر

اساس طبقه بندی رسوبی-ساختاری ایران، این منطقه در زون البرز-آذربایجان واقع شده است. از نظر یتروگرافی این واحدهای سنگی دارای بافت یورفیری با زمینه دانهریز می باشند. کانی های اصلی سازنده این واحدهای سنگی شامل کوارتز، پلاژیو کلاز و آمفیبول بوده و کانی های متفرقه شامل کانی های آلکالی فلدسیار، ارتوپیرو کسن، کلینوپیرو کسن، بیوتیت، ایک، آیاتیت و زیرکن و کانی های ثانویه شامل سرسیت، کانی های رسی، کلسیت و کلریت می باشند. بر طبق نمودارهای ژئوشیمیایی، نمونه های مورد مطالعه در محدوده سنگهای حدواسط و داسیت، ریوداسیت و ریولیت واقع گردیده که به سری ماگمایی کالک آلکالن تعلق دارند. نمودارهای متمایز کننده زمین ساختی نیز نشان می دهند که واحدهای سنگی ساری تیه در محدوده کوهزایی (Orogenic)، حاشیه فعال قاره ای و در محدوده کمان آتشفشانی قرار گر فته اند.

كليد واژه ها: بترولوژي، ژئوشيمي، ريوليتي – داسيتي، ساري تيه، مړند

### Petrography, geochemistry and petrogenesis of rhyolitic - dacitic rocks of Sari-tapeh area (north of Marand)

Nesa Dadashpour<sup>1</sup> Ebrahim Elyase Gholonji<sup>2\*</sup>

### **Abstract:**

The Sari-tapeh rocks is located in the north of the Marand city in are exposed as lava and volcanic domes in the area. According to sedimentary-structural classification of Iran, this area is located at Alborz-Azarbaijan zone. From petrographic point of view they have a porphyrytic texture with fine-grained groundmass. The main minerals are Qurtz, plagioclase amphibole and accessory minerals are alkali feldspar, clinopyroxene, orthopyroxene, apatite, biotite, zircon opaque minerals and secondary minerals are calcite, clay minerals, chlorite, sericite, minerals. Based on geochemical diagrams, studied samples are plotted in the field of intermediate and dacitic, rhyodacitic and rhyolitic rocks and are belonged to the calc alkaline magmatic series.





Also tectonic setting discrimination diagrams indicate that the Sari-tapeh rocks pluton belongs to volcanic arc and Continental arc.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

Keywords : Petrology, Geochemistry, rhyolitic - dacitic, Sari-tapeh, Marand

### **\$\$\$\$**

### مقدمه :

واحد سنگی مورد مطالعه در شمال و شمال شرق روستای ساری تپه که از توابع بخش مرکزی، شهرستان مرند در استان آذربایجان شرقی است، واقع می باشد (شکل ۱). موقعیت جغرافیایی این محدوده به مختصات N "۲۱' م۳۰۳۰ و ۲۳"۲ '۲۵"۴۸ است. واحدهای سنگی الیگوسن (OL<sup>d</sup>)، مورد مطالعه که نتیجه فعالیت، نفوذ و فوران مواد آتشفشانی زمان الیگوسن به شکل گنبدهای داسیتی در این منطقه به شکل غالب و گسترده قابل مشاهده می باشند. در کل این گنبدها با ایجاد ارتفاعات زیادی در گستره شمال مرند تا جلفا از جمله : کیامکی داغ، قلینج، اوری داغی، اوچ تپه و دیگر قلل موجود در خاور و بخش مرکزی باعث ایجاد ارتفاعات نسبت به زمین های مجاور خود و هم چنین خرد شدگی و به هم ریختن روند طبیعی سنگهای قدیمی تر گردیده اند. با توجه به اینکه تاکنون هیچ مطالعه ای درباره ویژگیهای پترولوژیکی و ژئوشیمیایی سنگهای الیگوسن این منطقه صورت نگرفته انجام این تحقیق ضروری بوده و با توجه به نتایج حاصل از آن می توان جایگاه تکتونیکی سنگهای آذرین منطقه، ماهیت ژئوشیمیایی و پترولوژی سنگهای آذرین منطقه



شکل ۱: موقعیت جغرافیایی و راه های دسترسی به محدوده مورد مطالعه (اقتباس از Google earth)

### **\$\$\$\$\$**



#### بحث:

**روش کار:** پس از بازدید و نمونهبرداری صحرایی، تهیه مقاطع نازک و انجام مطالعات سنگنگاری بر روی تعداد زیادی از مقاطع نازک میکروسکوپی،۷ نمونه از نمونههای دارای کمترین دگرسانی، جهت تجزیه شیمیایی عناصر اصلی به روش ICP-AES و عناصر فرعی و کمیاب به روش ICP-MS به آزمایشگاه ALS ایرلند ارسال وآنالیز گردید. جهت تعبیر و تفسیر دادههای حاصل از تجزیه شیمیایی، از نرم افزارهای زمین شناسی( GCDkit و IGPET) استفاده شده است.

**زمین شناسی و سنگ شناسی:** ایران در بخش میانی کوهزایی آلپ- هیمالیا قرار دارد موقعیت جغرافیایی سرزمین ایران و بهویژه نواحی شمالی آن و محدوده مورد مطالعه، که بخشی از محل برخورد دو ابرقارهی شمالی و جنوبی (آنگارا و گندوانا) در پالئوزوئیک بوده و نیز قرارگیری آن بین اوراسیا و صفحهی عربی- آفریقا در مزوزوئیک و سنوزوئیک و جنبش های ناشی از حرکت صفحات سبب شده که پهنههای رسوبی و ساختاری متنوعی در ایران شکل بگیرد. پهنه های ساختاری ایران توسط محققین تقسیم بندی های متفاوتی داشتند که برای اولین بار اشتوکلین و روتنر در سال ۱۹۶۴ به بررسی پرداختند و این محدوده از دیدگاه آنها در ایران مرکزی واقع شده اند. نبوی(۱۳۵۵)، در تقسیم بندی دیگری آذربایجان و محدوده مورد مطالعه را قسمتی از پهنه البرز در نظر گرفته است. در این محدوده از تاثیر نفوذ این توده های در اور جدهای سنگی مورد مطالعه را قسمتی از پهنه البرز در نظر رفته است. در این محدوده از تاثیر نفوذ این توده های درور جلفا نیز بخشی از کنگلومرای میوسن نیز بصورت ناهمساز بر روی یک توده کوچک از این واحد آتشفشانی قرار میگیرد الزاماً به این ترتیب سن این توده ها در زمان الیگوسن محدود می گردد (شکل ۲).











شکل ۲: نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه (اقتباس از نقشه یک صد هزار زمین شناسی جلفا، ۱۳۷۴)

جنبش های کوهزایی آلپ که در ابتدای دوران سنوزوئیک به اوج خود رسیده بود باعث تشکیل سلسله جبال امروزی مانند آلپ، هیمالیا، پیرنه، کاریات، رشوز، زاگرس، البرز، قفقاز، آند، کوههای نواحی آسیای جنوب شرقی و کوه های مورد مطالعه این تحقیق، گردیده است. در اثر رخداد الیگوسن پسین – میوسن پیشین در نواحی بیشماری از آذربایجان و همچنین در نواحی سکوی زاگرس، شواهدی از یک پیشروی دریایی گسترده وجود دارد که بخشی از فرابوم های فاز پیرنئن را زیر پوشش داشته است. پیشروی دریا حاصل یک فاز کششی همراه با فرونشست دانسته شده که به ویژه در بخشهای از آذربایجان با تکاپوهای آتشفشانی همراه بوده است. سنگهای مورد مطالعه در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن بوده دارای بافت پورفیری با زمینه ریزبلور هستند. درشت بلورهای سفید فلدسپار و تیره آمفیبول و بیوتیت در آنها به وضوح قابل مشاهده می باشند (شکل ۳). سنگهای داستی سازنده این آتشفشان ها دارای بافت پورفیری در زمینه میکرو گرانولار هستند و پورفیری های آن عبارتند از : فلدسپار با ترکیب اسیدی شدید که در برخی نمونهها بطور قابل ملاحظه به آلکالی فلدسپات تجزیه شده اند.



شکل ۳ : واحدهای سنگی مورد مطالعه ۸: رنگ خاکستری روشن بوده دارای بافت پورفیری با زمینه ریزبلور B: هوازدگی و دگرسانی بیشترین تاثیر را بر روی این سنگها داشته است رنگ سطحی زرد شده است.

در سنگ های موردمطالعه، کانی های اصلی مورد بحث از نوع کوارتز، پلاژیو کلاز و آمفیبول هستند. کوارتز در مقاطع نازک سنگی موردمطالعه، به صورت ریز بلور و درشت بلور در سنگ دیده می شود. از خصوصیات بافتی موجود در پلاژیو کلاز، می توان به بافت پورفیری آن اشاره کرد که بلورها در آن، به صورت دانه درشت در زمینه ای میکرولیتی مشاهده می شوند. در مقاطع سنگی موردمطالعه، پلاژیو کلازها سدیک هستند. پلاژیو کلاز های موجود در مقاطع نازک عموماً به صورت خود شکل بوده و اشکال تخته ای مانند داشته که به صورت در شت بلور (فنو کریست) در سنگ، دیده می شوند. آمفیبول های موجود در مقاطع نازک سنگی موردمطالعه، به صورت در شت بلور (فنو کریست) در سنگ، دیده می شوند. آمفیبول های موجود در مقاطع نازک سنگی موردمطالعه، به صورت شش گوش، خود شکل و فاقد رخ است. از اشاره کرد (شکل ۴). از کانی های فرعی که در مقطع نازک سنگی موردمطالعه می توان به آلکالی فلد سپار، ار تو پیرو کسن، کلینو پیرو کسن، بیو تیت، ایک، آپایت و زیر کن اشاره کرد. از انواع کانی هایی که به نوعی زیر مجموعه فلد سپات های آلکالن هستند می توان به ار توز، سانیدین، میکرو کلین، کانی های که به نوعی زیر مجموعه فلد سپات های تود تر ایک نیبرو کسن، بلورهایی از جنس ایک دیده می شوند. از انواع کانی هایی که به نوعی زیر مجموعه فلد سپات های زود تر ایک نسبت به کلینو پیرو کسن را نشان دهد. در سنگ های منطقه، بیو تیت ها، به صورت صفحهای، خود شکل، نیک جهت رخ، در نور PPL به رنگ قهوهای دیده می شوند. از بافت هی توان به بافت افیتیک باشد و نیز تبلور زود تر ایک نسبت به کلینو پیرو کسن را نشان دهد. در سنگ های منطقه، بیو تیت ها، به صورت صفحهای، خود شکل، نید که به تو خی در نور PPL به رنگ قهوه ای دیده می شوند. از بافت های می توان به بافت افیتیک باشد و نیز تبلور افیتیک اشاره کرد. و نهایتاً در محدوده ساری تپه، بر حسب آنچه در پترو گرافی این سنگها (ریوداسیت) می می افت می توان به بافت وزیر تبلور افیتیک اشاره کرد. و نهایتاً در محدوده ساری تپه، بر حسب آنچه در پترو گرافی این سنگها (ریوداسیت) مشاهده گردید،





شکل۴: (A): بافت افیتیک در کلینوپیروکسن و کوارتز (B): تصویری از کانی آلکالی فلدسپار در نور PPL (C): بافت ساب افیتیک در آمفیبول و پیروکسن

**ژئوشیمی و پتروژنز :** طبقه بندیهای ژئوشیمیایی و شیمیایی واحدهای سنگی مورد مطالعه ساری تپه، بر اساس نمودار R<sup>1</sup>-R<sub>2</sub> دولاروش و همکاران (۱۹۸۰)، در محدوده ترکیبی ریولیت و ریوداسیت قرار می گیرند (شکل A A). همچنین در نمودار رده بندی وینچستر و فلوید (۱۹۹۷) بر اساس عناصر فرعی سنگهای ساری تپه که نشان می دهد نمونههای سنگی داسیت و ر بولیت می باشند (شکل B A).



شکل ۵: نمودارهای ژئوشیمیایی نامگذاری سنگهای آذرین موردمطالعه، ۸: نمودار R2-R2 (دولاروش و همکاران ۱۹۸۰) B: نمودار رده بندی وینچستر و فلوید (۱۹۹۷)

بر اساس نمودار الگوی REE سان و مک دانوف (۱۹۸۹)، غنی شدگی در تمامی عناصر مشاهده شده ولی عناصر REE نسبت به عناصر HREE غنی شده تر هستند (عناصر کمیاب خاکی سبک (نظیر La ، Ce ، La و Pr) غنی شده تر از دیگر عناصر نسبت به عناصر BRE هستند). عنصر Eu ناهنجاری منفی را نشان داده که این ناهنجاری منفی می تواند در اثر تفریق بلوری کانی پلاژیو کلاز در ماگما باشد یعنی این که کانی پلاژیو کلاز از ماگما خارج شده است (شکل ۶ A). همچنین در نمودار سان و همکاران (۱۹۸۰)، نمونه سنگی ناهنجار شده است (شکل ۶ A). همچنین در نمودار سان و همکاران (۱۹۸۰)، نمونه سنگی نسبت به کندریت، بهنجار شده است (شکل ۶ A). تمامی عناصر موجود، غنی شدگی داشته و همکاران (۱۹۸۰)، نمونه سنگی نسبت به کندریت، بهنجار شده است (شکل ۶ A). تمامی عناصر RE ما داشته و عناصر RE



W ،Th ،Ba و K ، نسبت به دیگر عناصر، غنی شده تر هستند. همچنین ناهنجاری در عناصر Ti و Nb و Ta از نوع منفی است. وجود ناهنجاری منفی در این عناصر میتواند نشان دهنده محیط حاشیه قاره و آلایش ماگما با مواد پوسته قارهای باشد (رولینسون،۱۹۹۳).



با توجه به نمونه های رسم شده در سنگ های منطقه ساری تپه، می توان نتیجه گرفت که سری ماگمایی در این سنگ ها، از نوع سری کالک آلکالن هستند. نمودار سیلوستر (۱۹۸۹) با پیش شرط اصلی موجود در این که فراوانی SiO2 در سنگ باید بیشتر از ۶۸ درصد باشد و اینکه میزان SiO2 سنگ های منطقه ساری تپه بین ۷۳,۳۸ تا ۷۶,۶۳ درصد در نوسان است، نشان می دهد که تمامی نمونه ها در محدوده کالک آلکالن و به شدت پر آلومین قرار گرفته است (شکل ۷ A). همچنین نمودار سه متغیر AFM توسط ایروین و باراگار (۱۹۷۱) نشان می دهد، تمامی نمونه های سنگی در محدوده سری کالک آلکالن با گرایش به سمت قطب A قرار گرفته اند (شکل ۷ B). با استفاده از نمودار شاند (۱۹۴۳) (شکل ۷ C) برای سنگهای منطقه، می توان نتیجه گرفت، ماگمای تشکیل دهنده این سنگها دارای ماهیت پر آلومین بوده است. به نظر می رسد قرار گرفتن نمونه ها در قلمرو پر آلومین، به مشارکت بیشتر بخش پوسته ای در تشکیل آنها مرتبط می باشد.



جهت مشخص کردن سنگهای آذرین منطقه ساری تپه، در ارتباط با جایگاه تکتونیکی از نمودار کاتیونی R<sub>1</sub>,R<sub>2</sub> باچلور و بودن (۱۹۸۵) استفاده گردید. ریولیت، داسیت و ریوداسیت های ساری تپه در چرخه، همزمان با برخورد-Syn (Collision) قرار می گیرد که در در زمره سنگهای کوهزایی قرار دارند (شکل ۸ ۸). بر اساس نمودارهای ارائه شده توسط شندل و گورتون (۲۰۰۲) (شکل ۸ B) سنگهای موردمطالعه در یک جایگاه حاشیه فعال قارهای تشکیل شدهاند. که این نتیجه گیری به معنی انجام مستقیم فرایند فرورانش و یا درگیر بودن آن نیست بلکه این سنگها دارای ماهیت حاشیه قارهای هستند. بر اساس نمودار مولر و همکاران (۱۹۹۲)، میتوان مشاهده کرد که سنگهای منطقه ساری تپه در محدودههای قوس حواشی فعال قاره ای (CAP)، جزایر قوسی دومین برخورد (LOP) و قوس قارهای و یا جزایر قوسی (CAP+PAP) یلات شده اند (شکل ۸ C).



شکل A : A: نمودار کاتیونی R1 R2 توسط باچلور و بودن ( Th/Ta-Yb و Th/Hf-Ta/Hf ،Th-Ta، Th/Ta-Ta/Yb و Th/Ta-Yb و Th/Ta-Yb (شندل و گورتون، ۲۰۰۲)، C: نمودارهای مولر و همکاران (۱۹۹۲) ♦♦♦♦♦♦



نتيجه گيري:

بررسی های صحرایی و تکمیلی نشان داد که سنگهای موردمطالعه به صورت گدازه وگنبد آتشفشانی دارای سن اولیگوسن بوده و به رنگ خاکستری روشن در منطقه ساری تپه رخنمون دارند. این سنگ ها از نظر پتروگرافی دارای بافت پورفیری با زمینه دانهریز میباشند. درشت بلورها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و آمفیبول بوده و کانیهای متفرقه شامل کانیهای آلکالی فلدسپار، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن، بیوتیت، اپک، آپاتیت و زیرکن و کانیهای ثانویه شامل کلسیت میباشند. بر طبق نمودارهای ژئوشیمیایی، نمونه های مورد مطالعه در محدوده سنگهای حدواسط و داسیت، ریوداسیت و ریولیت واقع گردیده که به سری ماگمایی کالک آلکالن تعلق دارند. از نظر میزان آلومین نمونه های موردمطالعه در موقعیت پرآلومین قرارگرفتند. تعیین محیط تکتونیکی با استفاده ازنمودار های مختلف نشان داد ریولیت، داسیت و ریوداسیت های ساری تپه در چرخه، همزمان با برخورد قرار میگیرد که در در زمره سنگهای

### **\*\*\*\***

### منابع فارسی:

عبدالهی، م. ر.، (۱۳۷۴)، نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰ :۱ ، سازمان زمین شناسی کشور، وزارت صنایع و معادن فلزات. نبوی، م. ح.، (۱۳۵۵)، "دیباچهای بر زمین شناسی ایران". انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور. ۱۰۹ ص.

#### **\$\$\$\$**

#### **References:**

-Bachelor, R. A. and Bowden, P., (1985), "Petrologic interpretation granitoid rocks series using multicatuionic parameters "chemical geology 48, 43-55.

-De La Roche H. Letterier J. Grande Clauede P. and Marchal M. (1980), "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 Diagrams and Major element analysis it's relationships and current nomenclature". Chem. Geol. 29, 183-210. -Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971), "A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks". Canadian Journal of earth Science Letters 8: 523-548.

-Muller, D. Rock, N.M.S. Groves, D.I. (1992)." Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study. Mineralogy and Petrology 46, 259–289.

-Rolinson, H. R., (1993) Using geologicala data, evolution, presentation, interpretation, Longman Ltd. Publication, PP 214. - Shand, S. J. (1943), Eruptive rocks. *Their genesis, composition, classification and their relation to depsits*. Thomas Murby and Co. London, U. K.

-Stocklin, J., Ruttner, A. and Nabavi, M., 1964. "Ne Data on the lower Paleozoic, North Iran. Geological Survey of Iran", Report 1.

-Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989)." Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins: In: Saunders, A.D. Norry, M.J. (Eds.)". Geological Society, London, Special Publications, 42, pp. 313–345.

- Sun, S.S. (1980). "Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 297, 409–445".

- Sylvester, P.L., (1989). "Post-collisional alkaline granites". Journal of Geology, 97(3): 261-280.

- Winchester J.A. Floyd P.A. (1977), "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements". Chemical geology 20:325-343.



#### ۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



# دما-فشارسنجی و ارزیابی شرایط تبلور و جایگزینی توده گرانیتوئیدی هزاره بغل شمال غرب کابل (شرق افغانستان)

على محمدرمضاني'، محسن نصر آبادي'، امير محمد موسى زيٌّ و كاظم قلىزاده

- دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی گروه زمین شناسی، دانشگاه بین المللی امام خمینیgmail.com@saed222290
  - ۲- استادیار گروه زمین شناسی دانشگاه بین المللی امام خمینی nasrabady@sci.ikiu.ac.ir
    - ۳- امیرمحمد موسی زی دانشیار دانشگاه پولی تخنیک کابل mosazai@gmail.com
  - ۴- دکترای زمین شناسی اقتصادی، مرکز تحقیقات فر آوری مواد معدنی araz79kh@gmail.com

### **\$\$\$\$**

چکیدہ :

بلوک کابل، میکرو کراتونی از آرکثن در نظر گرفته شده که سازنده پی سنگ دگر گونی شرق افغانستان است. به داخل این پی سنگ تعدادی توده گرانیتی تزریق شدهاند. کانی های سنگ ساز آنها، فلدسپار، کوارتز و آمفیبول هستند. فلدسپارها از نوع آلکالن غنی از پتاسیم و الیگو کلاز است. آمفیبول ها از نوع کلسیک و سادنجیت محسوب می شوند. بیوتیت ثانوی، حاصل دگرسانی آمفیبول است. شرایط انجماد و جایگزینی توده گرانیتوئیدی هزاره بغل شمال غرب کابل توسط دما-فشار سنجی حاصل از آمفیبول و زوج آمفیبول –پلاژیو کلاز ارزیابی شده که نشان دهنده دمای ۳۷۶ تا ۲۸۶ در جه سانتی گراد و فشار ۴/۳ تا ۶/۱۱ کیلوبار است. دما و فشار محاسبه شده توسط شیمی بیوتیت ها ۵۰۰ در جه سانتی گراد و فشار ۱/۹ تا ۱/۹ کیلوبار است که معادل شرایط سرد شدگی و دگر سانی بعد از انجماد توده گرانیتوئیدی می باشد.

# Thermobarometry and evaluation of solidification and emplacement conditions of granitoidic hazarah-ye bagal body of north-west Kabul (East Afghanistan)

- 1- Petrology Ms student of Geology department, Imam Khomeini International University
- 2- Assistant professor of Geology department, Imam Khomeini International University
- 3- Associated Professor of geology and Mineralogy department, Kabul Polytechnic University
- 4- PhD of Economic Geology, Iran Mineral Processing Research Center

### Abstract:

Kabul Block is regarded as Archean Microcraton that forming metamorphic basement of East Afghanistan. Some granitoidic bodies have been injected into this basement. Feldspar, Qaurtz and Amphibole are their rock forming minerals. Feldspars are K-rich Alkali feldspar and Oligoclase types. Amphibole is Calcic type and considered as Sadangaite. Secondary biotites are products of amphibole alteration. Solidification and emplacement conditions of granitoid from east Kabul evaluated via Amphibole and Amphibole-Plagiclase pair thermobarometry methods that indicating temperature ranges between 673 - 844 °C and pressure varies between 4.3 - 6.71 Kb. Temperature and pressure that calculated by biotite chemistry contain 500 °C and 1.6-1.9 Kb, are equivalent to cooling conditions and post-crystallization alteration of granitoid body.

**Keywords :** Thermobarometry, Granitoid, Kabul Block

**~~~~~** 



#### مقدمه:

کشور افغانستان مانند ایران پهنهای است که متشکل از چندین بلوک و خرده قاره است که می توان به بلوک های هلمند، فرح، تاجیک و کابل اشاره کرد (شکل ۱۵). در پیرامون کابل علاوه بر رسوبات ترشیاری، پی سنگ پروتروزوئیک نیز برونزد دارد (شکل ۱۵). این پی سنگ متشکل از ارتو گنیس، میگماتیت و آمفیبولیت است و توده های نفوذی گرانیتوئیدی نیز به داخل آن تزریق شده است (شکل ۲). سن دگر گونی پی سنگ اطراف کابل با استفاده از روش ارانیم-سرب زیر کن ارتو گنیس، ۲/۵ تا ۲/۸ میلیارد سال پیش (نئوآرکئن) بدست آمده است (شاه ولی فریاد و همکاران، ۲۰۱۶) و وقایع دگر گونی دیگری را نیز در دوره های زمانی ۲/۸ تا ۱۵/۵ و ۲۵/۵ تا ۹/۹ میلیارد سال پیش متحمل شده اند. بنابراین بلوک کابل را می توان به عنوان یک میکرو کراتون آرکئن در نظر گرفت که قدمت آن چهار برابر سن پی سنگ ایران است و سنگ همراه با بلوک های فرح و هلمند همانندایران به عنوان خرده قاره های کلمبیا و رودینیا شده است. این پی سنگ همراه با بلوکهای فرح و هلمند همانندایران به عنوان خرده قاره های کیمرین محسوب شده که با جدایش از گندوانا در پر مین، تا بسته شدن پالئو تتیس در تریاس بالایی پیش رفته اند.

در این تحقیق، با آنالیز کانی های توده گرانیتوئیدی تزریق شده به پیسنگ کابل، شرایط تبلور و جایگزینی ماگما ارزیابی



شکل ۱: a- پهنههای ساختاری افغانستان که بلوک کابل به عنوان یکی از این پهنهها محسوب می شود (Peters et al., 2007). b- نقشه زمین شناسی بلوک کابل.









شکل ۲: a- دورنمایی از گرانیتوئید تزریق شده به پیسنگ در منطقه هزاره بغل شهر کابـل. b- ایـن گرانیتوئیـد در نمونـه دسـتی متوسط تا درشت بلور و به رنگ روشن است.

# روش تحقيق:

والتكاويام نوراستان قم

در طی بازدید صحرایی پیرامون کابل تعداد ۲۰ نمونه آذرین و دگرگونی جمع آوری گردید. پس از مطالعه صحرایی، کانیهای یک نمونه از سنگهای گرانیتوئیدی، به وسیله دستگاه مایکروپروب آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی، تجزیه و مورد بررسی قرار گرفت. در طول انجام آنالیز، ولتاژ شتاب دهنده دستگاه KV، شدت جریان ۱۵ nA و زمان شمارش سی ثانیه بوده است.

بحث:

# پتروگرافی

کانیهای سنگ ساز نمونه گرانیتوئیدی کوارتز، فلدسپار آلکالن، پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند. بافت سنگ گرانولار است و آمفیبولها شواهد تجزیه به بیوتیت را نشان میدهند (شکل ۳).



شکل ۳: تصویر میکروسکوپی گرانیتوئید هزاره بغل شمال غرب شهر کابل



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



شیمی کانیها:

### آمفيبول

در سنگهای گرانیتوئیدی، آمفیبول یک کانی شاخص به حساب می آید. با توجه به پارامتر (Ca+Na<sup>B</sup>، می توان آمفیبول ها را در سه گروه جای داد( هاوسورن و همکاران، ۲۰۱۲). ۱-آمفیبول کلسیک 20.5 فی Ca+Na<sup>B</sup> ۲-آمفیبول سدیم کلسیم 20.5 فی Ca+Na<sup>B</sup> ۲-آمفیبول سدیک (Ca+Na = 20.5 -۳-آمفیبول سدیک (Ca+Na = 20.5 - 20.5 -۳-آمفیبول سدیک (Ca+Na = 20.5 - 20.5 -۳-آمفیبول سدیم کلسیک (Ca+Na = 20.5 - 20.5 -۳-آمفیبول سدیم کلسیک (Ca+Na = 20.5 - 20

فلدسيار

با توجه به نتایج آنالیز هر دو نوع فلدسپار آلکالن و پلاژیو کلاز موجود هستند (شکل ۴۵). نتایج آنالیز ریزپردازش نقطهای پلاژیو کلاز بیانگر ترکیب الیگو کلازی آنهاست. درصد و نوع متشکلههای پلاژیو کلاز به قرار زیر میباشند :آنورتیت: ۲۲/۹۷ تا ۲۳/۹۷ درصد، آلبیت ۷۵ درصد و ارتوز ۱ درصد. فلدسپارهای آلکالن از نوع پتاسیمدار هستند و متشکلههای آن به قرار زیر است: آنورتیت: صفر درصد ، آلبیت ۹ تا ۱۱ درصد و ارتوز ۹۰ تا ۹۹ درصد. بیوتیت

میکاها، سیلیکاتهای ورقهای هستند که فرمول کلی آنها به صورت زیر نوشته میشود:

 $IM_{2\text{-}3} \square_{1\text{-}0} T_4 O_{10} A_2$ 

I: K, Na, Cs, Ba, Rb, Ca, NH<sub>4</sub>

M: Li, Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Mg, Al, Ti, Zn, Cr, V, Mn<sup>2+</sup>, Mn<sup>3+</sup>

□: Vacancy

T: Si, Al, Fe<sup>3+</sup>,Be, B

A: F, OH, Cl, O, S

براساس قرار گیری هر یک از عناصر در جایگاههای مختلف، فرمول کلی میکاهای سیاه، انواع مختلفی از بیوتیت حاصل میشود. برطبق نمودار دوتایی طبقهبندی بیوتیت ( Deer et al., 1992)، تر کیب میکاهای مورد مطالعه از نوع بیوتیت است (شکل ۴C)









		ويدوق مرار		ی دی۔و	<u> </u>				
کانی		آمفيبول			مپار	بيوتيت			
آناليز	# <b>r</b> *	# <b>**</b> 9	# <b>r</b> .	# <b>r</b> 9	#rv	# <b>rq</b>	# <b>y~</b> •	# <b>r~1</b>	# <b>**</b>
SiO <sub>2</sub>	FT/79	FT/A1	FT/90	8./9V	۶1/۵۳	Str/+S	ST/ST	r%/+ r	1°9/1A
TiO <sub>2</sub>	1/+	•/9۶	1/19	•/•	*/*	•/•	•/•	٢/٠٢	1/91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1 • /AA	11/+ 1	1.//19	rf/vf	rr/vv	11/95	11/14	10/17	10/89
FeO*	11/11	11/10	10/04	•/1۶	•/۴٣	•/•V	•/1	10/71	10/99
MnO	•/۴	•/٣۶	*/*	*/*	*/*	•/•	•/•	•/٢٣	•/1V
MgO	1./٣۴	1./10	9/10	•/•1	•/•1	•/•	•/•1	117/1	114/08
CaO	11/1%	11/VA	114/.	0/147	۴/۸۳	•/•	•/•1	•/•۴	•/•۴
Na <sub>2</sub> O	1/84	1/81	1/SV	٩/٢	٨/٨٣	1/116	1/14	•/•0	•/•/
K <sub>2</sub> O	1/19	1/18	1/V1	•/19	•/19	1 <i>8/</i> AV	1 <i>9</i> /۲	1./09	1./01
Total	99/17	97/90	90/17	1/09	99/09	1/.۶	99/88	90/77	98/18
Si	\$/FY	9/149	9/30	۲/۶۳	1/16	4/19	5/95	r/10	r/V0
Ti	+/11	•/1	•/19	•/•	*/*	•	*	•/11	•/11
Al <sup>IV</sup>	1/814	1/8	1/07	1/17	1/16	1/+ 1	•/99	1/116	1/11
$Al^V$	• /٣٨	•/٣۴	• /1~9					•/٢	•/19
$Fe^{2+}$	1/97	1/AA	٢/٣٨	*/.*	*/*	•	*	•/99	1/+1
$Fe^{3+}$	•/19	•/٢٨	•	•/•	*/*	•	*	•/•	•/•
Mn	•/•0	•/•۴	•	•/•	*/*	•	•	•/•1	•/•1
Mg	۲/۳۴	1/161	7/80	•/•	*/*	•	*	1/01-	1/09
Са	1/10	1/AA	۲/۱۴	•/٢٥	•/٢٣	•	٠	•/•	•/•

# جدول۱: نتایج آنالیز ریزپردازش نقطهای کانیهای نمونه گرانیتوئیدی هزاره بغل





Na	•/191	•/FV	•/۵	• /VA	•/V9	•/1	•/17	•/•	•/•
K	• /٣٧	•/٣۶	+ / <del>fufu</del>	•/•1	•/• 1	•/99	•/90	1/+1	1/+1
Sum	15/14	10/10	19/+0	16/99	0/••	0/+1	16/99	V/AF	V/91"
$^{B}Ca/^{B}(C)$ a+Na)	•/911	•/991	1/17						
An				rr/9V	r r/q <i>v</i>	•	*		
Ab				V0/+ 1	VD/9V	٩/٣	11		
Or				1/+ 1	1/•1	9 • /V	99		

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



شکل ۴: a - مطابق نمودار تقسیمبندی آمفیبولهای کلسیک (هاوسورن و همکاران، ۲۰۱۲)، آمفیبولهای مـورد مطالعـه از نـوع سادنجیت میباشند. b- در نمودار تقسیمبندی فلدسپار (دیر و همکاران، ۱۹۹۱)، فلدسپار گرانیتوئید شرق کابل از نوع الیگـوکلاز و میکروکلین است. c- در نمودار نام گذاری میکای (دیر و همکاران، ۱۹۹۱)، میکای سیاه نمونه مورد مطالعه از نوع بیوتیت است.

# ارزیابی شرایط دما و فشار تبلور و جایگزینی ماگما:

فهم تحولات پترولوژیکی پلوتونهای گرانیتی مستلزم محاسبه عمق تبلور و جایگیری مذاب با استفاده از محاسبات فشار دماسنجی کانیهای مختلف ماگمایی و یا هاله مجاورتی اطراف آنها است. از طرفی با تخمین عمق جایگیری تودههای نفوذی تعیین سنشده میتوان شواهد صعود و یا فرونشینی بخشهای پوستهای در طی زمان را اثبات کرد و اطلاعات با ارزشی درباره فرایندهای تکتونیکی حاکم در نوارهای کوهزایی کسب نمود (Tulloch and Challis, 2000).

# دما فشارسنجی به کمک ترکیب شیمیایی آمفیبول:

در تودههای نفوذی کالکآلکالن مناطق کوهزایی کانی آمفیبول از اهمیت زیادی در تخمین شرایط دما فشار برخوردار است زیرا این کانی در بیشتر تودههای نفوذی این مناطق موجود بوده و تحت دامنه وسیعی از شرایط حرارت و فشار پایدار میباشد (Stein and Dietl, 2001, Holland and Blundy, 1994). ترکیب شیمیایی آمفیبول تحت تأثیر عواملی مانند



فشار، دما، فوگاسیته اکسیژن و میزان آب است (Spear, 198., Heltz, 1982). وجود یک رابطه تقریبا خطی بین میزان آلومینیم و تیتانیم آمفیبول و عمق و دمای تبلور تودههای نفوذی آمفیبول دار توسط مطالعات آزمایشگاهی محققین مختلف به اثبات رسیده است, Otten, 1984; Hammarstrom and Zen, 1986., Hollister et al., 1987., Johnson and Rutherford, 1989. 1989., Schmidt, 1992., Anderson and Smith, 1995., Mutch et al. 2016).

بو اسطه این رابطه، دما فشارسنجی به کمک ترکیب شیمیایی آمفیبول تو دههای نفوذی، بطور گستردهای جهت تخمین عمق جایگزینی و دمای انجماد ماگما مورد استفاده قرار می گیرد. با توجه به این جدول، تعداد کاتیون های آلومینیم و تیتانیم موجود در ترکیب شیمیایی آمفیبول توده گرانیتوئیدی شرق کابل به ترتیب از ۱/۸ تا ۱/۹۴ و ۲۰۱ تا ۱/۱۰ متغیر است. با توجه به رابطههای دما-فشارسنجی ارائه شده توسط محققین مختلف، این مقادیر معادل فشارهای بین ۱/۹۴ تا ۶/۱۷ کیلوبار و حرارتهای بین ۶۷۳ تا ۸۸۴ درجه سانتیگراد است (جدول ۲).

# دماسنجي آمفيبول- پلاژيوكلاز:

روش دماسنجی هورنبلند پلاژیو کلاز مهمترین روش تعیین دمای انجماد توده های نفوذی گرانیتی است. ابتدا Blundy و Holland (۱۹۹۰) بر مبنای جانشینی ادنیتی و چرماکیتی صورت گرفته در ترکیب شیمیایی آمفیبولها، اولین دماسنجی بر مبنای زوج کانی هورنبلند –پلاژیو کلاز را ابداع نمودند و سپس Holland و Blundy (۱۹۹۴) این نوع دماسنجی را مجدداً کالیبره نموده و با توجه به واکنش های edenite + albite = richterite و edenite + 4 quartz = tremolite +albite = richterite و با توجه به واکنش های معای و عاری از کوارتز ارائه نمودند. نظر به وجود کوارتز، ترمومتر اول برای نمونههای مورد مطالعه کالیبره میباشد.

P (±3 kbar)=-3.92+5.03 Altot, r2=0.80 (Hammarstrom and Zen, 1986). P (±1 kbar)=-4.76+5.64 Altot, r2=0.97 (Hollister et al., 1987). P (±0.5 kbar)=-3.46+4.23 Altot, r2=0.99 (Johnson and Rutherford, 1989). P (±0.6 kbar)=-3.01+4.76 Altot, r2=0.99 (Schmidt, 1992). P(±0.6 kbar) = 4.76 Altot - 3.01 - {[(T°C) - 675]/85}×{0.530 Al+0.005294[T (°C) - 675]}, r2=0.99 Anderson and Smith (1995). P (kbar) = 0.5 + 0.331× Altot +0.995 × (Altot)<sup>2</sup> (Mutch et al., 2016) P (kbar) = 0.5 + 0.331× Altot +0.995 × (Altot)<sup>2</sup> (Mutch et al., 2016) regimentary sectors and sectors are setors and sectors are setors and sectors are setors and sectors are setors and sectors are setored at the sectors and sectors are setored at the sectors are setored at the sectors are set of the sectors and sectors are set of the sectors and sectors are set of the sectors and sectors are set of the sectors are set of the sectors are set of the sectors and set of the sectors are set of the sectors are set of the sectors are set of the set of the sectors are set of the sectors are set of the set of the set of the sectors are set of the set of the

دماسنجی متایلیت ها را انجام داد (Henry et al., 2005). مقدار کاتیون تیتانیم محاسبه شده بر حسب ۲۲ اکسیژن، بین ۰/۰۴ تا

فشارهای ۴ تا ۶ کیلوبار، موثر است. محاسبه دما، برحسب درجه سانتی گراد، به دو روش امکان پذیر است. یکی به تصوی





گرافیکی ارائه شده توسط هنری و همکاران (۲۰۰۵) و مشخص نمودن محل مقادیر کاتیون تیتانیم و عدد منیزیم در نمودار و روش دوم، استفاده از معادلهی تعیین دما که در زیر ارائه شده است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

T={[ln(Ti) - a - c (X<sub>Mg</sub>)<sup>3</sup>]/b}<sup>0.333</sup>, a= - 2.3594 b= 4.6482e-9 c= - 1.7283 با استفاده از این روش ها، دمای محاسبه شده ۵۰۰ درجه سانتی گراد است.

از طرفی مطابق مطالعات یوشیدا و همکاران (۲۰۰۷)، میزان آلومینیم بیوتیت متاثر از فشار تبلور این کانی است و بدین ترتیب فرمول زیر را برای محاسبه فشار تبلور و انجماد تودههای گرانیتی بیوتیتدار ارائه نمودهاند. – Al × 3.03 = ( kb ( 0.33 ± ) 6.53 مطابق این روش فشار معادل ۱/۶ تا ۱/۹ کیلوبار متغییر است. نظر به این که بیوتیتهای مورد مطالعه حاصل تجزیه آمفیبول هستند بنابراین فشار و دمای محاسبه شده بر اساس ترکیب بیوتیت، معرف شرایط سردشدگی و دگرسانی بعد از انجماد ماگمای گرانیتی است.

دماسنجی°C			فشارسنجی Kb						
آمفيبول	آمفيبول–	بيوتيت	 آمفيبول						
Otten (1984)	فلدسپار & Holland Blundy (1994)	Henry et al., 2005	Hammarstrom and Zen (1986)	Hollister et al. (1987)	Johnson and Rutherford (1989)	Schmidt (1992)	Anderson & Smith (95)	Mutch et al., 2016	Uchda et al. 2007
V91-9VT	۸۳۳-۸۸۴	۵۰۰	۵/۸۳–۵/۱۳	۶/۱۸-۵/۳۹	4/44-4/10	6/22-0/00	۶/۷۱-۵/۹۹	4/11 -4/4	1/9-1/9

جدول ۲: نتایج دما فشارسنجی توده گرانیتوئیدی هزاره بغل

### نتيجه گيري:

نتایج دما فشارسنجی توده گرانیتوئیدی تزریق شده به پیسنگ نئو آرکئن شرق کابل که توسط دما فشارسنجهای آمفیبول و آمفیبول-پلاژیوکلاز حاصل شده مبین تبلور و جایگزینی ماگمای گرانیتی در دمای ۶۷۳ تا ۸۴۴ درجه سانتی گراد و فشار ۴/۳ تا ۶/۷۱ کیلوبار است. نبود بافتهایی از قبیل گرانوفیر نیز با تبلور و جایگزینی عمقی همخوانی دارد. از طرفی، با توجه به منشأ ثانوی بیوتیتها، دما و فشار محاسبه شده توسط آنها (دمای ۵۰۰ درجه سانتی گراد و فشار ۱/۹ تا ۱/۹ کیلوبار) معرف شرایط دگرسانی و سردشدگی بعد از انجماد ماگما در بخشهای سطحی است.

### **References:**

Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995. "The effects of temperature and fo2 on the Al-in-hornblende barometer", American Mineralogist, 80, 549-559.

Blundy, J. D and Holland, T.J.B., 1990. "*Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer*", Contributions to Mineralogy and Petrology 104: 208–224.

Deer, W. A.Howie, R. A. and Zussman, J. 1991. An introduction to rock forming minerals (7th edn), Longman, England.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



Hammarstrom, J.M. and Zen, E., 1986. "Aluminum in hornblende: An empirical ipeous geobarometer", American Mineralogist 71, 1297-1313.

Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.C., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C., and Welch, M.D., 2012. "*Nomenclature of the amphibole supergroup*", American Mineralogist, 97, p. 2031–2048.

Heltz, R.T., 1982. "*Phase relations and compositions of amphiboles produced in studied of the melting behavior of rocks*", Mineralogical Society of American Reviews in Mineralogy 9B: 279-346.

Henry, D. J., Guidotti, C. V. Thomson, J. A., 2005. *The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms*. American Mineralogist, 90, 316-328.

Holland, T. and Blundy, J., 1994. "Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", Contributions to Mineralogy and Petrology 116: 433-447.

Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., and Sisson, V.B., 1987. "*Confrrmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons*", American Mineralogist, 72, 231-239.

Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989. "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks", Geology, 17, 837-841.

Mutch, E.J.F., Blundy, J.D., Tattitch, B.C., Cooper, F.J., Brooker, R.A., 2016. "An experimental study of amphibole stability in low - pressure granitic magmas and a revised Al - in - hornblende geobarometer", Contributions to mineralogy and petrology, DOI 10.1007/s00410-016-1298-9.

Otten, M.T., 1984. "The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites", Contributions to Mineralogy and Petrology 86, 189-99.

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

Shelly, D., 1993. "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall, London.

Spear, F.S., 1981. "An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolites", American Journal of Science, 281, 697-734.

Stein, E. and Dietl, C., 2001. "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald", Mineralogy and Petrology, 72, 185–207.

Tulloch, A.J. and Challis, G.A., 2000. "Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry", New Zealand J. Geol. Geophy. 43, 555–567.

Uchida, E., Endo, S., and Makino, M., 2007. *Relationship Between Solidification Depth of Granitic Rocks and Formation of Hydrothermal Ore Deposits*. Resource Geology 57, 47–56.

Peters, S.G., Ludington, S.D., Orris, G.J., Sutphin, D.M., Bliss, J.D., Rytuba, J.J., (Eds.), and the U.S. Geological Survey-Afghanistan Ministry of Mines Joint Mineral Resource Assessment team, 2007. Preliminary Non-fuel Mineral Resource Assessment of Afghanistan. U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-1214. Available on web at: <u>http://pubs.</u> <u>usgs.gov /of/2007 /1214/</u>.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



# پتروگرافی و شیمیکانیهای آلکالی بازالت های الیگوسن زیرین تویره مرکزی (جنوبغربی جندق،شمالشرقی استان اصفهان) ◊◊◊◊◊◊◊◊

مولود سهل آبادی(دانشجوی کارشناسی ارشد)°، قدرت ترابی، نرگس شیردشتزاده گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایر ان

Sahlabadimolood@gmail.com Torabighodrat@yahoo.com; Torabighodrat@sci.ui.ac.ir Nshirdasht@gmail.com

**\$\$\$\$** 

چکیدہ:

در شمال غربی خرد قاره شرق – ایران مرکزی، در جنوب غربی جندق و در تویره مرکزی، آلکالی بازالت ها به سن الیگوسن زیرین رخنمون دارند. بررسی های صحرایی نشان می دهند که عملکرد گسل ها درمنطقه به ویژه گسل کویر بزرگ و ایجادیک پهنهٔ کششی، سبب صعود سریع ماگما شده است و آلکالی بازالت های تویره مرکزی از طریق گسل ها و در امتداد آنها به سطح رسیده اند. بر اساس بررسی های پتروگرافی بافت این سنگ ها شامل پورفیریتیک، پویی کیلیتیک، میکرولیتیک پورفیریتیک، غربالی، تراکیتی، آنتی راپاکیوی و کرونااست. این بازالت ها دارای کانی های الیوین با ترکیب کریزولیت و فورستریت، کلینوپیروکسن با ترکیب اوژیت و دیوپسید، پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین –لابرادوریت، و اسپینل ها با ترکیب اسپینل – هرسینیت هستند. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن های این بازالت ها نشان می دهد که شبیه

**کلید واژه ها**:پترو گرافی، شیمی کانی، آلکالی بازالت، الیگوسن زیرین، تویره مرکزی، جندق

**~~~~~** 

Petrography and mineral chemistry of Early Oligocene alkali basalts in Central Toveireh (Southwest of Jandaq, Isfahan Province)

Molood Sahlabadi(MSc student)\*, Ghodrat Torabi, Nargess Shirdashtzadeh Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran Sahlabadimolood@gmail.com Torabighodrat@yahoo.com;Torabighodrat@sci.ui.ac.ir Nshirdasht@gmail.com

### **~~~~~**

#### Abstract:

The early Oligocene alkali basalts are cropped out in the Central Toveireh area in the southwest of Jandaq and northwest of Central-East Iranian Microcontinent (CEIM). Field studies show that in this region, the faults' function, especially the Great-Kavir fault, and occurrence of an extension zone have caused rapid ascent of magma, and therefore, the alkali basalts of Central Toveireh reached the surface through and along thefaults. Based on the petrography studies, microscopic textures are including porphyritic, poikilitic, microlitic porphyritic, sieve texture, Trachyte, anti-rpakiviand corona. These basalts are composed of olivine (forsterite and chrysolite), clinopyroxene (diopside and augite), plagioclase (labradorite-andesine) and spinel (spinel-







hercynite). Chemical composition of clinopyroxenes indicate that these rocks are similar to the within-plate continental basalts.

**Keywords:** Petrography, Mineral Chemistry, Alkali-basalt, Early Oligocene, Central Toveireh, Jandaq

#### مقدمه:

آلکالی بازالتها در جزایر اقیانوسی و ریفت های قارهای گزارش شدهاند(Turner and Hawkesworth, 1995) و اغلب از ماگمایی تبلور یافته اند که تفریق کمی در آنها اتفاق افتاده است و با سرعت صعود بالا، به سطح زمین میرسند (Spera, 1984). آلکالی بازالتهایقارهای به دلیل تاثیر لیتوسفر قارهای تنوع ترکیبی بیشتری نسبت به بازالتهای جزایر اقیانوسی دارد (Yan and Zhao, 2008). البته با توجه به اینکه مذاب سازندهٔ سنگهای آلکالن از اعماق گوشته منشاء می گیرد، بررسی ماهیت کانی شناسی و ژئوشیمی این سنگها اطلاعات ارزشمندی دربارهٔ گوشته در اختیار ما قرار می دهد.

در منطقه مورد مطالعه که در حاشیه CEIMقرار دارد، واحدهای سنگی رخنمون یافته شامل دایک های لامپروفیری ائوسنزیرین، فلیشهای ائوسن میانی تا بالایی، گرانیتوئیدهای ائوسن بالایی و سنگ های رسوبی ائوسن تا پلیوسن می باشند. واحدهای سنگی قبلاز الیگوسن زیرین توسط آلکالی بازالتها قطع شده و بوسیله واحدهای رسوبی جوانتر پوشیده شدهاند (Aistov et al., 1984; Torabi, 2010; Romanko et al., 1984). فرایندهای تکتونیکی بلوک یزد (نایین) نقش بسیار مهمی در خروج آلکالی بازالتهای این منطقه ایفا کرده است. بررسی این بازالتها در تعیین ماهیت ولکانیسم الیگوسن شمال غرب CEIM بسیار مفید است. ازاینرو، در پژوهش حاضر به بررسی ماهیت این بازالتها از دیدگاه پتروگرافی و شیمی کانی پرداخته میشود.

### **\$\$\$\$\$**

### زمین شناسی منطقه:

خرد قارهٔ شرق–ایران مرکزی از مهم ترین واحدهای ساختاری ایرانبوده که از اطراف توسط افیولیتهای مزوزوئیک-ترشیری، که بقایای پوسته اقیانوسی نئوتتیس هستند و گسلهای اصلی (از طرف شمال توسط گسل کویربزرگ، به سمت جنوب و جنوب غرب توسط گسل نایین-دهشیر-بافت و در جنوب توسط گسل بشاگرد و از شرق تقریبا به گسل نهبندان) محدود می شود. گسل کویر بزرگ در منطقه نقش موثری بر روی خروج بازالتها ایفا کرده است.(;Almasian 1997; Shirdashtzadeh et al, 2011; Torabi, 2010).

شهر جندق (بخش های شمال شرقی استان اصفهان) در شمال غربی خرد قارهٔ شرق–ایران مرکزی واقع شده و در حاشیه ی جنوبی دشت کویر قرار دارد. این شهر از توابع شهرستان خور بوده و در ۳۵۰ کیلومتری شمال شرق اصفهان است. منطقه تویره که در جنوب غرب جندق قرار دارد، دارای مختصات تقریبی طول جغرافیایی شرقی ۵۳ درجه و۵۵



دقیقه و ۴۰ ثانیه، و عرض جغرافیایی شمالی ۳۳ درجه و ۵۷ دقیقه و ۳۵ثانیه قرار دارد. این منطقه از شمال به کویربزرگ، از غرب و جنوب به ریگ جن و از شرق به سلسله کوههای جندق محدود میباشد.

در جنوب غربی جندق و شمال شرقی کوه تویره، سازند فلیشی پیس کوه رخنمون دارد. در جنوب پیس کوه (کوه گودار سیاه) سنگ ولکانیک ائوسن رخنمون دارند Aistov).(Aistovبررسی ژئوشیمی و پتروگرافی سنگ های ولکانیک ائوسن کوه گودار سیاه نشان داده است که دارای ماهیت کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی بوده و حاصل یک فوران در یک کمان ولکانیکی هستند (Mahmoodabadi 2009). Torabi (۲۰۱۰) نفوذ دایک های لامپروفیری به سن الیگوسن زیرین در سازند پیس کوه و کوه گودارسیاه را گزارش نموده است. آلکالی بازالت های الیگوسن زیرین منطقه تویره مرکزی دارای رخنمون بسیار خوبی بوده و در مطالعات صحرایی واضح است که گرانیتوئید های ائوسن بالایی تویره و آندزیت های ائوسن را قطع کرده اند.

رجبی و ترابی (۱۳۹۱) بازالت های بخش های جنوبی تویره که دارای زنولیت های پوسته و گوشته نیز هستند، را بررسی و آن ها را حاصل ذوب گارنت لرزولیت های گوشته دانسته اند.

**\$\$\$\$\$** 

### روش تحقيق:

به منظور مطالعه آلکالی بازالت های تویره مرکزی، پس از بررسی صحرایی و نمونه برداری، تهیه مقاطع نازک و نازک صیقلی برای پتروگرافی و دسترسی به شیمی کانی ها انجام شد. شیمی کانی ها با استفاده از دستگاه آنالیز نقطه ای میکروپروپ JEOL دانشگاه کانازاوای ژاپن با ولتاژ شتاب دهنده ۷۵ و جریان ۵۹ تعیین گردید. در محاسبه مقدار میکروپروپ JEOL دانشگاه کانازاوای ژاپن با ولتاژ شتاب دهنده ۷۶ و جریان ۵۹ ای تعیین گردید. در محاسبه مقدار و ۴<sup>2+2</sup>و ۴<sup>+2</sup>کانی ها و همچنین تعیین فرمول ساختاری کانیها، از روش استوکیومتری و روش ارائه شده توسط , )(1987استفاده شد. علایم اختصاری به کار رفته برای نام کانیها بر گرفته از (Whitney and Evans, 2010)هستند.

### **\$\$\$\$**

# پتروگرافی و شیمی کانیها:

بازالتهای مورد مطالعه در نمونهٔ دستی تیره، سخت و متراکم هستند. بافت این سنگها شامل پورفیریتیک، پویی کیلیتیک، میکرولیتیک پورفیریتیک، غربالی، تراکیتی، آنتی راپاکیوی و کرونا است.کانیهای اصلی این بازالتها الیوین و پلاژیو کلاز هستند. در این سنگ ها الیوین، پلاژیو کلاز و کلینوپیروکسن به صورت فنو کریست بوده و زمینهٔ سنگ بیشتر از میکرولیت های فلدسپار تشکیل شده است (شکل ۱–ب،پ). اسپینل (شکل ۱– ت)، کلسیت و آپاتیت به عنوان کانی فرعی حضور دارند. اسپینل های قهوه ایی در داخل الیوین ها قرار داشته که نشان می دهد اسپینل قهوه ایی زودتر از الیوین متبلور شده است. سانیدین به صورت میکرولیت فقط محدود به زمینه سنگ می باشد. بنابراین ترتیب تبلور کانیهای سازنده این سنگ ها بهترتیب به صورت اسپینل قهوه ای، الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیو کلاز و سانیدین است.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم







شکل ۱: تصویرهای میکروسکوپی از بازالتهای تویره مرکزی:الف و ب) بافت های پورفیریتیک، آنتی راپاکیوی و تراکیتی ب) تصویر فنوکریست های پلاژیوکلاز با بافت آنتی راپاکیوی و کلینوپیروکسن در زمینه میکرولیتی؛ ت) تصویر اسپینل سبز که از سنگ دیواره کنده شده است (XPL).

<u>اسپینل ها</u> به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار و به رنگ قهوه ایی دیده می شوند و قسمت هایی از اطراف آن به مگنتیت تبدیل شده اند. این اسپینل ها منشا آذرین دارند و دارای کروم هستند. علاوه بر اسپینل های قهوه ای، در این سنگ ها زنو کریست هایی از اسپینل های سبز غنی از آلومینیوم و منیزیم نیز دیده می شود (شکل ۱–ت). حضورزنو کریست هایی از اسپینل های سبز در این بازالت ها می تواند نشان دهنده عبور آن ها از پوسته قاره ای و کنده شدن قطعاتی از بخش های پوسته قاره ای پایینی می باشد. اسپینل های قهوه ای بر اساس نتایج میکروپروب ترکیبکرومیت (هرسینیت)،و اسپینل های سبز دارای ماهیت اسپینل هستند (شکل ۲–الف).

فنو کریستهای الیوین به صورت شکل دار تا نیمه شکل هستند که در برخی موارد به طور کامل و یا بخشی از آنها به سرپانتینو یا کلریت تبدیل شده است. بر اساس نتایج میکروپروب، ترکیب الیوین ها فورستریت و کریزولیت است (شکل ۲-ب). محدوده تقریبا گسترده الیوین ها نشان دهنده تاثیر تفریق ماگمایی می باشد.



فنو کریست هایکلینوپیروکسندارای فراوانی چندانی نیستند. کلینوپیروکسنهای سوزنی را میتوان در اطراف قطعات بیگانه (زنولیت و زنوکریست) که اغلب کوارتز، کلسیت و یا فلدسپار هستند می توان مشاهده کرد. کلینوپیروکسنهای سوزنیاحتمالا در اثر واکنش بازالت با قطعات بیگانه، و یا واکنش الیوین و پلاژیوکلاز ایجاد شده اند (McBirney, 1973).

CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>+2(Mg,Fe)<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub>=2Ca(Mg,Fe)Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>+(Mg,Fe)Al<sub>2</sub>O<sub>4</sub> بر اساس نمودار طبقهبندی کلینوپیروکسن ها و داده های میکروپروب، فنوکریست های کلینوپیروکسن دارای ترکیب اوژیت و کلینوپیروکسن های سوزنی دارای ماهیت دیوپسید هستند (شکل ۲-پ و ت).

پلاژیو کلازها در برخی موارد اسکاپولیت ایجاد شده است.پلاژیو کلازهای فنو کریست کلسیک تر از پلاژیو کلازهای پلاژیو کلازها در برخی موارد اسکاپولیت ایجاد شده است.پلاژیو کلازهای فنو کریست کلسیک تر از پلاژیو کلازهای موجود در زمینه سنگ هستند که نشان دهندهٔ رخداد تفریق ماگمایی است. لازم به ذکر است باوجود این که تصور می شود پلاژیو کلازهای موجود در این بازالت ها از نوع آنورتیت و بیتونیت باشند، آن ها دارای ماهیت لابرادوریت و آندزین هستند که دلیل آن سدیک بودن ماگمای سازنده آن ها است. پلاژیو کلازها هم به صورت فنو کریست و هم به صورت میکرولیت دیده می شوند که نشان دهنده حداقل دو مرحله سرد شدن ماگما بوده و میکرولیت ها مربوط به زمان فوران هستند. گاهی پلاژیو کلازها بافت آنتی راپاکیوی نشان می دهند (شکل ۱–ب).با استفاده از نمودار میشل لوی و اندازه گیری زوایه خاموشی پلاژیو کلازها بافت آنتی راپاکیوی نشان می دهند (شکل 1–ب).با استفاده از نمودار میشل لوی و اندازه می میدند که در توافق با بررسی های میکروپروب است. براساس دادههای ژئوشیمیایی و نمودار طبقهبندی فلدسپارها ترکیب آ پلاژیو کلازها لابرادوریت تا آندزین و لیگو کلاز بوده و ترکیب آلکالی فلدسپارها نیز سانیدین است (شکل ۲–ث).

با بررسی ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن های موجود در بازالت های منطقه تویره مرکزی می توان پی برد، کلینوپیروکسن های این منطقه در فشارهای پایین تا متوسط و محیط تکونیکی درون صفحات قاره ای، توسط ماگمایی آلکالن ایجاد شده است. ترمومتری فلدسپارهای پتاسیم نشان می دهد که سانیدین موجود در ماتریکس سنگ در دمای ۶۲۰ تا ۶۴۰ درجه متبلور شده اند.



Melluso and Sethna, ) برای نامگذاری اسپینلها ( Mg#=Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) در برابر (Mg+Fe<sup>2+</sup>) برای نامگذاری اسپینلها ( Cr# = Cr/(Cr+Al) شکل ۲: الف) نمودار طبقه بندی پیروکسنها بر گرفته از (2011)؛ ب) نمودار طبقه بندی پیروکسنها بر گرفته از (2011)) ( Morimoto, 1989) بر و ت) نمودار طبقه بندی پیروکسنها بر گرفته از (Morimoto, 1989) ( Morimoto, 1989) بر کیب پلاژیوکلازهای سنگ های ولکانیک ( الوسن تویره (مثلث)، جهت مقایسه با پلاژیوکلازهای درون آلکالی بازالت های الیگوسن زیرین (دایره) آورده شده است.

**\$\$\$\$\$** 



### نتیجه گیری:

مطالعات صحرایی نشان میدهد که آلکالی بازالت های تویره مرکزی، از طریق گسل های موجود در منطقه و در امتداد این گسل ها به سطح رسیدهاند. عملکرد گسل ها درمنطقه به ویژه گسل کویر بزرگ و ایجاد یک پهنهٔ کششی، سبب کاهش فشار شدید و صعود سریع آن شده است.

مطالعات میکروسکوپی حاکی از آن است که این آلکالی بازالتها، دارای کانی های الیوین و پلاژیوکلاز به عنوان کانی اصلی ومقدار کمی کلینوپیروکسن،اسپینل و مگنتیت به عنوان کانی فرعی می باشند. بافت های عمده موجود در این سنگها، میکرولیتیک پورفیریتیک، تراکیتی، آنتی راپاکیوی، کرونا، غربالی، پوئی کیلیتیک و پورفیریتیک هستند. اولیوین موجود در این سنگها ترکیب کریزولیت و فورستریت، پلاژیوکلازها از نوع آندزین-لابرادوریت، کلینوپیروکسن ها اوژیت و دیوپسید و اسپینلها ماهیت اسپینل و هرسینیت دارند. محدوده تقریبا گسترده ترکیب شیمایی الیوین ها و پلاژیوکلازها بیانگر نقش و رخداد تفریق در حین صعود ماگما می باشد.

### **\*\*\*\***

### منابع فارسی:

رجبی، ث. و ترابی، ق. (۱۳۹۱)، "پترولوژی بازالت آلکالن تویره، شاهدی بر ولکانیسم الیگوسن درون صفحه قاره ای در شمال غرب خرده قاره شرق-ایران مرکزی، جنوب غرب جندق"، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، جلد چهارم، شماره شانزدهم، صفحه(۲۱–۳۸). ♦♦♦♦♦♦

### **References:**

Aistov, L., Melnikov, B., Krivyakin, B. and Morozov, L., 1984. "Geology of the Khur area, (Central Iran)", Geological Survey of Iran, Tehran, Report number, 20.

Almasian, M., 1997. "Tectonics of Anarak Area (Central Iran)". Islamic Azad University, Science and Research Branch, Ph.D. Thesis, 164p.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. "An Introduction to the Rock FormingMinerals". 2<sup>nd</sup> Edition, Longman, London, 696 pp.

Droop, G. T. R. 1987. "A general equation for estimating Fe3+ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria". Mineralogical Magazine 51, p. 431-435.

McBirney, A. R. 1973, "Factors governing the intensity of explosive andesitic eruptions", Bulletin Volcanologique 37 (3), p. 443-453.

Melluso, L., Sethna, S.F., 2011. "Mineral compositions in the Deccan igneous rocks of India: An Overview. In: J., Ray, G., Sen, B., Ghosh (Eds.)", Topics in igneous petrology. Springer, 7, p. 35-159.

Morimoto, N., 1989, "Nomenclature of pyroxenes", The Canadian Mineralogist, 27, p. 143-156.

Rajabi, S., Torabi, G., 2014, "Oligocene crustal xenolith-bearing alkaline basalt from Jandagh area (Central Iran): implications for magma genesis and crustal nature", Island Arc, 23, p. 125-141.





Shirdashtzadeh, N., Torabi, G., Arai, S., 2011. "Two Mesozoic oceanic phases recorded in the basic and metabasic rocks of the Nain and Ashin-Zavar ophiolitic mélanges (Isfahan Province, Central Iran)", Ofioliti, 36(2), p. 191-205.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

Spera, F. J., 1984."*Carbon dioxide in petrogenesis III: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas*", Contributions to Mineralogy and Petrology 88, p. 217-232.

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, p. 277-291.

Turner, S., Hawkesworth, C., 1995. "The Nature of the Sub-Continental Mantle: Constraints from the Major Element Composition of Continental Flood Basalts", Chemical Geology, 120, p. 295-314.

Whitney, D. L., Evans, B. W., 2010. "Abbreviations for names of rock-forming minerals". American Mineralogist, 95, p. 185–187.

Yan, J., Zhao, J.X., 2008. "Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphereasthenosphere interaction", Journal of Asian Earth Sciences, 33, p. 106-121.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



# بررسی منشأ و پراکنش کانی های رسی در سه توالی پستی و بلندی- اقلیمی در خاک های استان فارس

ابوالفضل آزادی. استادیار بخش تحقیقات خاک و آب، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی استان خوزستان، سازمان تحقیقات، آموزش و

ترویج کشاورزی، اهواز، ایران Abolfazl\_azadi@yahoo.com. سیروس شاکری، گروه کشاورزی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران. Shakeri@pnu.ac.ir

## چکیدہ :

این مطالعه به منظور شناسایی منشأ و تکامل کانی های رسی خاک در سه ردیف پستی و بلندی-اقلیمی در خاکهای استان فارس در جنوب ایران صورت گرفت. بر اساس نقشه های خاک، سری های خاک انتخاب شده و پروفیل های شاهد حفر گردیدند. سپس خاکها بر اساس راهنمای نقشه برداری خاک و کلید تاکسونومی خاک تشریح و طبقه بندی گردیدند. پانزده پروفیل شاهد برای مطالعات کانی شناسی در نظر گرفته شد. سپس بر اساس روش نیمه کمی، مقدار نسبی کانی های رسی مشخص شد.کانیهای اسمکتیت، کلریت، ایلیت، پالیگورسکیت، ورمیکولیت، کافولینیت، کوارتز و کانیهای مخلوط در بخش رس خاکهای اسمکتیت، کلریت، ایلیت، پالیگورسکیت، ورمیکولیت، کافولینیت، کوارتز و کانیهای متوسط خاک است. منشا بیشتر کانی های رسی(ایلیت, کلریت و کائولینیت) در خاکرخ های مطالعاتی توارثی بوده ودر مورد کانی اسمکتیت منشأ این کانی را می توان توارثی، تغییر شکل ایلیت و تبدیل پالیگورسکیت به اسمکتایت و نوسازی در مناطق با زهکشی ضعیف نسبت داد. بطور کلی در بررسی پراش های پرتو ایکس نمونه ها دیده شد که از موقعیت بالای شیب به طرف پایین شیب از شدت پیکهای ایلیت و کلریت کاسته و بر شدت پیکهای اسمکتیت و کانی های مخلوط افزوده می شود.

# Investigation of the Origin and Distribution of Clay Minerals in three soil climotoposequences of Fars Province

Abolfazl azadi, assistant Professor Soil and Water Research Department, Khuzestan Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, AREEO, Ahvaz, Iran

Sirous Shakeri, Department of Agriculture, Payame Noor University, Tehran, Iran. Email: Shakeri@pnu.ac.ir

# Abstract:

This study was conducted to identify the origin and evolution of soil clay minerals in three soil climotoposequences of Fars Province in southern Iran. According to the soil maps, the soil series were selected and then pits were dug, described, and classified, according to the Soil Survey Manual and the Keys to Soil Taxonomy, respectively. Fifteen representative soil pedons were selected for clay mineralogy analysis. Then, based on the semi-quantitative method, the relative amount of



clay minerals was determined. Smectite, chlorite, illite, palygorskite, vermiculite, kaolinite, quartz and mixed minerals were found in the clay section. The existence of these minerals represents the early to intermediate stages of evolution soil formation. The origin of most of the clay minerals (Illitic, Chalite and Kaolinite) is inherited in the studied soils. In the case of smectite, the origin of this minerale can be attributed to heritability, alteration of illite and palygorskite transformation to smectite and neoformation in poor drainage areas. In general, x-ray diffraction studies of the samples showed that the intensity of the peaks of the illite and chlorite reduced and the smectite and mixed minerals increased from high slope to the down slope..

Keywords : Mineralogy, Climotoposequence, Fars Province

مقدمه :

کانیهای رسی بعنوان مهمترین بخش در فاز جامد خاک به شمار می آیند و تأثیر زیادی بر ویژ گی های فیزیکے، و شیمیایی خاکها دارند. این تأثیر به نوع و میزان کانیها در خاک بستگی دارد. در نتیجه منشأ، پـراکنش و تشکیل ایـن کانی ها در مطالعات خاک اهمیت بسزایی دارد. دیربازی است که نقش کلیدی کانی های رسی در رفتارهای فيزيكو شيميايي خاك شناخته شده و بي ترديد پرسش هايي درياره منشأ و تكامل آنها از اولويت هاي پژوهشي علوم خاك می باشد. کانی های رسی باخصوصیات ویژه خود جزء فعال خاک به شمار می رود و بدون شناخت آنها اظهارنظر درباره مسابل تغذیهای گیاه، فرسایش و حفاظت خاک، فر آیندهای تشکیل خاک و حتی خصوصیات مهندسی و مکانیکی خاک صحيح نخواهد بود. كاني هاي رسي كه به طور عمد ه شامل آلومينوسيليكات ها مي باشد تأثير شگر في بر همه ويژگي هـاي فيزيكي، شيميايي و زيستي دارد. به اين لحاظ شناخت آنها و نحوه تشكيل و تبديل اين كانيها و يـافتن سـاير مشخصـات و ويژگي،هاي آنها جهت درک بهتر از تشکيل و تکوين خاک و نيز برنامه ريزي اصولي و مديريت اراضي ضروري مي باشد. کانی های رسی تحت تأثیر عوامل هوادیدگی فیزیکی، شیمیایی و زیستی در خاک تشکیل می شوند. بر این اساس کانی های رسی را به سه گروه می توان تقسیم کرد: ۱- کانی های رسی موروثی: این گروه از کانی ها به طور مستقیم به صورت دست نخورده و بدون هیچ گونه تغییر ساختاری از مواد مادری به خاک اضافه می گردند. بیشتر کائولینیت مشاهده شده در خا کهای ایران منشأ ارثی دارند (خرمالی و ابطحی، ۲۰۰۳). ۲- کانی های رسی تغییر یافته: این گروه با شرایط محیطی خود در تعادل نبوده و در اثر هوادیدگی ملایم و دگر گونی به کانی های دیگر تبدیل می شوند. برای مثال اسمکتیت در نـواحی مرطـوب تـر شـمال غـرب اسـتان فـارس از تغییـر شـکل میکـا بـه وجـود آمـده اسـت (خرمـالی و ابطحی،۲۰۰۳ )، ۳-کانی های رسی نوساخته: این گروه از کانی ها در اثر سنتز مواد تخریب شده از کانی های اولیه مختلف تشکیل می گردد. تشکیل پالیگورسکیت در شرایط گچ زیاد و اسمکتیت در شرایط زهکشی ضعیف منشأ نوتشکیلی دارند (خرمالي و ابطحي، ٢٠٠٣). از نظر زمين شناسي تعيين اين كه كدام سازوكار سبب تشكيل رس در رسوبات طبيعي شده است بسبار مهم مي باشد. رس هايي كه ساختمان كريستالي خود را حفظ كردهاند نشان دهنده منشا خود بوده و اطلاعاتي در مورد شرایط محبطی محل تشکیل خود می دهند. رس های نوسازی شده که درجا تشکیل شدهاند شرایط حال با گذشته خو د را نشان می دهند. رس های تغییر شکل یافته اطلاعات در مور د شرایط محل تشکیل و محل فعلی خو د را باز تـاب





می کنند (میلوت، ۱۹۷۰). نوع کانی های موجود در خاک بیانگر مرحله هوادیدگی خاک است. کانی های رسی، اغلب بـه دلیل اینکه در ارتباط با فرایندهای خاکساز هستند، به عنوان شاخص های خاکسازی استفاده می شوند(بونیفاسیا و همکاران، ۲۰۰۹).

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

کانیشناسی به عنوان یکی از مهمترین ویژگیهای خاک بسته به اقلیم و شرایط شیمیایی خاک روی یک شیب از بالا به پایین تغییر میکند. تغییر این ویژگی در مناطق با آب و هوای مختلف متفاوت است و در نتیجه تأثیرهای متفاوتی بر ویژگیهای خاک میگذارد. بنابراین یکی از اهداف این پژوهش بررسی تغییر کانی شناسی در ردیفهای اراضی در سه منطقه استان فارس میباشد.

# روش تحقيق:

برای انجام این مطالعه، سه منطقه آباده، اقلید و نورآباد استان فارس به ترتیب با رژیمهای رطوبتی اریدیک، زریک و یوستیک انتخاب شد و سپس عکسهای هوایی منطقه با استفاده از نقشه های توپوگرافی و زمین شناسی تفسیر شده و از موزائیک عکسهای هوایی نقشه اولیه منطقه ترسیم شد .پس از تهیه نقشه، حدود واحدها در صحرا کنترل و اشکالات موجود رفع گردید .سپس خاکرخ های شاهد هر واحد انتخاب شده و پس از مشخص شدن و تفکیک لایه های خاکرخ ها از هر لایه نمونه برداری و به آزمایشگاه منتقل گردید .برای آماده سازی نمونه ها برای تجزیه کانی های رسی روش های ( Rehra and Jackson, 1958; Kittrick and Hope1963 ) برای از بین بردن عوامل شیمیایی سیمانی کننده و جدا شدن ذرات رس از یکدیگر مبنای عمل قرار گرفت .ابتدا کربناتهای خاک با استفاده از محلول نرمال استات سدیم (پ هاش ۵) در دمای ۸۰ درجه سلسیوس در حمام بخارخارج شدند .برای حذف ماده آلی، آب محلول دی تیونات سدیم ( کهش ۵) در دمای ۸۰ درجه سلسیوس در حمام بخارخارج شدند .برای حذف ماده آلی، آب محلول دی تیونات سدیم، اکسیدهای آهن ذرات خاک نیزخارج شد .پس از جداسازی رس (۷۰ دور در دقیقه محلول دی تیونات سدیم، اکسیدهای آهن ذرات خاک نیزخارج شد .پس از جداسازی رس (۷۰ دور در دقیقه محلول دی تیونات سدیم، اکسیدهای آهن ذرات خاک نیزیم و پتاسیم اشباع و این نمونه ها به ترتیب با گلیسرول و معاول دی تیونات سدیم، اکسیدهای آهن ذرات خاک نیز دارج شد .پس از جداسازی رس (۷۵ دور در دقیقه محلول دی تیونات سدیم، اکسیدهای آهن ذرات خاک نیزیم و پتاسیم اشباع و این نمونه ها به ترتیب با گلیسرول و دامی ۵۵۰ درجه سلسیوس تیمار شده و جداگانه با پراش پرتو ایکس مورد بررسی قرار گرفتند.

# نتیجه گیری:

مطالعات کانی شناسی منطقه مورد مطالعه نشان داد که کانی های رس غالب این خاکها کانی های ایلیت، کلریت، اسمکتیت، پالیگورسکیت، کانی های مخلوط (کانی های مخلوط ایلیت – اسمکتیت و کلریت – اسمکتیت) و کوار تز می-باشد.روند تغییرات د رمناطق مطالعاتی بدین صورت بود که، مقدار کانی ایلیت و کلریت به طرف مناطق اقلید و در نهایت نور آباد با افزایش رطوبت روند کاهشی داشت، و کانی اسمکتیت در منطقه آباده کمترین و در منطقه اقلید و نور آباد بیشترین مقدار را دارا بود. کانی مخلوط (کانی های مخلوط ایلیت – اسمکتیت و کلریت – اسمکتیت) نیز در منطقه اقلید و




آباده به ترتیب بیشترین و کمترین مقدار بوده وکانی پالیگورسکیت در منطقه اریدیک بیشترین مقدار میباشد. در ناحیه اریدیک -مزیک بدلیل وجود دمای پائین تر و رطوبت کمتر، شستشوی آهک از سولوم خاک اتفاق نیفتاده و انتقال رس ها نیز در حضور آهک صورت نگرفته است، در نتیجه تجمع آهک( افق کلسیک) و گچ (افق جیپسیک) در افقهای تحت الارضى مشاهده شد و رس هاى ايليت و كلريت در اين ناحيه غالب بودند، و به لحاظ بارندگى كمتر، يوشش گیاهی کم و نیز فرسایش پذیر بودن مواد مادری، عوامل خاکسازی تأثیر چندانی در تحول و تکامل خاکها نداشته است که این مسأله بر نوع و ترکیب کانی های رسی نیز اثر مستقیم گذاشته به طوری که ترکیب کمی و کیفی کانی های رسی خاکها از مواد مادری نشأت گرفته است و وجود مقادیر قابل توجهی ایلیت حکایت از جوانی و مراحل اولیه تکامل خاکهای منطقه دارد. در این منطقه کانی ایلیت و کلریت و پالیگورسکیت قابل توجه بوده و مقداری اسمکتیت و مقدار بسیار جزئی کائولینیت وجود دارد و فراوانی کانیهای رسی غالب در این منطقه بدین صورت میباشد: ایلیت> کلریت> پالیگورسکیت > اسمکتیت. به طور کلی در منطقه مورد مطالعه در رژیم رطوبتی اریدیک با توجه به توسعه و تکامل کمتر خاکها نسبت به رژیمهای دیگر مورد مطالعه نوع و ترکیب کانیشناسی رس آنها مشابهت بیشتر به مواد مادری داشته و بیشتر از آن نشأت گرفته است. در ناحیه زریک - مزیک بدلیل رطوبت بیشتر، هوادیدگی و تبدیل کانیها به میزان کمی صورت گرفته و در نتیجه کانی های، مونت موریلونیت> ایلیت> کلریت> یالیگورسکیت> کانی های مخلوط > ورمی کولیت به ترتیب کانی های غالب این خاکها بودند. رامشنی و ابطحی (۱۳۷۴)گزارش کردند که در منطقه خشک و گرم به علت ناچیز بودن هوادیدگی شیمیایی تغییر و تحول کانیها کم بوده و انتظار وجود کانیهای کلریت، میکا، ایلیت و پالیگورسکیت بیشتر است. اسمکتیت، کلریت، ایلیت، کائولینیت، پالیگورسکیت و ورمیکولیت کانی های رسی اصلی هستند که در خاکهای مناطق خشک و نیمه خشک ایران وجود دارند (خرمالی و ابطحی، ۲۰۰۳) و همچنین وجود کانی های کلریت، ایلیت و کائولینیت را در خاکهای مناطق خشک گزارش کرده و منشاء ارثی را عامل اصلی وجود آنها در خاک میدانند. در ناحیه یوستیک–هایپرترمیک دمای بالاتر و رطوبت بیشتر نسبت به سایر رژیمهای مورد مطالعه بوده و میزان رس مونت موریلونیت اروند افزایشی را نشان میدهد.و در نتیجه کانیهای مونت موریلونیت > کلریت>ایلیت> پالیگورسکیت> کانی های مخلوط > کائولینیت به ترتیب کانی های غالب این خاک ها بودند.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

در منطقه اقلید و نورآباد به دلیل وجود بارندگی بیشتر و نیز درصد رس بیشتر، شرایط تکامل خاک فراهم تر گردیده و میزان کانیهای ایلیت کمتر شده و مقداری از ایلیت به اسمکتیت و یا مقدار کمی ورمی کولیت تغییر یافته است. خرمالی و ابطحی (۲۰۰۳) رابطه معنی داری بین نسبت P/ET و مقدار اسمکتیت در استان فارس یافتند. با افزایش رطوبت قابل استفاده خاک، پهاش قلیایی و آب شویی متوسط خاک تا حدی که یونهای پتاسیم از بین لایه ای ایلیت خارج شود محیط برای تشکیل اسمکتیت فراهم میشود. که با نتایج این پژوهش همخوانی دارد، بطوری که در منطقه نورآباد با شاخص اگروکلیماتولوژی بیشتر مقدار کانی اسمکتیت نیز بیشتر مشاهده شد. بنابراین نتایج پژوهش حاکی از این است که



با افزایش بارندگی (P/ET) و تغییر سایر عوامل فیزیکوشیمیایی از مقدار ایلیت و کلریت کاسته و کانی های اسمکتیت، و کانی های مخلوط (کانی های مخلوط ایلیت – اسمکتیت و کلریت – اسمکتیت) افزایش می یابند. بطور کلی در بررسی پراشهای پرتو ایکس نمونهها دیده شد که از موقعیت بالای شیب به طرف پایین شیب از شدت پیکهای ایلیت و کلریت کاسته و بر شدت پیکهای اسمکتیت و کانیهای مخلوط افزوده می شود. بنابراین به نظر می رسد منشا بیشتر کانی های رسی(ایلیت، کلریت و کائولینیت و ...) در خاکرخ های مطالعاتی توارثی بوده ودر مورد کانی اسمکتیت منشأ این کانی را می توان توارثی، تغییر شکل ایلیت و تبدیل پالیگورسکیت به اسمکتایت و نوسازی در مناطق با زهکشی ضعیف نسبت داد. خرمالي و ابطحي (۲۰۰۳) وجود کاني هاي کلريت، ايليت و کائولينيت را در خاکهاي مناطق خشک گزارش کرده و منشأ ارثی را عامل اصلی وجود آنها درخاک میدانند. اولیایی و همکاران (۲۰۰۶)، در مطالعات کانی شناسی خاکهای استان کهکیلویه و بویر احمد، وجود کانی های پالی گورسکیت، کلریت، ایلیت، اسمکتیت و کوارتز را در خاک و بخش سنگ گزارش کردند. نتایج آنان نشان داد که کانی ایلیت، کلریت و کانی های مخلوط عمدتا از سنگ مادر منشا گرفته اند، در حالی که اسمکتیتها عمدتا از مواد مارنی، و برخی هم از هوادیدگی پالی گورسکیت و تغییر شکل ایلیت در افقهای سطحی خاک منشا گرفته اند. در منطقه آباده با رژیم اریدیک با توجه به وجود کانی پالی گورسکیت در مواد مادری و با توجه به جوان بودن خاکها، پس مقداری از کانی موجود حاکی از ارث رسیدن از مواد مادری میباشد، و همچنین فراوانی این کانی در افق هایی با آهک و گچ بالا نیز نمایانگر ایجاد شرایط مناسب جهت تشکیل مجدد این کانی می باشد. و از آنجایی که سنگها و مواد مادری این خاکها آهکی میباشد بنابراین عناصر قلیایی و سیلیس لازم جهت تشکیل این کانی فراهم میباشد. و با توجه به پهاش قلیایی شرایط مناسب تشکیل و نگهداری این کانی فراهم میباشد. رامشنی (۱۳۷۱) بیان می کند که کانی پالیگورسکیت علاوه بر منشأ توارثی دارای منشأ خاکزادی نیز میباشد .مقایسه فراوانی کلی کانی های در سه منطقه نیز بیانگر این بود که کانیهای ایلیت و کلریت دارای بیشترین مقدار بوده و گروه اسمکتیتها پس از آنها قرار می گیرند. مقادیر نسبی مهم ترین کانیهای رسی منطقه مورد مطالعه در منطقه آباده مورد مطالعه در جدول ۱ نمایش داده شده است. و به طور کلی دیاگرام کلی مربوط به تغییر و تبدیل و منشأ کانی های رسی در مناطق مورد مطالعه به صورت شکل (۱) می باشد:

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

والتكاويام نوراستان قم

شمارہ خاکرخ	افق	ايليت	كلريت	اسمكتيت	پاليگورسكيت	كوارتز	مخلوط	ورمى كوليت	كائولينيت
	A	++++	++	-	++	++	-	-	-
ì	C <sub>k1</sub>	++++	++++	++	++	++	-	-	-

جدول ۱: مقدار و نوع کانیهای تشکیل دهنده خاکهای منطقه آباده (اریدیک)

Jul under constants	ان شارین اینجرز میں کی ایک میں ایک کی میں میں میں ایک میں کی میں میں میں میں میں میں میں میں میں می	۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم				ور	دانتگاه پیام تینی زیری این این این این این این این این این ای	A State	انظویام فدانده فر
		-	++	_	++	+++	++++	A	
-	-	-	++	++++	++	++	+++	Bw	,
-	-	-	+	++	-	++++	++++	А	Ψ.
-	-	-	+	++	++	++++	++++	Bw	,
-	-	-	+	++++	-	+++	+++	A	۴
-	-	-	+	++++	+	++	++++	By	,
-	-	-	++	++	-	++++	++++	A	*
-	-	-	+	+++	-	++	++++	Bw	ω

+++++: بیش تر از ۵۰ درصد

++++: ۵۰–۲۵ درصد

++: کمتر از ۱۵–۵ درصد 🛛 +++: ۲۵–۱۵ درصد

+:کمتر از ۵ درصد 🛛 +



شکل ۱: دیاگرام کلی مربوط به تغییر و تبدیل و منشأ کانی های رسی در مناطق مورد مطالعه

## منابع فارسی :

رامشنی، خ.، و ع. ابطحی(۱۳۷۴). "تأثیر اقلیم و توپوگرافی در تشکیل، تکوین و خصوصیات مورفولوژیکی خاکهای منطقه کهکیلویه گرمسیری در استان فارس". چکیده مقالات چهارمین کنگره علوم خاک ایران. دانشگاه صنعتی اصفهان.ص ۸۸

#### **References:**

Kittrick, J. A., Hope, E. W. 1963. "A procedure for the particle size separation of soil for X-ray diffraction analysis". Soil Sci. Vol. 96, P. 312-325.

Khormali, F., Abtahi, A. 2003. "Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semiarid soils of Fars Province, Southern Iran". Clay Miner. Vol. 38, P. 511-527.



Mehra, O.P., Jackson, M.L. 1960. "Iron oxide removal from soils and clays by a dithionate citrate system with sodium bicarbonate". Clay Miner. Vol. 7, P. 317-327.

Millot, G. 1970. "Geology of clays (trans. W.R. Farrand and H. Paquet)". Springer-Verlag, New York, NY.

Bonifacio, E., Falsone, G., Simonov, GSokolova T., Tolpeshta, I. 2009. "Pedogenic processes and clay transformations in bisequal soils of the southern Taiga zone". Geoderma. Vol. 149, P. 66-75. Owliaie, H. R., Abtahi, Heck, A. R. J. 2006. "Pedogenesis and clay mineralogical investigation of soils formed on

gypsiferous and calcareous materials, on a transect, southwestern Iran". Geoderma. Vol. 134, P. 62–81.





## بررسی تاثیر مواد مادری در تشکیل کانیهای رسی خاکهای منطقه تالاب پریشان، استان فارس ◊◊◊◊◊◊◊◊

سیروس شاکری، گروه کشاورزی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران. Email: Shakeri@pnu.ac.ir سمیه شهامت پور، دانشجوی سابق دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات فارس ابوالفضل آزادی، بخش تحقیقات خاک و آب، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی خوزستان، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، اهواز، ایران

#### **\$\$\$\$**

## چکیدہ :

هدف از انجام این پژوهش بررسی تاثیر مواد مادری در تشکیل کانیهای رسی خاکهای منطقه تالاب پریشان، استان فارس، با رژیم رطوبتی و حرارتی به ترتیب یوستیک و هایپرترمیک بود. برای انجام این مطالعه ۴ خاکرخ به عنوان نماینده-ی منطقه به ترتیب از زمین نماهای های پلاتو، تپه ماهور، دشت دامنه ای و دشت دریاچهای انتخاب شدند. پس از نمونه برداری از هر افق و هوا خشک کردن نمونه ها و کوبیدن و عبور از الک دو میلیمتری مطالعات آزمایشگاهی بر روی آن ها صورت گرفت. براساس نتایج بدست آمده در آزمایشگاه ، خاک ها تا سطح فامیلی طبق رده بندی جامع آمریکایی خاک طبقه بندی شدند. خاک های موجود در منطقه شامل راستههای انتیسولها و اینسپتیسولها با افق سطحی اکریک و افق-مهای زیرسطحی کلسیک و جیسیک می باشند. با توجه به نتایج پراش پرتو ایکس، کانی های موجود در منطقه به ترتیب اسمکتیت، ایلیت، کلریت، پالیگورسکیت و کوارتز تشخیص داده شد. منشا کانی اسمکتیت را در منطقه می توان موروثی، وجود گچ و کلسیت می باشد.

Effect of parent material on clay minerals formation in Parishan Lagoon soils, Fars Province Sirous Shakeri, Department of Agriculture, Payame Noor University, Tehran, Iran. Email: <u>Shakeri@pnu.ac.ir</u> Somayyeh Shahamatpoor, Former M.Sc. Student, Dept. of Soil Sciences, Islamic Azad University, Fars. Abolfazl Azadi, Soil and Water Research Department, Khuzestan Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, AREOO, Ahvaz, Iran.

#### Abstract:

The objective of this research was to effect of parent material on clay minerals formation in Parishan Lagoon soils, Fars Province with soil temperature and moisture regimes of ustic and hyperthermic, respectively. For this study four representative soil profiles were selected on plateaus, dissected plain, piedmont plain and lake plain landforms. Laboratorial studies have been carried out on each soil sample after air drying and siewing by a two millimeter sieve. Based on the laboratorial data, the soils were classified up to family level according to American comprehensive system of soil classification. The soils of the area were classified as Entisoils and Inceptisoils with ochric epipedon and calcic and gypsic subsurface horizons. X-ray diffraction analysis of clay





fraction of the area showed the presence of smectite, illite, cholorite, palygorskite and quartz minerals. The source of smectite mineral of the soils area are inherited, neoformation and detritial, cholorite, illite and quartz were inherited and the source of palygorskite is inherited and neoformation in the presence of gypsum and calcite.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

Keywords: Patent material, Clay minerals, Parishan Lagoon.

**\$\$\$\$** 

مقدمه:

شناسایی کانی های رس برای آگاهی بیشتر از پیدایش خاک، خصوصیات ساختار خاک و فرآیندهای هوازدگی مفید است. بسیاری از خصوصیات فیزیکی و شیمیایی خاک ها با کانی های خاک کنترل می شوند. نه تنها آب، هوا و شرایط محیطی بلکه غلظت یون ها و شرایط PH-Eh را نیز تعیین کننده نوع کانی ها در خاک می دانند. کانی های رسی موجود در خاک تاثیر شگرفی بر تمام ویژگی های فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی خاک بر جای می گذارند.به این لحاظ شناخت و نحوه تشکیل و تبدیل کانی ها و یافتن سایر مشخصات و ویژگی های آن ها جهت فهم و درک بهتر تشکیل و تکوین خاک ضروری و لازم می باشد(بیول و همکاران، ۱۹۸۹). رس ها بر بسیاری از خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی خاک ها اثر می گذارند. ظرفیت تبادل کاتیونی و آنیونی از جمله خصوصیات شیمیایی و سطح ویژه از جمله خصوصیات فیزیکی خاک می باشند که تحت تاثیر مقدار و نوع رس قرار دارند. معمول ترین روش تشخیص کانی های رسی استفاده (شولز، ۲۰۰۲).

ویلسون(۱۹۹۹) بیان کرد که تشکیل کانی های رسی به سه صورت امکان پذیر است: ۱) کانی های رسی توارثی: این قبیل کانی ها به علت پایداری ، مستقیما به صورت دست نخورده و بدون هیچ گونه تغییر ساختار از مواد مادری به خاک اضافه می گردند. ۲)کانی های رسی تغییریافته: این کانی ها با شرایط محیطی خود در حال تعادل نبوده و در اثر هوادید گی و دگر گونی به کانی های دیگر تبدیل می شوند. این تغییر و تحول در اثر اضافه شدن و یا از دست دادن اجزائی از مواد قبلی صورت می پذیرد، بدون آن که ساختمان اصلی کانی تغییر یابد.۳) کانی های رسی نوساخته: این کانی ها در اثر تشکیل مجدد از مواد تخریب شده از کانی های مختلف اولیه موجود در محلول خاک تشکیل می گردند.

کانیهای رسی در حدود ۵۰ درصد حجم غالب خاک ها را شامل شده و به لحاظ توانایی جذب یون نقش بسزایی در تامین و در دسترس قرار دادن عناصر یونی مورد نیاز گیاه و نیز حاصلخیزی خاک دارند(لیندسی،۱۹۹۲). ویلسون (۱۹۹۹)، بیان می کند که مهمترین کانی های رسی شناخته شده در مناطق خشک و نیمه خشک جهان پالی گورسکایت، ایلت، کلریت، اسمکتیت و ورمی کولایت هستند. شاکری و ابطحی(۲۰۱۸)، با بررسی خاکهای نواحی مختلف آب و هوایی جنوب غرب ابران، خواص فیزیکی و شیمیایی خاک های ایران در اقلیم خشک و نیمه خشک را کاملا تابع سنگ مادر





آهکی آن میدانند که به مرور زمان تحت تأثیر هوادیدگی شیمیایی و فیزیکی قرار گرفته و خاکهایی سرشار از آهک را به وجود میآورد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

ماده مادری از مهمترین فاکتورهای خاکسازی در مناطق خشک و نیمه خشک محسوب می گردد. خصوصیات و ترکیب شیمیایی ماده مادری، نقش مهمی در تعیین مشخصات خاک، به خصوص در مراحل اولیه تشکیل خاک ایفا می کند. برادی(۱۹۹۰)، نوع کانی تشکیل شده در خاک را تحت تاثیر سه عامل اقلیم، شرایط محیطی و نوع ماده مادری می داند. با گذشت زمان و پیشرفت هوادیدگی، خاک ها تکامل یافته وترکیب کانی های آنها در جزء رس تغییر می کند. خرمالی و ابطحی(۲۰۰۳) در رابطه با منشا و پراکنش کانی های رسی در خاک هایی با اقلیم متفاوت در استان فارس بیان می کند که رطوبت خاک، بیشترین تاثیر را در پراکنش کانی های رسی به ویژه کانی اسمکتیت و پالیگورسکایت در خاک های مورد مطالعه داشته است.

هدف از انجام این پژوهش بررسی تاثیر مواد مادری در تشکیل کانیهای رسی خاکهای منطقه تالاب پریشان، استان فارس، با رژیم رطوبتی و حرارتی به ترتیب یوستیک و هایپرترمیک بود.

## **\$\$\$\$\$**

## روش تحقيق:

#### خصوصيات منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه با وسعت حدود ۴۲ کیلومترمربع و مساحت حوضه آبریز ۲۳۰ کیلومتر مربع در فاصله ۱۲ کیلومتری جنوب شرقی شهرستان کازرون و ۱۲۰ کیلومتری غرب شیراز (مرکز استان فارس) به طول جغرافیایی ۵۲ درجه و ۵۱ دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ۲۲ درجه و ۲۹ دقیقه شمالی قرار دارد. ارتفاع متوسط این منطقه از سطح دریا ۸۲۰ متر و حداکثر عمق اندازه گیری شده تالاب حدود ۵ متر می باشد. میانگین بارندگی سالیانه منطقه حدود ۳۵۰ میلی متر، میانگین درجه حرارت سالانه اتمسفر ۲۱/۷ درجه سانتی گراد و میانگین دمای سالیانه خاک ۲۲۰ درجه سانتی گراد در سال می باشد. در منطقه مورد مطالعه پراکندگی بارش در طول سال زیاد زیاد نیست و اکثر بارش ها در فصل های پاییز و زمستان مشاهده می گردد. میزان بارش در فصل بهار بسیار کم و در تابستان تقریبا صفر می گردد. تشکیلات زمین شناسی منطقه عبار تند از: تشکیلات دوران چهارم که شامل رسوبات دامنه ای، رسوبات آبرفتی ورسوبات دریاچه ای می باشد، رسوبات دوران دوم و مو زمین شناسی، تشکیلات میوسن از نظر چینه شناسی که شامل تشکیلات آغاجاری، تشکیلات میشان و تشکیلات تشکیلات دوران چهارم که شامل رسوبات دامنه ای، رسوبات آبرفتی ورسوبات دریاچه ای می باشد، رسوبات دوران دوم و تشکیلات دوران جهارم که شامل رسوبات آهمی با اولیگوسن میوسوبان تفاج داری، تشکیلات میشده اسری انوس الیگوسن، سوم زمین شناسی، تشکیلات آسماری یا رسوبات آهکی یا اولیگوسن میوسن، تشکیلات پایده یا سری انوس الیگوسن، تشکیلات کرتاسه میانی و فوقانی. تلاب پریشان و به طور کلی منطقه کازرون در ناودیس واقع شده است که رسوبات دوران چهارم زمین شناسی قسمت اعظم این ناودیس را پوشانده است. با توجه به این که ناودیسها و تاقدیسها پدیده هایی هستند که در اثر حرکات کوه زائی تکتونیک ایجاد شده اند بنابراین میتوان نتیجه گیری نمود که چاله تالاب پریشان





های مزبور تقریبا همزمان با رشته جبال آلپ بوده است که از اواخر دوران دوم شروع و به اواخر دوران سوم (اوائـل دوران چهارم) ختم می شود.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

#### روش انجام مطالعه

برای آماده سازی نمونه ها برای تجزیه کانی های رسی، روش های مهرا و جکسون (۱۹۵۸)، کیتریک و هوپ (۱۹۶۳) و جکسون (۱۹۷۵) برای از بین بردن عوامل شیمیایی سیمانی کننده و جدا شدن ذرات رس از یکدیگر مبنای عمل قرار گرفت. ابتدا کربنات های خاک با استفاده از محلول نرمال استات سدیم (پ. هاش ۵) در دمای ۸۰ درجه سلسیوس در حمام بخار خارج شدند. برای حذف ماده آلی، آب اکسیژنه ۳۰٪ مورد استفاده قرار گرفت. طی این مرحله دی اکسید منگنز نیز حذف می شود. سپس با استفاده از بافر سیترات و محلول دی تیونات سدیم، اکسیدهای آهن ذرات خاک نیز خارج شد. پس از جداسازی رس (۷۵۰ دور در دقیقه سانتریفیوژ به مدت ۵ دقیقه و سی ثانیه)، نمونه ها با منیزیم و پتاسیم اشباع و این نمونه ها به ترتیب با اتیلن گلیکول و دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس تیمار شده و جداگانه با پراش پرتو ایکس مورد بررسی قرار گرفتند.

#### **\$\$\$\$**

#### نتیجه گیری:

نتایج شناسایی کانیهای رسی خاک های مورد مطالعه به وسیله منحنی های پر تو ایکس مربوط به افق های Bk<sub>1</sub> خاکرخ شماره ۱، افق Cl خاکرخ شماره ۲، افق Bk خاکرخ شماره ۳ و افق A خاکرخ شماره ۴ در شکل ۱ آورده شده است. در این منحنی ها Mg+Gly، Mg ای K (Mg+Gly، Mg ی که جاکرخ شماره ۵ اشباع با منیزیم، منیزیم و گلیسرول، پتاسیم و پتاسیم حرارت ۵۵۰ درجه سلسیوس می باشند. همان طور که در شکل ها مشاهده می شود یک پیک ۲۴ آنگستروم در تیمار منیزیم بدست آمده که بعد از قرار دادن در معرض بخار اتیلن گلیکول به ۱۸ تغییر یافته، این انبساط نشان دهنده وجود رس های انبساط پذیر از نوع اسمکتیت می باشد. پیک ۱۰/۵ آنگستروم در تیمار منیزیم اشباع نشان دهنده پالیگورسکیت می باشد. پالیگورسکیت یک پیک ۶/۶ آنگستروم دارد اما این پیک اکثرا شدت بسیار پایینی دارد و در بعضی موارد نیز ظاهر نمی شود به همین دلیل از پیک ۱۰/۵ آنگستروم برای تشخیص پالیگورسکیت استفاده می شود. از بین نرفتن پیک ۱۰ آنگسترومی در تیمار پتاسیم حرارت نشان دهنده کانی ایلیت می باشد. پیک های ۱۴ و ۳۳/۳ به تریب مربوط به کاریت و کوارتز می باشد.

نتایج نشان داد که ترتیب فراوانی کانی های رسی درهمه افق ها مشابه بوده و اسمکتیت و کوارتز بـه ترتیب بیشترین و کمترین فراوانی را دارند: اسمکتایت> ایلایت> کلرایت> پالیگورسکایت>کوارتز.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم با توجه به فراوانی کانی اسمکتیت در خاک های مورد مطالعه و وضعیت زهکشی ضعیف این خاک ها وهمچنین پ هاش قلیایی می توان منشا نوسازی را برای حداقل بخشی از اسمکتیت موجود در این خاک ها تصور کرد. فرضیه تبدیل ایلایت

والتكاويام نوراستان قم

به اسمکتیت و منشا تغییر شکل کانی های دیگر با توجه به فراوانی کانی ایلیت در خاک های منطقه و کم بودن میزان بارندگی برای شستشو و خارج شدن پتاسیم بین لایه ای از میکا صادق نیست. بخش دیگر این کانی می تواند مربوط به شرايط فيزيو گرافي منطقه باشد. اين خاك ها در دشت و اراضي پست قرار گرفته (به جز خاكرخ شماره ۲) و عمل فرسايش و رسوبگذاری می تواند سبب انتقال کانی های بسیار ریز اسمکتیت به این نواحی شده، بنابراین می توان منشا ایـن کـانی را منشا آواری و انتقال از اراضی اطراف دانست. خرمالی و ابطحی(۲۰۰۳) نیز نوسازی اسمکتیت را در شرایط زهکشی ضعیف برای خاک های جنوب ایران گزارش کردند.

ایلیت و کلریت از دیگر کانی های مهمی هستند که در خاک های مورد مطالعه وجود داشته و پس از اسمکتیت فراوان-ترین کانی ها می باشند. با توجه به آب و هوای خشک و نیمه خشک و همچنین آهکی بودن خاک های منطقه، این دو کانی منشا مادری دارند. به طور کلی مطالعات نشان می دهد که منشا بیشتر کلریت و ایلیت موجود در خاک ها موروثی بوده و از سنگ های مادر به ارث رسیده اند. این دو کانی به عنوان پیش ماده جهت تشکیل پـدوژنیک بیشـتر کـانی هـا در خاکهای مناطق خشک در نظر گرفته می شود(خادمی و مرموت،۱۹۹۸). بارنهیسل و برچ (۱۹۸۹) عقیده دارند که امکان هوادیدگی کلریت در مناطق خشک و نیمه خشک وجود ندارد. زیرا برای هوادیدگی کلریت آبشویی شدید، pH کمتر از ۶، حرارت زیاد و در نتیجه خروج هیدرو کسیدهای بین لایه ای لازم است و در خاکه ای مناطق خشک و نیمه خشک قسمت اعظم كلريت موروثي مي باشد .

تشکیل پالیگورسکیت در خاک های منطقه خشک رابطه نزدیکی با تشکیل افق های تجمع آهک(افق کلسیک) و انبوهـه گچ (افق ژیپسیک) دارد. خادمی و مرموت (۱۹۹۷)عقیده دارند که ته نشینی گچ، باعث افزایش نسبت Mg/Ca و pH شده و شرایط مناسب برای تشکیل پالیگورسکیت ایجاد می شود. به طور کلی با توجه به میانگین بارندگی ۳۵۰ میلیمتر و آهکی بودن منطقه و وجود افق های زیر سطحی کلسیک و جیپسیک می توان گفت که شرایط برای تشکیل کانی پالیگورسکیت وجود دارد واحتمالا بخشي از آن منشا آواري دارد و مربوط به انتقال آن توسط فرآيندهاي آبرفتي باشد. همچنين بخشي از آن از مواد مادری به ارث رسیده است. زیرا در سازند گچساران کانی گچ موجود می باشد و با توجه به پ هاش بالا شرایط را برای تشکیل پالیگورسکیت فراهم کرده است. می توان گفت که نوسازی پالیگورسکیت در نتیجه وجود گچ و كلسيت اصلى ترين دليل وجود اين كاني در خاكهاي منطقه ميباشد.

در خاک های مورد مطالعه کوارتز کمترین مقدار را در بین کانی های دیگر دارد از آن جا که کوارتز کانی اولیه است و از مواد مادری به ارث می رسد پس می توان گفت که منشا ماده مادری دارد.

#### **\$\$\$\$**



**سپاسگزاری** این پژوهش بخشی از پایاننامه کارشناسی ارشد است که هزینه آن توسط دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات فارس تأمین شده است و بدینوسیله تشکر و قدردانی میشود.

## **~~~~~**

#### **References:**

Barnhisel, R. I., Bertsch I. P., (1989). "*Chlorites and hydroxyl-interlayer vermiculite and smectite*", ed. By: Dixon, J. B., et al, Minerals in soil environments, 2nd. ed. SSSA Madison, Wisconsin, USA. pp. 729-788.







Buol, S. W., Hole F.D., Mc Craken R.J., (1989). "Soil genesis and classification". Iowa State University Press, Ames. p.360.

Jackson, M.L., (1975). "Soil Chemmical Analysis Advanced Course". Department of Soils, College of Agriculture, University of Wisconsin, Madison, WI.

Khademi, H., Mermut A.R., (1997)."Submicroscopy and stable isotope geochemistry of carbonates and associated palygorskite in Iranian Aridisols". European J. Soil Sci. 50, p. 207-216.

Khademi, H., Mermut, A. R., (1998). "Source of Palygorskite in gypsiferous Aridisols and associated sediment from Central Iran". Clay Miner. 33, p. 561-575.

Khormali, F., Abtahi, A., (2003). "Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, southern Iran". Clay miner. 38, p. 511-527.

Kittrick, J. A., Hope, E. W., (1963). "A procedure for the particle-size separation of soils for X-Ray diffraction analysis". Soil Sci. 96, p. 319-325.

Lindsay, W.L., (1992). "Chemical equilibria in soils". John Wiley and Sons, New York, 44p.

Mehra, O. P., Jackson, M. L., (1958). "Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate". In National conference on clays and clays minerals, 7, p. 317-327.

Schulz, D. G., (2002). "An Introduction to Soil Mineralogy". In: Soil Mineralogy with Environmental application. SSSA book series, no. 7.

Shakeri, S., Abtahi, S. A., (2018). "Potassium forms in calcareous soils as affected by clay minerals and soil development in Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad Province, Southwest Iran". Journal of Arid Land, 10, p. 217-232.

Wilson, M. J., (1999). "The origin and formation of clay minerals in soils : past, present and future perspectives". Clay Miner.34, p. 7-24.





حكيده:

## بررسی روند تشکیل کانی های رسی خاکهای دشت کاکان، استان کهگیلویه و بویراحمد ◊◊◊◊◊◊◊◊

سیروس شاکری، گروه کشاورزی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران. Email: Shakeri@pnu.ac.ir ابوالفضل آزادی، بخش تحقیقات خاک و آب، مرکز تحقیقات و آموزش کشاورزی و منابع طبیعی خوزستان، سازمان تحقیقات، آموزش و ترویج کشاورزی، اهواز، ایران

#### **\$\$\$\$\$**

# کانی های رسی موجود در خاک تاثیر شگرفی بر تمام ویژگی های فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی خاک بر جای می گذارند. هدف از انجام این پژوهش بررسی روند تشکیل کانی های رسی خاکهای دشت کاکان تحت تاثیر اقلیم مرطوب منطقه بود. برای انجام این مطالعه، ابتدا نمونه های خاک تحت تیمارهای مختلف جهت حذف ماده آلی، کربناتها، گچ و سایر املاح محلول و اکسیدهای آهن قرار گرفتند. پس از این مرحله تفکیک اجزاء به رس، سیلت و شن مطابق روش کیتریک و هوپ صورت گرفت. نتایج کانی شناسی نشان داد که کانی اسمکتیت مهم ترین و فراوان ترین کانی موجود در خاکهای منطقه می باشد که نو تشکیلی و تبدیل میکا و پالیگورسکیت به اسمکتایت سه منشا مهم این کانی در منطقه می باشد. کانی کلرایت نیز در این خاک ها نسبتا زیاد بود که با توجه به عدم وجود شرایط تشکیل این کانی در این منطقه می منشا کلرایت این خاکها ارثی است. کانی ایلیت نیز در حد بسیار کم مشاهده شد که تبدیل این کانی به کانی های دیگر از تیز به مقدار کمی در خاک های منطقه وجود دارد. کوار تز و کانولینیت با منشا ارثی نیز به مقدار کمی در خاک ها وجود دارد. به دلیل میردن این کانی پالیگوراسکیت در هیم این با میشا ارثی نیز به مقدار کمی در خاک ها وجود میزان این کانی ور می و بود که با وجود بر این کانی های دیگر از بیز به مقدار کمی در خاک های منطقه وجود دارد. کوار تز و کانولینیت با منشا ارثی نیز به مقدار کمی در خاک ها وجود دارد. به دلیل میزان بالای بارندگی کانی پالیگوراسکیت در هیچ کدام از نمونه ها مشاهده نشد.

The formation of clay minerals in Kakan plain soils, Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad Province

Sirous Shakeri, Department of Agriculture, Payame Noor University, Tehran, Iran. Email: <u>Shakeri@pnu.ac.ir</u> Abolfazl Azadi, Soil and Water Research Department, Khuzestan Agricultural and Natural Resources Research and Education Center, AREOO, Ahvaz, Iran.

#### Abstract:

Clay minerals have key role on most physical, chemical and biological properties of the soils. The goal of this research was the formation of clay minerals in Kakan plain soils as affected by a relatively wet climate. For clay mineralogy, the soils treated for removing organic matter, carbonates, gypsum, soluble salts and Fe-oxides. The method was followed by the separation of sand, silt and clays using Kittrick and Hope technique. Clay mineral investigation revealed that smectite is the most abundant clay mineral observed in the soils studied. Neoformation from soil solution, transformation from mica and palygorskite are the main suggested pathways for the occurrence of this mineral. Chlorite was the second abundant clay mineral in the studied soils. Inheritance seems to be the main mechanism for the occurrence of this mineral. Rare amount of illite was observed in the soils as this mineral is transformed to smectite. Vermiculite occurrence needs particular pedo-





environmental condition that is not occur the studied soils. Inherited quartz and kaolinite were found in the low amounts. High degree of weathering and rainfall inhibit the stability of the palygorskite in the soils. **Keywords:** Clay minerals, smectite, Kakan plain

## **~~~~~**

#### مقدمه :

ذرات رس فعالترین فاز جامد معدنی خاک به شمار می روند. کانیهای رس خاک به علت دارا بودن سطح ویژه بالا و بار منفی نقش تعیین کننده ای در جذب عناصر غذائی مورد نیاز گیاه دارند. شناسائی کمی وکیفی و ترکیب ساختمانی آنها اطلاعات مفیدی از جذب، تثبیت و رها سازی کاتیونها در اختیار می گذارد (دیکسون و وید، ۱۹۹۲). نوع کانی تشکیل شده در خاک تحت تأثیر سه عامل اقلیم، شرائط محیطی و مواد مادری می باشد. بیشتر مطالعات انجام گرفته در رابطه با کانی شناسی خاک در راستای دستیابی به منشا و نحوه تشکیل و تکامل خاکها بوده است. در این نوع پژوهشها ارتباط بین ترکیب کانیهای خاک با خصوصیات فیزیکی، شیمیایی و بیولوژیکی خاکها که بگونه ای مرتبط با بنیه غذایی آنها می باشد در درجه کمتری از اهمیت قرار گرفته است. آنچه در این رابطه صورت گرفته عمدتا به ارتباط متقابل عنصر پتاسیم با کانی های خاک و تثبیت یا رها شدن این عنصر غذایی در خاک پرداخته است. دسترسی عنصر پتاسیم در کانی ماه در بسیار وابسته به حضور کانی های فیلوسیلیکات است که در تثبیت و آزاد سازی این عنصر پتاسیم در ایا می کند. محققان نشان داده اند کانیهای بیدلیت و ورمی کولیت نسبت به مونت موریلونیت ظرفیت بیشتری را برای تثبیت عنصر پتاسیم از خود نشان می دهند (اید و اسمیت).

کانی های رسی تحت تأثیر عوامل هوادیدگی فیزیکی، شیمیایی و زیستی در خاک تشکیل می شوند. بر این اساس کانی های رسی را به سه گروه می توان تقسیم کرد: گروه اول کانی های رسی موروثی که این گروه از کانی ها به طور مستقیم به صورت دست نخورده و بدون هیچ گونه تغییر ساختاری از مواد مادری به خاک اضافه می گردند. بیشتر کائولینیت مشاهده شده در خاک های ایران منشأ ارثی دارند (خرمالی و ابطحی، ۲۰۰۳). گروه دوم کانی های رسی تغییر یافته که این گروه با شرایط محیطی خود در تعادل نبوده و در اثر هوادیدگی ملایم و دگرگونی به کانی های دیگر تبدیل می شوند. به طور مثال اسمکتیت در نواحی مرطوب تر شمال غرب استان فارس از تغییر شکل میکا به وجود آمده است. نهایتا کانی های رسی نوساخته که کانی ها در اثر سنتز مواد تخریب شده از کانی های اولیه مختلف تشکیل می گردد. به عنوان مثال اسمکتیت می تواند در محلول غنی از سیلسیم، آلومینیوم و منیزیم تشکیل شود. هارگاریت و لیورسی (۱۹۷۵) اسمکتیت بیشتری را در خاک های با زهکشی ضعیف نسبت به خاک هایی با زهکشی بهتر گزارش کردند. نایدو و همکاران (۱۹۹۴) دریافتند که خاک های با سطح آب زیر زمینی عمیق دارای کلریت و ایلیت بیشتری می باشند، در حالی که کانی غالب خاک های با زهکشی ضعیف مونت موریلونیت می باشد. کانی های رسی معمولا دارای بار لایه ای و ظرفیت تبادل کاتیونی متفاوتی هستند.





هدف از انجام این پژوهش، بررسی روند تشکیل کانی های رسی خاکهای دشت کاکان تحت تاثیر اقلیم مرطوب منطقه بود.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

#### $\diamond\diamond\diamond\diamond\diamond\diamond\diamond$

## روش تحقيق:

#### موقعیت و ویژگیهای اقلیمی منطقه

دشت کاکان به وسعت حدود ۲۸۰۰ هکتار و به فاصله تقریبی ۳۵ کیلومتر از شرق شهرستان یاسوج و در محدوده جغرافیایی "۳۱ ۴۵ ۲۵ تا "۴۵ ۵۰ ۵۰ طول شرقی و "۳۱ ۳۳ ۳۰ تا ۳۰۰ ۳۸ ۳ ۳۰ عرض شمالی واقع شده است. ارتفاع متوسط دشت از سطح دریا ۲۳۰۰ متر، حداکثر ارتفاع ۲۳۷۵ متر و حداقل ارتفاع ۲۲۰۸ متر از سطح دریا، با عرض متوسط ۲ کیلومتر و طول ۱۲/۵ کیلومتر است. بررسی وضعیت آب و هوایی منطقه با استفاده از آمار ۱۵ ساله هواشناسی ایستگاه های تبخیرسنجی کهمر(واقع در دشت کاکان) و سینوپتیک یاسوج انجام شد. براساس اطلاعات هواشناسی، دشت مورد مطالعه دارای زمستانهای مرطوب و خیلی سرد و یخبندان و تابستانهای خشک و معتدل می باشد که طبقهبندی اقلیم آن بر اساس دو مارتن بسیار مرطوب و به روش آمبرژه مرطوب می باشد. میانگین بارندگی سالانه حدود ۱۰۰۹ میلی متر و میانگین درجه حرارت سالانه ۲۱/۱ درجه سانتی گراد است. رژیم های رطوبتی و حرارتی خاک های منطقه به ترتیب زریک و مزیک می باشند. با توجه به نقشه زمین شناسی جنوب غربی ایران، دشت کاکان شامل سازندهای مختلفی زمین شناسی از دوران دوم (مزوزوئیک) تا کواترنری از دوران سوم (سنوزوئیک) می باشد (شامل گروه بنگستان، سازند پابده، سازند جهرم، سازند آسماری و همچنین رسوبات کواترنری). جنس این سازندها عمدتا آهکی می باشند.

#### روش انجام مطالعه

برای آماده سازی نمونه برای تجزیه کانی های رسی، روش های مهرا و جکسون (۱۹۵۸)، کیتریک و هوپ (۱۹۶۳) و جکسون (۱۹۷۵) برای از بین بردن عوامل شیمیایی سیمانی کننده و جدا شدن ذرات رس از یکدیگر مبنای عمل قرار گرفت. ابتدا کربنات های خاک با استفاده از محلول نرمال استات سدیم (پ. هاش ۵) در دمای ۸۰ درجه سلسیوس در حمام بخار خارج شدند. برای حذف ماده آلی، آب اکسیژنه ۳۰٪ مورد استفاده قرار گرفت. طی این مرحله دی اکسید منگنز نیز حذف می شود. سپس با استفاده از بافر سیترات و محلول دی تیونات سدیم، اکسیدهای آهن ذرات خاک نیز خارج شد. پس از جداسازی رس (۷۵۰ دور در دقیقه سانتریفیوژ به مدت ۵ دقیقه و سی ثانیه)، نمونه ها با منیزیم و پتاسیم اشباع و این نمونه ها به ترتیب با اتیلن گلیکول و دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس تیمار شده و جداگانه با پراش پرتو ایکس مورد بررسی قرار گرفتند.

**\$\$\$\$\$** 





## نتیجه گیری:

فراوانی نسبی کانی های رسی در خاکهای منطقه کاکان در جدول ۲ آورده شده است. همان گونه که مشاهده می شود، کانی اسمکتایت مهم ترین و فراوان ترین کانی موجود در خاکهای منطقه می باشد. اسمکتایت مانند سایر کانی های رسی سیلیکاتی می تواند دارای سه منشا باشد. (۱) نو تشکیلی از محلول خاک (۲)، منشا تخریبی یا توارثی و (۳) تبدیل سایر کانی ها به اسمکتایت (خرمالی و ابطحی، ۲۰۰۳). در بیشتر نمونه های مطالعه شده، اسمکتایتهای با بار لایه ای متفاوت مشاهده شد. اسمکتایت (خرمالی و ابطحی، ۲۰۰۳). در بیشتر نمونه های مطالعه شده، اسمکتایتهای با بار لایه ای متفاوت مشاهده شد. اسمکتایت (فرمالی و ابطحی، ۲۰۰۳). در بیشتر نمونه های مطالعه شده، اسمکتایتهای با بار لایه ای متفاوت مشاهده اسمکتایت های دارای بار لایه ای زیاد قابلیت انبساط شده و پیک های قوی بیشتر از ۱۷ آنگستروم دارند؛ در حالی که اسمکتایت های دارای بار لایه ای زیاد قابلیت انبساط کمتری دارند (فانینگ و همکاران، ۱۹۹۲). منطقه مورد مطالعه دارای نوتشکیلی زیاد بوده و شرایط برای تغییرات کانی های اولیه و تبدیل آنها به کانی هایی مانند اسمکتایت کافی به نظر می رسد. نوتشکیلی را با توجه به شرایط زهکشی و همچنین PH بالا و فعالیت بالای یون سیلیس در این شرایط یکی از مهمترین نوتشکیلی را با توجه به شرایط زهکشی و همچنین PH بالا و فعالیت بالای یون سیلیس در این شرایط یکی از مهمترین زهکشی ضعیف، پهاش بالا، فعالیت بالای یون سیلسیم در محلول خاک و فراوانی کاتیونهای بازی می باشد (بور چارت، زهکشی ضعیف، پهاش بالا، فعالیت بالای یون سیلسیم در محلول خاک و فراوانی کاتیونهای بازی می باشد (بور چارت، اسمکتایت است که در مناطق با بارندگی بالا این کانی در اراضی پست منطقه عنوان کرد، تبدیل کانی پالیگور سکایت به منطقه نیز در هیچ کدام از خاکرخ ها کانی پالیگور سکیس مشاهه منوان کرد، تبدیل کانی پالیگور سکایت به منطقه نیز در هیچ کدام از خاکرخ ها کانی پالیگور سکیت مشاهده نشد.

كوارتز	ورمى كولايت	اسمكتايت	كلريت	ايليت	كائولينيت	افق	خاكرخ
+	+	+++	++	+	+	Ар	١
+	+	++++	++	+	+	Bk1	١
+	+	+++	++	+	+	Ap	۲
+	+	++++	++	+	+	Bw	۲
+	+	+++	++	+	+	Ар	۴
+	+	++++	++	+	-	Btkg1	۴

جدول ۱. فراوانی نسبی (درصد) کانیهای رسی در خاکهای منطقه کاکان

- : جزئي يا وجود ندارد، + : كمتر از ١٠ درصد، ++ : ٣٠ -١٠ درصد، +++ : ٢٠ - ٣٠ درصد، ++++ : بيشتر از ٤٠ درصد

در خاکرخ های بخش های با زهکشی مناسب، تبدیل پالیگورسکیت به اسمکتایت و همچنین تبدیل میکا به اسمکتایت از دلایل اصلی فراوانی کانی اسمکتایت می باشد. ارتباط اسمکتایت و پالیگورسکیت در بسیاری از خاکها مشاهده شده و درباره تبدیل آنها به یکدیگر بحث شده است. بیگهام و همکاران (۱۹۸۰) کاهش پالیگورسکیت را با افزایش اسمکتایت هماهنگ می دانند. طبق نظر گولدن و همکاران (۱۹۸۵)، تبدیل پالیگورسکیت به اسمکتایت توسط شکسته شدن پیوندهای Si-O-Si بین واحدهای سیلیکاتهای لایه ای ۱: ۲ و یا انحلال کامل و رسوب مجدد امکان پذیر است. ابطحی (۱۹۸۰) و



شاکری و ابطحی (۲۰۱۸)، گزارش کردند که با کاهش اسمکتایت بر مقدار پالیگورسکیت افزوده می شود. خرمالی و ابطحی (۲۰۰۱) نیز در تحقیقی که در سه منطقه با خاکهای آهکی و با اقلیمهای متفاوت در جنوب ایران انجام دادند، گزارش کردند که کانی های هر سه منطقه به لحاظ نوع تقریباً مشابه ولی مقدار نسبی آنها تحت شرایط زهکشی و پستی و بلندي متفاوت بوده است، به گونهاي كه در اراضي يست تر، بهدليل افزايش شرايط هواديدگي، بر مقدار كاني هاي اسمكتيت افزوده می شود. آنها عوامل ایجاد اسمکتیت را در مناطق بدون مشکل زهکشی، تغییر و تبدیل کانی ها به یک دیگر و در مناطق با زهکشی ضعیف، تشکیل مجدد دانسته اند. تقریباً در همه خاکرخ های مطالعه شده، میزان اسمکتایت از سطح به عمق افزایش یافته است. یکی از علت های بیشتر بودن این کانی در عمق را می توان انتقال این کانی از سطح به عمق به دلیل آب و هوای مرطوب منطقه عنوان کرد. در سطح خاک شرایط برای تبدیل کانی های دیگر مانند ایلیت و پالیگورسکیت به اسمکتایت مهیا تر است ولی بارندگی منطقه و ریز بودن این کانی باعث انتقال آن به بخش های پایین تـر خاکرخ شده است. همچنین دلیل دیگر افزایش این کانی از سطح یه عمق می تواند ارثی بودن بخشی از کانی اسمکتایت مشاهده شده باشد. عزیزی و همکاران (۲۰۱۱)، با بررسی خاک های منطقه جنوب تهران، اعلام کردند دلیل افزایش اسمکتایت با افزایش عمق می تواند به دلایل موروثی بودن، تبدیل ایلیت به اسمکتایت و تشکیل مجدد آن از پالیگورسکیت باشد. سنکایی و همکاران (۱۹۸۱) گزارش کردند که کانی اسمکتایت مشاهده شده در اعماق خاک های آلفی سول در ایالت تگزاس آمریکا منشا موروثی دارد. ورمیکولیت دارای پیک ۱۴ آنگسترومی در تیمار منیزیم بوده که تحت تأثیر تیمار اتیلن گلیکول انبساط جزئی دارد. همچنین در اثر اشباع با پتاسیم به دلیل تکمیل شبکه آن و تبدیل به میکا، به ۱۰ آنگستروم تغییر می یابد. مقدار این کانی در خاکهای منطقه کمتر از ۵ درصد می باشد و اختلاف معنی داری در میزان این کانی بین افق های سطحی و عمقی وجود ندارد. دلیل کم بودن میزان ورمیکولایت در خاکهای منطقه را می توان ناپایداری آن در شرایط با منیزیم زیاد و pH قلیایی خاک دانست که باعث ناپایداری این کانی در شرایط تشکیل از میکا شده و باعث می-شود که این کانی به سرعت به اسمکتایت تبدیل شود. خرمالی و ابطحی (۲۰۰۳) اظهار می دارند ورمیکولیت در pH حدود ۵ تا ۶ و به سبب افزایش فعالیت آلومینیوم می تواند در خاک پایدار بماند. وجود مقدار کم ورمیکولیت در خاکها، بهدلیل شرایط pH بالا، حلالیت کم Al، حلالیت زیاد Si و وجود یونهای +Mg<sup>2+</sup> و Ca<sup>2+</sup> در خاکه ای آهکی بوده که در این شرایط، این کانی بسیار ناپایدار است و شرایط برای تشکیل اسمکتیت مساعدتر است. کانی کلرایت یک کانی اولیه است که در خاکهای آهکی شرایط پایداری داشته و کمتر به سایر کانی ها تبدیل می شود. برای تبدیل این کانی به اسمکتایت بايد يون هاي هيدروكسيد بين لايه اي آن خارج شود كه در شرايط تجزيه و تخريب شديد و حالت اسيدي خاك اين شرایط مهیا می شود. در منطقه مورد مطالعه، خاکها آهکی بوده و pH خاک نیز خنثی تا قلیایی بوده و شرایط برای تبدیل اين كاني به ساير كاني ها وجود ندارد. منشأ كلرايت اين خاكها نيز ارثي است. كلريت به طور طبيعي در سنگهاي رسويي و خاکهای حاصلخیز مشتق از آن دیده می شود. خرمالی و ابطحی(۲۰۰۳)، معتقدند فراوانی کلریت در خاکها به مقدار

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

الكلوسام نوراستان قم



زیادی مربوط به حضور آن در سنگ مادر می باشد. کانی کانولینیت به مقدار جزیی در خاکهای مورد مطالعه مشاهده می شوند. تشکیل پدوژنیک کانولینیت در این خاک ها امکان ندارد. زیرا شرایط مورد نیاز برای تشکیل پدوژنیک این کانی، که شامل شرایط اسیدی همراه با فعالیت متوسط سیلیس و کم بودن مقادیر کاتیونهای بازی است، در این خاک ها میسر نیست. کانولینیت در محیط های اسیدی، که یونهای Fe ,Mg Ca آبشویی می شوند، تشکیل می گردد. این کانی اغلب از فلدسپارها در ضمن آبشویی املاح در محیط های اسیدی حاصل می گردد. بنابراین باید آب و هوای منطقه مرطوب باشد و زهکش خاک مانعی برای آبشویی و انتقال یونهای فوق الذکر نباشد تا این کانی به وجود آید (دیکسون و وید، ۱۹۹۲). به هر حال، مقدار جزیی این کانی در بعضی خاکها موروثی بوده و از سنگهای مادر به خاک به ارث رسیده است. منشا آواری نیز میتواند دلیل وجود این کانی در خاک های منطقه باشد. همچنین، تفاوت معنیداری بین میزان فراوانی کانی ایلیت دارند، میزان این کانی در معضی خاک ها می منطقه باشد. همچنین، تفاوت معنیداری بین میزان فراوانی کانی ایلیت دارند، میزان این کانی در معضی خاک های منطقه باشد. همچنین، تفاوت معنیداری بین میزان مرطوب منظه، همان آواری نیز میتواند دلیل وجود این کانی در خاک های منطقه باشد. همچنین، تفاوت معنیداری بین میزان مراوانی کانی ایلیت دارند، میزان این کانی در مناه می شود. برخلاف بسیاری از خاکهای جنوب ایران، که مقدادیر مرطوب منظه، همان گونه که انتظار می رود، میزان این کانی به دلیل تبدیل آن به سایر کانی ها محضوصاً اسمکتایت بسیار مرطوب منطقه، همان گونه که انتظار می رود، میزان این کانی به دلیل تبدیل آن به سایر کانی ها محضوصاً اسمکتایت بسیار کم می باشد. همچنین کشت های مداوم اراضی منطقه نیز عامل خروج پتاسیم بین لایه ای و تشکیل اسمکتایت می باشد که

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

#### **\$\$\$\$\$**

**سپاسگزاری** این پژوهش بخشی از طرح تحقیقاتی است که هزینه آن توسط دانشگاه پیام نور تأمین شده است و بدینوسیله تشکر و قدردانی میشود.

### **\$\$\$\$\$**

## منابع فارسی:

والتكاويام نوراستان قم

شاکری، س.، ابطحی، س. ع.، کریمیان، ن .، باقرنژاد، م.، اولیایی، ح. ر، (۱۳۹۴) ، "سینتیک آزادسازی پتاسیم غیرتبادلی در افق،های سطحی و زیرسطحی سری،های غالب خاکهای استان کهگیلویه و بویراحمد"، مجله علوم آب و خاک، ۱۹ (۷۳) ، ۳۰۱–۳۱۹.

**\$\$\$\$** 

**References:** 





Abtahi, A. (1980). "Soil genesis as affected by topography and time in highly calcareous parent materials under semiarid conditions in Iran", Soil Sci. Soc. Am. J. 44, p. 329-336.

Aide, M. T., Smith, C. C., (2001). "Soil genesis on peralkaline felsics in Big Bend National Park, Texas", Soil science, 166, p. 209-221.

Azizi, P., Mahmoodi, S., Torabi, H., Masihabadi, M. H., Homaee, M., (2011). "Morphological, physico-chemical and clay mineralogy investigation on gypsiferous soils in southern of Tehran, Iran". Middle-East J. Sci. Res. 7, p. 153-161.

Bigham, J. M., Jayens, W. F., Allen, B. L., (1980). "Pedogenic degradation of sepiolite and palygorskite of the Texas high plains", Soil Sci. Soc. Am. J. 44, p. 159-167.

Borchardt, C., (1989). Smectites. In: J. B. Dixon and S. B. Weed (ed). "*Minerals in Soil Environments*". Soil Sci. Soc. Am. Madison, Wisconsin. P. 675-728.

Dixon, J. B., Weed, S.B., (1992). "Minerals in soil environments". 2nd ed. SSSA. Madison, Wisconsin, U.S.A. 1244p.

Fanning, D. S., Keramidas, V. Z., El-Desokey, M. A., (1992). Micas. In: Dixon JB, Weed SB (eds) "*Minerals in soil environments*", SSSA Book Ser 1. SSSA, Madison, WI, pp. 552–634

Golden, D. C., Dixon, J. B., Shadfan, H., Kippenberger, L. A., (1985). "Palygorskite and sepiolite alteration to smectite under alkaline conditions". Clays Clay Miner. 33, p. 44-50.

Hargarit, R., Liversey, N. T., (1975). "Mineralogical and chemical properties of Serpentine soils in northeast Scottland". In proceeding international clay conference, Mexico City.

Jackson, M.L., (1975). "Soil Chemmical Analysis Advanced Course". Department of Soils, College of Agriculture, University of Wisconsin, Madison, WI.

Khormali, F., Abtahi, A., (2001). "Soil genesis and mineralogy of three selected regions in Fars, Bushehr and Khuzestan Provinces of Iran, formed under highly calcareous conditions". Iran Agri. Res. 20, p. 67-82.

Khormali, F., Abtahi, A., (2003). "Origin and distribution of clay minerals in calcareous arid and semi-arid soils of Fars Province, southern Iran". Clay miner. 38, p. 511-527.

Kittrick, J. A., Hope, E. W., (1963). "A procedure for the particle-size separation of soils for X-Ray diffraction analysis". Soil Sci. 96, p. 319-325.

Mehra, O. P., Jackson, M. L., (1958). "Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate". In National conference on clays and clays minerals, 7, p. 317-327.

Naidu, R., Mitchell, B. D., Mackenzie, R. C., (1994). "Effect of drainage on characteristics of some soils of the Orkney Islands". Soil Research, 32, p. 519-534.

Senkayi, A. L., Dixon, J. B., Hossner, L. R., (1981). "Transformation of chlorite to smectite through regularly interstratified intermediates". Soil Sci. Soc. Am. J. 45, p. 650-656.

Shakeri, S., Abtahi, S. A., (2018). "Potassium forms in calcareous soils as affected by clay minerals and soil development in Kohgiluyeh and Boyer-Ahmad Province, Southwest Iran". Journal of Arid Land, 10, p. 217-232.





## زمینشناسی و کانیشناسی تودههای دیابازی شمالشرق هوراند (استان آذربایجانشرقی)

#### **\$\$\$\$**

ناصر شیردل<sup>۱</sup>\*، محسن مؤید<sup>۲</sup>، احمد جهانگیری<sup>۳</sup> ۱- کارشناسیارشد پترولوژی، دانشگاه تبریز، دانشکده علوم زمین، (naser\_shirdel@yahoo.com) ۲- عضو هیأت علمی گروه زمینشناسی دانشگاه تبریز-دانشکده علوم زمین، (moayyed@tabrizu.ac.ir) ۳- عضو هیأت علمی گروه زمینشناسی دانشگاه تبریز-دانشکده علوم زمین، (A\_jahangiri@tabrizu.ac.ir)

#### **\$\$\$\$**

#### چکیدہ:

منطقه مورد مطالعه در استان آذربایجان شرقی و در ۱۵ کیلومتری شمال شرق شهرستان هوراند واقع شده است. تودههای دیابازی مطالعه شده در نقشه ۱:۱۰۰۰۰ کلیبر تحت عنوان دیوریت - بیوتیت دیوریت معرفی شدهاند که مطالعات صحرائی و کانی شناسی صورت گرفته حاکی از نادرست بودن این مطلب می باشد. توده دیاباز اول با وسعت کمتری به صورت سیل در میان رسوبات به طور غالب آهکی با تناوبی ازمارن و ماسه سنگ تزریق شده است. سیل دیابازی دوم نیز با وسعتی در حدود ۳ کیلومتر، به صورت موازی با نهشته های شیلی – آهک ماسه ای قرار گرفته است. پلاژیو کلاز، پیروکسن، الیوین و بیوتیت از کانی های اصلی تشکیل دهنده دیابازها می باشند. پلاژیو کلازها فراوان ترین و مهمترین کانی تشکیل دهنده این سری از نمونه ها بوده که معمولاً از نوع لابرادوریت می باشند. هر دو نوع ار تو و کلینو پیروکسن در مقاطع یافت می شوند که کلینو پیروکسن ها از نوع اوژیت، دارای فراوانی بیشتری هستند. از کانی های فرعی مشاهده شده می توان آپاتیت، فلد سپار آلکالن و کانی های تیره را نام برد. مهمترین بافت های مشاهده شده شامل میکرولیتی پورفیریک، اینتر سرتال

**کلید واژدها**: هوراند- دیاباز- سیل- نهشتههای آهکی- کانی شناسی





#### Geology and Mineralogy the Mass of Diabase in the Northeast of Horand (Eastern Azerbaijan Province)

Naser Shirdel<sup>1</sup>, Mohsen Moayyed<sup>2</sup>, Ahmad Jahangiri<sup>3</sup>

MSc of Geology, Earth Science Faculty, Tabriz University. (<u>naser\_shirdel@yahoo.com</u>)
 Professor of Earth Science Faculty, Tabriz University. (moayyed@tabrizu.ac.ir)
 Professor of Earth Science Faculty, Tabriz University. (A\_jahangiri@tabrizu.ac.ir)

#### Abstract:

The studied area is located in 15 km northeast city of Horand in East Azerbaijan province. The investigated diabase masses in the Kaleybar 1:100000 map introduced as diorite-biotite diorite but the mineralogy and field studies indicated that this is incorrect. The first diabase mass as sill form injected with small extent in calcareous sediments with alternatives of marl and sandstone. Second diabase sill, with about 3 km extent, has been located in parallel with Shale- Sandy Limestone deposits. Plagioclase, pyroxene, olivine, and biotite are the main mineral components of diabases. Plagioclases from the Labradorite type are the most important mineral of these series of samples. Although both ortho and clinopyroxene are found in sections, of the augite clinopyroxene is more than the other types. The secondary minerals are the apatite, alkali feldspar and the opaque minerals. Also, important textures include of microlite-porphyric, intercertal, intergranular and poikilitic.

Keywords: Horand- Diabase- Sill- Limestone Deposits- Mineralogy

#### **\$\$\$\$**

#### مقدمه:

منطقه مورد مطالعه در ۱۵ کیلومتری شمال شرق شهرستان هوراند به مختصات جغرافیایی '۲۵ °۴۷ تا '۳۰ °۴۷ طول شرقی و '۵۰ °۳۸ تا '۵۵ °۳۸ عرض شمالی واقع شده است. دسترسی به منطقه از طریق جاده اصلی تبریز – اهر – هوراند امکان پذیر میباشد. شهرستان هوراند در ۱۵۵ کیلومتری شمال شرق تبریز و ۶۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان اهر قرار گرفته است. در این مقاله سعی شده است تا وضعیت زمین شناسی و کانی شناسی این توده ها مورد بررسی قرار گیرد.

#### **\*\*\*\***

#### بحث:

## 1- وضعیت زمینشناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در تقسیمبندی واحدهای ساختاری ایران، جزئی از زون البرز (Stocklin, 1968) و در تقسیمبندی نبوی (۱۳۵۵)، در زون البرز غربی– آذربایجان واقع شده است. واحدهای سنگ چینهای در منطقه، به صورت تناوبی از لایههای ظریف شیلی و لایههای آهکی به ضخامت ۸ تا ۱۰ سانتیمتر میباشد. بخش شیلی به عنوان قسمت نامقاوم و آهک بخش مقاوم در این چینها میباشد (عکس ۱).





عکس ۱: الف) تناوب لایه های شیل و آهک و مشاهده لم چینها به سمت شمال شرق (دید به سمت شمال غرب)

تودههای دیابازی مطالعه شده، در نقشه ۱:۱۰۰۰۰ کلیبر تحت عنوان دیوریت – بیوتیت دیوریت معرفی شدهاند. این تودهها در دو ناحیه از منطقه برونزد دارند. توده دیاباز اول با وسعت کمتری به صورت سیل در میان رسوبات به طور غالب آهکی با تناوبی ازمارن و ماسه سنگ تزریق شده است (عکس۲). براساس میکروفسیل های مشاهده شده در سنگ آهک های منطقه نظیر .Globotruncana sp. Orbitoides sp و .Heterohelix sp سن نهشته های آهکی– مارنی به کامپانین– ماستریشتین نسبت داده می شود (عکس ۳).

سیل دیابازی دوم نیز با وسعتی در حدود ۳ کیلومتر، در قسمت شمال شرق روستای هوای برونزد یافته است (عکس ۴). این سیل نیز به صورت موازی با نهشته های شیلی – آهک ماسه ای به سن کرتاسه فوقانی قرار گرفته است (عکس ۴ – ج). در مسیر پیمایش نهشته های شیلی – آهکی در دامنه های ارتفاعات و پایین دست سیل دیابازی دوم به صورت نازک و خوب لایه بندی شده قابل مشاهده است (عکس ۴ – د، ه). با توجه به نمونه برداری های صورت گرفته از مجاورت توده ها با نهشته های رسوبی، هیچگونه آثار دگر گونی مشاهده نمی شود.





عکس ۳: الف) میکروفسیل .Orbitoides sp در سنگهای آهکی (XPL) ب) فورامینیفرهای پلانکتون در آهکهای پلاژیک (.Globotruncana sp., Heterohelix sp)، (XPL)



سیلهای دیابازی خصوصاً توده دوم، تحت تأثیر فرآیندهای هوازدگی قرار گرفته (عکس ۴– و)، به صورتی که نمونهبرداری از این توده وسیع را مشکل میکند. در بعضی از قسمتهای توده دوم، رگههای آهکی قابل مشاهده است (عکس ۴–ی). سن این سیلها به الیگوسن نسبت داده شده است (نقل از سازمان زمین شناسی کشور، ۱۳۷۸).



عکس ۴: الف) نمائی کلی از موقعیت سیل دیابازی دوم (دید به سمت شمال) ب) نمائی از سطح فوقانی سیل و نهشتههای مجاور (دید به سمت شرق) ج) مرز سیل دیابازی با شیلهای آهکی (دید به سمت شمال شرق) د) نمائی از شیلهای آهکی مجاور سیل (دید به سمت شمال) ه) نمائی از لایهبندی ناز ک شیلهای آهکی (دید به سمت شمالشرق) ه) نمائی از لایهبندی ناز ک شیلهای آهکی (دید به سمت شمال شرق) ک**انیشناسی** و) هوازد کی شدید سیل دیابازی (دید به سمت شمال شرق) ی) رگههای ناز ک آهکی در سیل دیابازی (دید به سمت شمال)

۲-۱- کانی های اصلی

پلاژیو کلاز، پیرو کسن، الیوین و بیوتیت از کانی های اصلی تشکیل دهنده دیابازها میباشند. پلاژیو کلازها فراوان ترین و مهمترین کانی تشکیل دهنده این سری از نمونه ها بوده که به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار ۵۰ – ۶۰ درصد حجمی سنگ را اشغال نموده اند. پلاژیو کلازها معمولاً از نوع لابرادوریت (روش میشل و لوی) بوده و به صورت فنو کریست های متوسط تا ریز (۵/۰–۳ میلیمتر) قابل مشاهده می باشند. این کانی ها ماکل پلی سنتیک، کارلسباد و گاه پریکلین از خود نشان داده و بعضی نیز زونه می باشند. در این سری از نمونه ها، پلاژیو کلازها به کلریت، پرهنیت و زئولیت دگرسان شده اند (عکس ۵). در بعضی از مقاطع پلاژیو کلازها تشکیل بافت او سلار را داده اند. پیرو کسن ها، فراوان ترین کانی های فرومنیزین



موجود در این سری مقاطع میباشند که به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار، ۲۰ – ۲۵ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص دادهاند. هر دو نوع ارتو و کلینوپیروکسن در مقاطع یافت می شوند که کلینوپیروکسن ها از نوع اوژیت، دارای فراوانی بیشتری میباشند (عکس ۵– ب) و ارتوپیروکسن ها از نوع هیپرستن نیز درصدی از فضای سنگ را اشغال نمودهاند. بعضی از پیروکسن ها خصوصاً اوژیت ها از خود زونینگ نوسانی نشان می دهند. الیوین نیز با درصد حجمی ۵– ۱۰ درصد در این سری مقاطع قابل مشاهده میباشد که به صورت بلورهای بی شکل و بیشتر تجزیه یافته به کلریت دیده می شود. مقدار بیوتیت در مقاطع مختلف این سری فرق کرده ولی به طور متوسط در حدود ۱۰ – ۱۵ درصد حجمی سنگ را به خود اختصاص داده است. این کانی به صورت تیغکهای نازک (عکس ۵– ب) و نیز در بعضی مقاطع، درشت (عکس ۶– ج، در به رنگ قهوهای متمایل به قرمز مشاهده می شود که در بعضی از نمونه ها تجزیه شد گی به کلریت را نشان می دهد.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

والتكاويام نوراستان قم

۲-۲- کانی های فرعی

آپاتیت، فلدسپار آلکالن و کانی های تیره، کانی های فرعی موجود در دیابازها میباشند. بلورهای ریز و سوزنی شکل آپاتیت به صورت پراکنده و گاه به صورت انکلوزیون در داخل کانی های پلاژیو کلاز قرار گرفتهاند. فلدسپار آلکالن بیشتر از نوع ارتو کلاز با فراوانی ۱– ۵ درصد به صورت بلورهای بی شکل و نیمه شکل دار در مقاطع این سری قابل مشاهده میباشد. کانی های تیره نیز به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار و پراکنده در زمینه سنگ مشاهده می شوند.



عکس ۵: الف) آلتره شدن بلورهای پلاژیوکلاز (XPL) ۲-۲- ک<sup>انیها</sup>ی)<sup>ث</sup>انوی<sup>یو</sup>ریستال کلینوپیروکسن، تیغکهای بیوتیت و رشد اسفرولیتی زئولیت در خمیره (XPL) ج) رشد اسفرولیتی زئولیت (XPL) د) تجمع پرهنیت و کلسیت حاصل از دگرسانی در حفرات (XPL)



کانی های حاصل از دگرسانی در دیابازها شامل سریسیت، کلریت، زئولیت، پرهنیت و کلسیت میباشند. سریسیت حاصل از دگرسانی پلاژیو کلازها در بعضی از مقاطع دیده می شود. فنو کریست هایی نظیر پلاژیو کلاز، پیرو کسن و بیوتیت، تجزیه شدگی به کلریت را نشان می دهند. زئولیت نیز به صورت سوزنی، در زمینه تشکیل بافت اسفرولیتی را داده است. زئولیت ها معمولا از دگرسانی فلدسپارها و کانی های آلومینیو مدار سنگ های آذرین به وجود می آیند که حفره، شکاف ها و ترک های موجود را پر می کنند (عکس ۵ – ج). در بعضی از مقاطع، پلاژیو کلازها دگرسان شده و تشکیل کانی های سوزنی شکل پرهنیت را داده اند. آلبیتیز اسیون پلاژیو کلازها و به دنبال آن آزاد شدن کلسیم و کلریتیز اسیون پیرو کسن ها در تشکیل پرهنیت نقش دارند (Shelly, 1993). (عکس ۵ – د). کلسیت نیز حاصل تجزیه بیوتیت ها و پیرو کسن ها میباشد که معمولاً به صورت بی شکل قابل مشاهده است (عکس ۵ – د).

## 3- بافت

مهمترین بافت های مشاهده شده شامل میکرولیتی پورفیریک، اینترسر تال، اینتر گرانولار و پوئی کلیتیک میباشند (عکس ۶).



بافت اینتر شرای (XPL) ب) تجمع پلاژیو کلازها و تشکیل بافت اینتر گرانولار (XPL) ج) بافت میکرولیتی پورفیریک با بیوتیتهای کلریتیزه شده (XPL) د) بافت میکرولیتی پورفیریک با بیوتیتهای کلریتیزه شده (PPL) ه) بافت میکرولیتی پورفیریک با تیغکهای بیوتیت (XPL) ه) بافت میکرولیتی پورفیریک با تیغکهای بیوتیت (XPL) و) تجمع کلسیت ثانویه در حفرات (XPL)





#### نتیجه گیری:

منطقه مورد مطالعه در تقسیمبندی واحدهای ساختاری ایران، جزئی از زون البرز (Stocklin, 1968) و در تقسیمبندی نبوی (۱۳۵۵)، در زون البرز غربی – آذربایجان واقع شده است. واحدهای سنگچینهای در منطقه، به صورت تناوبی از لایههای ظریف شیلی و لایههای آهکی میباشد.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

- تودههای دیابازی در دو ناحیه از منطقه مورد مطالعه برونزد دارند. توده دیاباز اول با وسعت کمتری به صورت سیل
  در میان رسوبات به طور غالب آهکی با تناوبی ازمارن و ماسهسنگ تزریق شده است. سیل دیابازی دوم نیز با وسعتی
  در حدود ۳ کیلومتر، به صورت موازی با نهشتههای شیلی آهکیماسهای به سن کرتاسه فوقانی قرار گرفته است.
- پلاژیو کلاز، پیرو کسن، الیوین و بیوتیت از کانی های اصلی تشکیل دهنده دیابازها میباشند. پلاژیو کلازها فراوان ترین و مهمترین کانی تشکیل دهنده این سری از نمونه ها میباشند که معمولاً از نوع لابرادوریت هستند.
- از مهمترین کانی های فرعی می توان به آپاتیت، فلدسپار آلکالن و کانی های تیره اشاره نمود و کانی های حاصل از
  دگرسانی در دیابازها شامل سریسیت، کلریت، زئولیت، پرهنیت و کلسیت می باشند.
  - مهمترین بافت.های مشاهده شده شامل میکرولیتی پورفیریک، اینترسر تال، اینتر گرانولار و پوئی کلیتیک میباشند.

**~~~~~** 

## منابع فارسى:

- مهرپرتو، م. ناظر، ن. خ. ۱۳۷۸، نقشه زمین شناسی کلیبر، ۱:۱۰۰،۰۰۰ (بر گ شماره ۵۴۶۷)، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
  - نبوی، م. ح. ۱۳۵۵، دیباچهای بر زمین شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، ۱۰۹ صفحه.

#### **\$\$\$\$**

#### **References:**

- Kowalczewski Z., (2004), "Geological setting of the Milejowice-Janowice diabase intrusion: insights into post-Caledonian magmatism in the Holy Cross Mts.", Poland. Geol. Quart., 48 (2): 135-146.
- Orejana D., Villaseca C., Billstrom K., Paterson B.A., (2008), "Petrogenesis of Permian alkaline lamprophyres and diabases from the Spanish Central System and their geodynamic context within western Europe", Contrib Mineral Petrol. 156, 477-500p.
- Shelly D., (1993), "Igneous and metamorphic rocks under microscope" chapman and Hall Cambridge, 444p.
- Stokline, J., (1968), "Structural history and tectonics of Iran", A review American Association of petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229 1258p.







## بررسی مقدماتی سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی بجستان در پرتو روش (AMS)

عاطفه على پورا\*، محمود صادقيان

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد پترولوژی دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود Atefeh.alipour69@gmail.com ۲- دانشیاردانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود sadeghian@shahroodut.ac.ir

## چکیدہ :

توده گرانیتوئیدی بجستان واقع در شرق شهر بجستان، با وسعت تقریبی حدود ۶۰ کیلومتر مربع، درون سنگهای دگرگونی ناحیهای ژوراسیک و همچنین سنگهای آتشفشانی- رسوبی کرتاسه جای گرفته است. واحدهای سنگی سازنده توده گرانیتوئیدی بجستان عبارتند از: دیوریت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت، آپلیتی ها (مونزوگرانیتی، گرانودیوریتی و گرانیتی)، دایکهای آندزیتی و گرانیتوئیدهای پورفیروئیدی دارای مگاکریستهای ارتوکلاز. با توجه به مطالعات پتروگرافی ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، کوارتز، هورنبلند، بیوتیت و تورمالین (کانی های اصلی)، مگنیت، اسفن اولیه و زیرکن (کانی های فرعی)، اییدوت، کلریت، کلسیت و اسفن-های ثانویه (کانی های ثانویه) این سنگها هستند. میانگین مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی (Km) برای واحدهای سنگی مختلف از ۱۵ تا مای ثانویه (کانی های ثانویه) این سنگها هستند. میانگین مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی (Km) برای واحدهای سنگی مختلف از ۱۵ تا نورنبلند، بیوتیت و تورمالین (کانی های اصلی)، مگنیت، اسفن اولیه و زیرکن (کانی های فرعی)، اییدوت، کلریت، کلسیت و اسفن-گرانیتوئیدهای فرومغناطیس می باشد. براساس بررسی پارامترهای مغناطیسی عمده خطوارهها و برگوارهای مغناطیسی داز ۵۵ تا نوریتوئیدی از نوع روزیتوئیدی یا پهنههای تغذیه کننده منطبق هستند. براساس بررسی پارامترهای مغناطیسی نسبتاً زیاد است و معمولاً بر محل رخنمون سنگ های توده گرانیتوئیدی بجستان را به چهار پهنه اصلی و یک پهنه مرزی تقسیم کرد. براساس پهنهبندی صورت گرفته توده گرانیتوئیدی ماگمایی پس از جایگیری توده اصلی، به صورت جایگیری چند دایک آندزیتی و فعالیتهای گرمابی، تجلّی پیدا کرده است. در ماگمایی پس از بایتونیدی با سکارن زایی و کانه زایی گسترده آهن و باریت، همراه بوده است. در ماگمایی پس از بایتونیدی با اسکارن زایی و کانه زایی گسترده آهن و باریت، همراه بوده است.

پذیرفتاری مغناطیسی، فرومغناطیس، سازوکار جایگیری، گرانیتوئید، بجستان.



#### Preliminary assessment of the emplacement mechanism of the Bajestan granitoid Pluton in light of AMS method

Atefeh Alipour\*, Mahmoud Sadeghian

#### Abstract:

Bajestan granitoid Pluton (BGP) located in the east of the Bajestan city, with an approximate 60 Km<sup>2</sup> extension, emplaced into the Jurassic regional metamorphic rocks and Cretaceous volcano-sedimentary rock. Rock forming of BGP are as follows: diorite, granodiorite, monzogranite, aplite (monzogranite, granodiorite and granite), andesitic dikes and porphyroid granitoids with euhedral megacrysts. Orthoclase, plagioclase, quartz, hornblende, biotite and tourmaline are essential minerals, magnetite, primary sphene and zircon are accessory minerals, and also epidote, chlorite and calcite are secondary minerals. Magnetic susceptibility (Km) values for different compositional rocks vary from 15 to 14774 µSI. With respect to the obtained magnetic susceptibility values, this granitoid belong to the ferromagnetic granitoids. Based on the investigation of the magnetic parameters, most of the magnetic lineations and magnetic foliations, have relatively low plunge or dip. In some places, the plunge of the magnetic lineations and the dip of the foliations are relatively high and usually correspond to the exposure of the dioritic rock outcrops or the feeding zones. The study of the general pattern of the magnetic lineations and foliations indicate that can be divided BGP into the four domains and one boundary domain. Based on the carried zonation, in fact BGP composed of jointing a few nearly simultaneously multimagma injections. Post emplacement magmatic activity has been manifested by andesitic dikes and hydrothermal alteration. Meanwhile, emplacement of this pluton has been associated with extensive skarnization and mineralization of Iron (magnetite – hematite) and barium (barite).

Keywords: Magnetic susceptibility, ferromagnetic, emplacement mechanism, granitoid, Bajestan

#### مقدمه:

توده گرانیتوئیدی بجستان در ۱۰ تا ۲۵ کیلومتری شرق شهر بجستان با وسعت تقریبی حدود ۶۰ کیلومتر مربع، در بین طول-های جغرافیایی شرقی (۲۳ ۵۸° تا (۲۳° ۵۸ و عرض های جغرافیایی شمالی (۲۸ ۳۳° ۳۴ رختمون دارند. این توده درون سنگهای دگرگونی ناحیه ای ژوراسیک، و سنگهای آتشفشانی – رسوبی کرتاسه جای گرفته است. واحدهای سنگی سازنده توده گرانیتوئیدی بجستان عبارتند از: دیوریت، مونزو گرانیت، گرانو دیوریت، آپلیتی های مونزو گرانیتی، گرانو دیوریتی و گرانیتی، دایک های آندزیتی، گرانیتوئیدهای پور فیروئیدی دارای مگا کریستهای ارتو کلاز. نفوذ این توده به درون سنگهای میزبان به تشکیل هورنفلس (در متاپلیتها) و اسکارنهای واجد گارنت و ولاستونیت و مرمرهای آهکی و دلومیتی و همچنین توف ها و لیتیک توفهای دگرسان شده منجر شده است. مطالعه جامع مطالعه فابریکهای مغناطیسی این توده گرانیتوئیدی برای اولین بار در قالب یک پایان نامه کار شناسی ارشد انجام شده است و نتایج با ارزشی به همراه داشته است که بخشی از آن در حد حوصله و مجال یک مقاله کنفرانسی در اینجا به علاقه مندان مطالعه فابریکهای مغناطیسی عرضه خواهد شد.













شکل۲- تصویری ازدایک آندریتی که توده گرانیتوئیدی بجستان را قطع کرده است.



شکل۳ – تصویری از درشت بلورهای ارتوکلاز در دایک آندزیتی .

## روش تحقيق

است.







شکل ۴ – نمایی از دستگاه سنجش پذیرفتاری مغناطیسی مدل MFK1-FA و متعلقات آن.

بر اساس این پارامترها و روابط بین آنها و نحوه توزیع خطوارگی و برگوارگیهای مغناطیسی میتوان نقشهها ونمودارهایی را ترسیم کرد که با استفاده از آن شناخت سازوکار جایگیری توده نفوذی امکان پذیر میشود. در همین راستا از توده گرانیتوئیدی بجستان در ۶۲ ایستگاه،۲۳۱ مغزه به دست آمد و پس از برش مغزهها تعداد۱۲۷۲ قطعه مغزه به طول ۲۲ میلیمتر بدست آمد. با توجه به مطالعات صحرایی و پترگرافی، نمونههای مورد مطالعه در گروههای سنگی گرانیت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت، دیوریت و آندزیت دستهبندی شدهاند. در ادامه به بررسی نتایج به دست آمده خواهیم پرداخت.

## بحث

براساس بررسی مقدماتی خطواره های مغناطیسی توده گرانیتوئیدی بجستان میتوان نتیجه گرفت که اکثر خطوارههای مغناطیسی دارای میل (پلانج) کم میباشند. بر اساس آرایش خطوارهای مغناطیسی میتوان توده گرانیتوئیدی بجستان را به ۳ قلمرو A، B، و C دسته بندی کرد. در قلمرو A اکثر خطوارههای مغناطیسی به سمت غرب و جنوبغرب آرایش نشان می دهند، در صورتی که طرح توزیع خط واره ها در قلمرو A را مد نظر قرار دهیم می توان استنباط کرد که محل تزریق و صعود احتمالی ماگما در این قلمرو در حاشیه شمالی توده نفوذی واقع شده است. با توجه با اینکه در محل تزریق احتمالی مورد بررسی شیب خطوارههای مغناطیسی خیلی زیاد نیست، به احتمال زیاد محل تغذیه اصلی در اعماق بیشتر واقع است و



3813000 615000 618000 3813000

شکل ۵- نقشه خطوارههای مغناطیسی توده گرانیتوئیدی بجستان و الگوی آرایش آنها. به پهنهبندی صورت گرفته توجه نمایید. خطوارههای مغناطیسی با فلش یا پیکان نشان داده شده است.

در قلمرو B اکثر خطوارههای مغناطیسی آرایشی از جنوب به سمت شمال – شمالغرب نشان میدهند (شکل۵). در سمت جنوب شیب خطوارهها زیادتر است و در آن میتوان به مقادیر بین ۴۵ تا ۶۴ درجه اشاره کرد، که خود میتواند دلیلی بر وجود محل تغذیه یا تزریقماگمایی در حاشیه جنوبغربی توده گرانیتوئیدی بجستان باشد. خطوارههای مغناطیسی این قلمرو نیز تقریباً به سمت غرب و شمال غرب شیب دارند.

درمرز بین قلمرو A و B خطواره های مغناطیسی تغییر روند تقریباً بارزی را نشان میدهند و در آن روند خطواره های مغناطیسی از شمال غربی یا جنوبی غربی به شرقی – غربی (به سمت شرق) تغییر روند نشان میدهند. بنابراین احتمال دارد تزریق ماگما در پهنه های A و B تقریباً همزمان باشد. ولی در مرز بین این دو قلمرو به علت جایگیری و پیامدهای تنشی آن، الگوی آرایش خطواره های مغناطیسی تغییر پیدا کرده است. با توجه به روند کلی خطواره ها شاید بتوان گفت که تزریق در پهنه ماگمایی A نسبت به B تقدم دارد، یا اینکه حداقل در زمان تزریق و در حالتی که ماگما هنوز حالت پلاستیک داشته در محدوده قلمرو C تنشی در راستای تقریباً شرقی غربی بر محدوده مرزی قلمروهای A، B تحمیل شده است. قلمرو C بر اساس الگوی آرایش خطواره های مغناطیسی میتوان گفت که در قلمرو مای محلوره ماگما در نزدیکی بخش شمال شرقی توده گرانیتوئیدی بجستان واقع شده است. در پیرامون این کانون تغذیه ماگمایی، خطواره های مغناطیسی به سمت جنوب، جنوب غربی و همچنین شمال و شمال شرقی آرایش یافته اند. خطواره های مغناطیسی در این



الم يمين المرابي المرابي

قلمرو عمدتاً دارای میل (پلانج) کم هستند. شاید هم بتوان قلمرو D را همانند قلمرو C یک محدوده مرزی بین قلمرو های A، B و E به حساب آورد. به طوریکه در این پهنه مرزی آرایش خطواره های مغناطیسی تغییر پیدا کرده است. قلمرو E: بخش شرقی و جنوب شرقی توده گرانیتوئیدی بجستان را شامل می شود. در این پهنه خطواره های مغناطیسی غالباً به سمت شمال، شمال غرب آرایش پیدا کرده اند، در این پهنه سنگ های دیوریتی نیز رخنمون دارند و نکته جالب توجه آن است که که خطواره های مغناطیسی در محل حضور سنگ های دیوریتی و همچنین میزبان های آنها به طور قابل توجه زیاد

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

است که که حطواره های معناطیسی در محل حصور سنگ های دیوریتی و همچنین میزبان های آنها به طور قابل نوجه ریاد می باشد(۷۵–۶۳) و به وضوح نشان می دهد که دیوریت ها در واقع بر محل تزریق ماگما یا زون تغذیه کننده ماگمایی انطباق دارند.البته با توجه به شرایط صحرایی و با عنایت به اینکه دیوریت ها توسط گرانودیوریت ها و مونزو گرانیت ها قطع شدند می توان اظهار داشت که دیوریت ها فاز ماگمایی اولیه هستند، که در این منطقه جایگزین شدهاند و مذابهای سازنده گرانودیوریت و مونزو گرانیت ها در مراحل بعدی جایگزین شدند. حضور لختههای مافیک فروان (سرشار از هورنبلند) و آنکلاوهای میکرو گرانولار مافیک با ترکیب عمدتاً دیوریتی یا کوارتزدیوریتی در سراسر بخشهای توده گرانیتوئیدی بجستان مشاهده می شود ، مقدّم بودن جایگیری تودهای بخش دیوریتی را تأیید می کنند.

در بعضی نقاط توده گرانیتوئیدی به طور محلی میتوان مشاهده کرد که گرانیت های پورفیروئیدی دارای درشت بلورهای کاملاً شکلدار تا نیمهشکلدار ارتوکلاز میباشد، که اندازه آنها به ۲ تا ۳ سانتیمتر میرسد و بهوضوح در سرزمین قابل مشاهده هستند و بهصورت یک فاز ماگمایی تأخیری نیز دیده میشوند، که البته بهعلّت گسترش کمشان، نمایش آنها به صورت یک پهنه مجزا به روی نقشه به سادگی امکان پذیر نیست.

یکی از ویژگیهای بارز مهم توده گرانیتوئیدی بجستان حضور گسترده تورمالین در سراسر این توده گرانیتوئیدی می باشد. تعدادی دایک آندزیتی با راستای عمدتاً شرقی – غربی نیز توده گرانیتوئیدی بجستان را قطع می کند که ضخامت آنها از چند سانتیمتر تا حدود ۲۳ متغیّر است. در برخی از این دایکها درشت بلورهای ارتوکلاز دیده می شوند که شاهدی بر وجود اختلاط ماگمایی در اعماق می باشند. در مجموع این دایکها معرّف فعالیت ماگهایی حدواسط تا بازیکی هستند که در مراحل پایانی تزریق جایگیری توده گرانیتوئیدی بجستان به وقوع پیوسته است. در برخی نقاط توده گرانیتوئیدی بجستان به خصوص در بخش جنوبغربی تحت تاثیر سیّلات گرمابی قرار گرفته و شواهد از دگرسانی گرمابی آرژیلیتی ضعیف دیده می شوند. از آنجایی که سیالات گرمابی همه واحدهای سنگی توده گرانیتوئیدی بجستان را تحت تأثیر قرار داده اند، بنابراین یک فاز مرتبط با فعالیتهای ماگمایی تقریباً پایانی به حساب می آیند. لازم به ذکر است جایگیری توده گرانیتوئیدی بجستان در بین سنگهای آتشفشانی رسوبی و به ویژه سنگهای رسوبی با ترکیب آهکی کرتاسه با اسکارن زایی و کانهزایی از نوع باریت و آهن همراه بوده است، همچنین جایگیری بخشی از این توده گرانیتوئیدی در درون سنگ های شیل ماسه سنگی ژوراسیک با هورنفلس زایی همراه بوده است. البته درجه دگرگونی در بخش هورنفلسی چندان زیاد نیست. کانیهای بارز اسکارنزایی، کالک سیلیکاتها از نوع گارنت، ولاستونیت و اییدوت می باشند. گارنتها عمدتاً



شکلدار و از نوع آنداردیت – گراسولار میباشند. ولاستونیتها دارای آگرگات دسته جارویی (شعایی و فیبری) هستند و اندازه بلورهای آنها تا۲۰Cm میرسد. همچنین اپیدوت به عنوان یک کانی سیلیکاته آبدار همراه کانیهای نامبرده یافت می شود.

در بخش شمالی توده گرانیتوئیدی بجستان کانهزایی آهن و باریت به وقوع پیوسته که بهصورت معادن آهن و باریت در گذشته مورد استفاده قرار گرفته ولی در حال حاضر به صورت معادن متروکه یا نیمهفعال میباشد.



با توجه به مجموع بررسی های انجام شده می توان توده گرانیتوئیدی بجستان را به عنوان یک توده گرانیتوئیدی چند حجره-ای در نظر گرفت که تزریق ماگما از چند ناحیه مختلف شروع شده و سپس به هم پیوسته اند. یا به عبارتی این توده گرانیتوئیدی حاصل بهم پیوستن چند تزریق ماگمایی تقریبا همزمان می باشد. این نکته یکی از ویژگی های بارزی است که از مطالعه فابریک های مغناطیسی این توده استنباط شده است، مسلماً با مطالعات داده های ژئوشیمی و پتروگرافی دسترسی به این نتایج جالب توجه امکان پذیر نیست.

در شکلهای ۶ و ۷ نقشههای تغییرات مقادیر آنیزوتروپی (ناهمسانگردی) مغناطیسی و همچنین پارمتر شکل یا به عبارت کلی تر تغییرات چگونگی شکل بیضوی مغناطیسی به نمایش گذاشته شده است. در شکل ۶ تغییرات مقادیر آنیزوتروپی (ناهمسانگردی) مغناطیسی نشان داده شده است. مقادیر این پارامتر بین ۱/۱ تا ۶/۵ متغییر است. با این وجود عمده تغییرات آن ۱/۵ تا ۲/۵ می باشد.





شکل ۷ نشان میدهد که اکثر مقادیر پارامتر شکل دارای مقادیر مثبت و زیاد هستند، بنابراین بیضویهای مغناطیسی آنها پهن یا کلوچهای شکل است که معرف توسعه برگوارگی مغناطیسی در آنها میباشد. در ضمن نقاط محدودی مقادیر پارمتر شکل کمتر از صفر است و مقادیر آنها منفی است.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

## نتيجه گيري

مقادیر میانگین پذیرفتاری مغناطیسی اندازه گیری شده برای واحدهای سنگی اصلی توده گرانیتوئیدی بجستان بر حسب ISI عبارت است از: دیوریت ها (۱۴۷۴)، دایک های آندزیتی (۳۲۲۴)، گرانودیوریت ها و مونزو گرانیت ها (۸۲۸، رگههای کوارتز تورمالین (۱۴۸) و آپلیت های گرانیتی(۱۵). در پهنه های دگرسانی به دلیل شستشوی سنگ ها توسط سیّالات گرمابی و تبدیل کانی های فرومنیزین، مگنتیت و تیتانومگنتیت به کلریت، اپیدوت، کانی های رسی و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی(Km) سنگ ها به شدت کاهش پیدا کرده است. با توجه به مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی به دست آمده، این توده گرانیتوئیدی در گروه گرانیتوئیدهای فرومغناطیس قرارمی گیرد. براساس بررسی دقیق توزیم چوستن چند فاز ماگمایی مغناطیسی میتوان گفت که توده گرانیتوئیدی بجستان علی رغم ظاهر یکنواخت حاصل بهم پیوستن چند فاز ماگمایی تقریبا همزمان میباشند. جایگیری ماگما در پهنههای متفاوت صورت گرفته و در مناطق مرزی

## منابع فارسى:

۱- گوانجی، ن،(۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد، "مطالعه ناهمگنی حساسیت مغناطیسی(AMS) در توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند"، دانشگاه بوعلی سینا همدان. ۲- صادقیان، م، (۱۳۸۳)، رساله دکتری، "ماگماتیسم، متالوژی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تهر ان.

#### **References:**

3-Jelink, v. (1981) Characterisation of the magnetic fabrics of rocks, Tectonophysics, 79:63-7.

4-Bouchez, 1997 J.L. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks. In: J.L. Bouchez D. H. W. Hutton and W.E. Stephenes, editors, granit: from Segregation of Melt to Emplancement fabrics, Kluver, Dordrecht (1997).





## پتروفابریک، شرایط دما فشار و زودوسکشنهای دگرگونی اکلوژیتهای جنوب بیرجند

#### **\$\$\$\$\$**

فاطمه عليلو'، عبدالناصر فضل نيا' ، محمود عليلو"

alilou.fatemeh1370@yahoo.com ادانشگاه اورمیه alilou.fatemeh1370@yahoo.com

۲–دانشیار گروه زمین شناسی دانشگاه <u>اورمبهa.fazlnia@urmia.ac.ir</u>

۳-کارشناسی ارشد جغرافیای سیاسی نظامی gmail.com@gmail.com

## **~~~~~**

#### چکیدہ:

گستره مورد مطالعه با مساحت بیش از ۲۰۰۰ کیلومتر مربع، بخشی از پهنه جوش خورده سیستان واقع در خاور ایران است که با کمانی محدب به سمت شمال خاوری، در جنوب بیرجند قرار گرفته است. در بخش شرقی این منطقه یک سری دگرگونی شامل اکلوژیت، آمفیبولیت، اپیدوت آمفیبولیت و شیست سبز رخنمون یافته است. کانی های اصلی نمونه های مورد مطالعه گارنت و امفاسیت است که در اثر دگرگونی قهقرایی کانی های چون ترمولیت، اکتینولیت، پلاژیو کلاز، کلریت، بیوتیت، اسفن، کوارتز نیز حضور دارند. رخداد این کانی ها نشاندهنده برگشت دگرگونی تا حد رخساره آمفیبولیت و رخساره شیست سبز است. این برگشت دگرگونی به وسیله نمودارهای زودوسکشن قابل مطالعه می باشد. مسیر برگشت دگرگونی در این نمودارها ترسیم شده اند. بر مبنای ویژگی های ژئوشیمیایی نمونه ها در محدوده بازالت قرار مسیر برگشت دگرگونی در این نمودارها ترسیم شده اند. بر مبنای ویژگی های ژئوشیمیایی نمونه ها در محدوده بازالت قرار میرد این نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی، آنها در محدوده بازالت های حاشیه صفحهای قرار می گیرد. در نمودارهای عنکبوتی نرمالیز شده به گوشته اولیه، آنومالی منفی عناصر آ۲ ، مالا و ۲۱ در نمونهها ندن می دهد که یا سنگ منشا اولیه (گوشته اسپینل – لرزولیت) در این عناصر تهی بوده و یا کانی نگهدارنده این عنصر فاز یایدار در هنگام ذوب بخشی این گوشته بوده است. ناهنجاری M شاخص سنگهای قاره ای است و ممکن است نشان دهنده ی شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی باشد. اما به دلیل اینکه در این سنگها اجزاء پوسته ای حضور ندارند، ممکن است دخالت رسوبات در فرآیندهای ماگمایی باشد. اما به دلیل اینکه در این سنگها اجزاء پوسته ای حضور ندارند، ممکن است نشان دهنده ی شرکت پوسته

كليد واژه ها:(بيرجند، اكلوژيت، زودوسكشن، گارنت، مجموعه افيوليتي، فرورانش)

## Petrofabric, P-T conditions and metamorphic pseudo-sections of the eclogites from the southern Birjand

#### Fatemeh Alilou, Abdolnaser Fazlnia, Mahmoud Alilou

Department of Geology, Urmia University, Urmia 57153-165, Islamic Republic of Iran



#### Abstract:

The study area with an area of more than 2000 Km<sup>2</sup> is part of the suture zone of Sistan, east of Iran, with a convex arc to the northeast, south of Birjand. In the eastern part of this area, a series of alterations including eclogite, amphibolite, epidote amphibolite and green schist have been discovered. The main minerals of the studied samples are garnet and omphasite, which also are present minerals such as thermolite, actinolite, plagioclase, chlorite, biotite, sphene, quartz due to retrograde metamorphism. The occurrence of these minerals indicates retrograde metamorphism to amphibolite and green schist facies. This metamorphic can be studied by pseud-section diagrams. The path of the metamorphism is drawn in these diagrams. Based on the geochemical characteristics of the samples, the units are plotted in the basaltic field. Based on the tectonic environment's distinctive diagrams, they are located within the within plate basalts. In the primitive mantle normalized spider diagrams, the negative anomalies of Ti, Nb and Th elements in the studied samples indicate that either the initial rock of the spinel-bearing mantle lherzolite is absent in these elements or the mineral that maintains these elements were stable phase during partial melting of the mantle. Nb anomalies are the index of continental rocks and may indicate a crustal interference in magmatic processes. But due to the absence of crustal components in these rocks, the contribution of ocean floor sediments or hydrous phases, which are along with low abondance of the high Nb content, can be a factor in the decrease of the element.

Keywords : (Birjand, Psudosections, Ophiolitic complex, Garnet, Eclogites, Subduction).

0000000 مقدمه:

ایالت ساختاری سیستان با روند شمالی جنوبی یک پهنه برخوردی بوده که در اثر تصادم دو ورقه قارهای لوت و بلوک افغان از کرتاسه فوقانی تا الیگوسن شکل گرفته است (خطیب، ۱۳۶۸). در فاصله ۱۲۰ کیلومتری جنوب شرق بیرجند مجموعهای از سنگهای رخساره اکلوژیت به همراه سایر سنگهای دگرگونی از قبیل گارنت آمفیبولیت، آمفیبولیتها، اپیدوت آمفیبولیت و شیستهای سبز در بخش شرقی یک مجموعه افیولیتی رخنمون یافتهاند (نیمه جنوبی شکل ۱) . بر اساس مطالعات تیرول و همکاران (۱۹۸۳)، سن تشکیل سنگهای مجموعه افیولیتی اوایل کرتاسه پسین بوده است که با اساس مطالعات تیرول و همکاران (۱۹۸۳)، سن تشکیل سنگهای مجموعه افیولیتی اوایل کرتاسه پسین بوده است که با یک ریفتینگ قارهای در بلوک واحدی که دو بلوک قارهای لوت و هلمند فعلی از اجزاء آن میباشند، آغاز شده و سپس با پیشرفت ریفت اقیانوسی حاصله تشکیل شده است (Tirrul et al. 1983). گسترش باریکه اقیانوسی تا کرتاسه فوقانی بوسته اقیانوسی حاصله تشکیل شده است (Tirrul et al. 1983). گسترش باریکه اقیانوسی تا کرتاسه فوقانی پوسته اقیانوسی به زیر بلوک افغان آغاز شده است (Tirrul et al. 1983). گسترش باریکه اقیانوسی تا کرتاسه فوقانی پوسته اقیانوسی به زیر بلوک افغان آغاز شده است. سپس در کرتاسه بالایی قبل از برخورد بلوکها، بخشی از پوسته اقیانوسی که نمی توانسته است به سرعت به فرورانش خود ادامه دهد، به همراه بخشی که در محل تماس دو ورقه و تحت فشار تکتونیکی و سایر عوامل به طرف بالا رانده شده و رسوبات نوع فلیش که در کناره ریفت در حال تشکیل بوده در جهتی مخالف جهت فرورانش رانده شده و در محل گودال اقیانوسی ظاهر شده اند. بنابراین پوسته اقیانوسی فرورونده به همراه رسوبات همراه، ضمن تحمل دگرگونی ناحیه دیناموترمال تشکیل اکلوژیتها و سایر سنگهای دگرگونی ضرونی نامی در محل تماس در گرگونی ضرو


فرورانش را داده است. طبق بوخر و فری( ۱۹۹۴) این نوع دگرگونی از انواع دگرگونی ناحیهای دیناموترمال است. این تودههای سنگی ضمن بالا آمدن به دلیل کاهش فشار سریع طی راندگی متحمل دگرگونی پسرونده (برگشتی) شدهاند.



شکل ۱ نقشه زمین شناسی ساده شدهای از منطقه مورد مطالعه که موقعیت تقریبی منطقه در زون جوش خورده سیستان را نشان میدهد.

**♦♦♦♦♦♦♦♦** روش تحقيق:

پس از مطالعات اولیه تعداد ۱۶ مقطع نازک تهیه شد. پس از مطالعات سنگشناسی و پتروگرافی تعداد ۴ نمونه برای تجزیه شیمیایی به روش XRF (اندازگیری عناصر اصلی) و ۵ نمونه برای تجزیه ICP-MS (طیف سنجی جرمی، عناصر جزئی و نادر خاکی) توسط شرکت مطالعات مواد معدنی دانش بنیان (زرآزما) صورت گرفت. پتروگرافی : اکلوژیتها سنگهای مافیک دگرگون شدهای هستند که حاوی مقادیر مدال قابل ملاحظهای از زوج کانی پایدار گارنت و امفاسیت میباشند، عاری از پلاژیو کلاز و سنگهای بسیار چگالی میباشند. مجموعه امفاسیت+ گارنت شاخص سنگهای بازالتی دگرگون شدهای است که در فشار بالا بیش از ۱۲ تا ۱۴ کیلوبار و در خارج از منطقه پایدار پلاژیوکلاز تبلور مجددی را متحمل گردیدهاند. اکلوژیتهای بارز در فشارهای ۱۸ تا ۲۲ کیلوبار و حتی بیشتر تشکیل می گردند (بوخر، فری ، ۱۳۷۹). این سنگها در نمونه دستی به رنگ سبز روشن بوده که بلورهای قرمز متمایل به قهوهای گارنت در آنها به وضوح قابل مشاهده است (شکل ۲-A و B). این سنگها به دو نوع تقسیم می شوند که در ذیل مجموعه کانیایی هر کدام عنوان شده است. پتروگرافی اکلوژیتهای تودهای: مجموعه کانیایی، کانیهای فرعی و نیز کانیهای حاصل دگرگونی پسرونده در مقاطع نازک عبارتند از: گارنت + امفاسیت+ اپیدوت + زوئیزیت+ روتیل و کلریت (حاصل دگرگونی پسرونده)+ کدر (اویک) (شکل I-D) است. بافت این سنگها گرانوبلاستیکی، کرونا، آتول و پویی کلیوبلاستیکی میباشد. اکلوژیتهای دارای شیستوزیته: این سنگها دارای شیستوزیته هستند و با ارتباط گسلی با سنگهای رخساره شیست سبز در روی زمین دیده می شوند. دگرگونی پسرونده به رخساره اییدوت آمفیبولیت با تبدیل گارنت به اییدوت، کلریت و آلبیت و تبدیل امفاسیت به ترمولیت، اکتینولیت و کلریت کاملاً مشخص است. درجه دگرگونی این سنگها بالا بوده و بافت شاخص پویی کیلوبلاستیکی و نماتوبلاستیکی دارند. ژئوشیمی: به دلیل اینکه سنگهای مورد مطالعه دگرگونی برگشتی را تحمل





نمودهاند و در نتیجه عیار عناصر سازگار متحرک در سنگ تغییر کرده است، نمی توان از آنها برای تعیین شیمی سنگ استفاده نمود و در تمامی نمودارها از نسبت عناصر ناسازگار و نامتحرک استفاده گردید تا بهترین نتیجه حاصل شود. به منظور تقسیم بندی ژئوشیمیایی و نامگذاری نمونههای مورد مطالعه از نمودار پیرس (Pearce, 1996) استفاده شده است. این نمودار حاصل تقابل Nb/Y در مقابل Zr/Ti می باشد. طبق این نمودار نمونههای مورد مطالعه در محدوده بازالت قرار می گیرند (شکل۳). به منظور مطالعه و مقایسه عناصر سنگی، نمونه های مورد مطالعه به گوشته اولیه Sun and می گیرند (شکل۳). به منظور مطالعه و مقایسه عناصر سنگی، نمونه های مورد مطالعه به گوشته اولیه (McDonough, 1989) به گوشته اولیه (شکل ۴) قابل دریافت است. غنی شدگی از نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی (REEs) بهنجار شده به گوشته اولیه (شکل ۴) قابل دریافت است. غنی شدگی از IREE است که می تواند در نتیجه فرآیندهای متفاوتی ایجاد شود، از قبیل: وجود گارنت باقیمانده در سنگی منشا (Wilson, 1989)، نقش گوشته متاسوماتیسم شده (Gill, 1981). Rollinson)، آلودگی به وسیله مواد پوستهای و یا دخالت پوسته در تولید سنگی های منطقه باشد (Woodhead et al.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



شکل ۲ A- عدسیهایی از اکلوژیتهای تودهای در ۱۰ کیلومتری شمال گزیک که شبیه ساخت بالشی گدازههای کف دریا هستند ( فتوحی راد و امینی۱۳۸۴). B- رخنمون اکلوژیتهای تودهای در ۱۰ کیلومتری شمال گزیک (فتوحی راد و امینی۱۳۸۴). C- عکس میکروسکوپی اکلوژیتهای دارای شیستوزیته، دارای اپیدوت و پلاژیو کلاز (حاصل دگرگونی پسرونده تا حد رخساره شیست سبز). D - عکس میکروسکوپی اکلوژیتهای تودهای سولابست که گارنت، امفاسیت، اپیدوت، زوئیزیت در آن مشخص

آنومالی Eu اغلب بوسیله فلدسپارها (بویژه در ماگمای فلسیک) کنترل میشوند زیرا Eu (در حالت دو ظرفیتی) در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم سازگار است، در حالی که سایر REEها سه ظرفیتی و ناسازگار هستند. بنابراین جدا شدن فلدسپار از مذاب فلسیک چه به وسیله تفریق بلوری و چه به علت ذوب بخشی (که در آن فلدسپار در تفاله باقی میماند) و باعث پیدایش آنومالی منفی Eu در مذاب میشود. در مقیاس کوچکتر و بر عکس نقش فلدسپارها، کانیهای هورنبلند،



اسفن، کلینوپیروکسن، اورتوپیروکسن و گارنت ممکن است باعث پیدایش آنومالی Eu (از نوع مثبت) شوند ( Rollinson, 1993). به نظر می رسد به دلیل کاهش و یا از بین رفتن و مثبت شدن ناهنجاری Eu در نمونههای مافیک، احتمالاً تبلور پلاژیو کلازها عامل تغییرات ناهنجاریهای Eu و Sr باشد تا پایداری در حین ذوب بخشی سنگ منشاء (شکل ۴؛ نقل از فضل نیا، ۱۳۷۹) گردد. در نمودارهای عنکبوتی چند عنصری آنومالی منفی عنصر Nb, Ti و Th در نمونهها نشان می دهد (شکل ۵) که یا سنگ منشا اولیه (گوشته اسپینل – لرزولیت) در این عناصر تهی بوده و یا کانی نگهدارنده این عنصر فاز یایدار در هنگام ذوب بخشی این گوشته بوده است. ناهنجاری Nb شاخص سنگهای قارهای است و ممکن است نشان دهندهی شرکت یوسته در فر آیندهای ماگمایی باشد. اما به دلیل اینکه در این سنگها اجزاء یوستهای حضور ندارند، ممکن است دخالت رسوبات کف اقیانوس و یا محلولهای آبگین که فاقد عیارهای بالا Nb هستند عامل کاهیدگی این عنصر شده باشد.(Pearce and Gale,1977) بر اساس متغیرهای Zr/Y و Ti/Y جهت تفکیک بازالتهای درون صفحهای از سایر انواع بازالتها که مجموعاً بازالتهای حاشیه صفحهای نامیده می شود، استفاده کردند (شکل– 9). طبق این نمودار نمونههای مورد مطالعه در محدوده بازالتهای حاشیه صفحهای قرار دارند. نرم افزار تریاک –دومینو در سال ۱۹۸۷ به واسطه ( De Capitani and Brown) به منظور محاسبات ترمو کالکی ارایه شده است. با استفاده از دادههای حاصل از آنالیز شیمیایی و همین طور استفاده از مولار این دادهها به منظور رسم نمودارهای سودوسکشن، در این بخش اقدام به ترسیم نمودارها در دماهای ۴۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد و فشارهای ۵۰۰۰ تا ۳۵۰۰۰ بار در سیستم TNCFMASH به همراه عامل اضافی H<sub>2</sub>O و SiO<sub>2</sub> نمودیم که نتایج این محاسبات و ترسیم در نمودار (شکل–۷) به وضوح قابل مشاهده است. در این نمودار از data base , JUN92.bs استفاده شده است. در این نمودار مسیر بر گشت اکلوژیتها به سطح و همچنین با حضور مجموعه کانیایی سه رخساره، رخساره اکلوژیت، رخساره آمفیبولیت و هم چنین رخساره شیست سبز و حتی در بعضی موارد با رخساره زیر شیست سبز رو به رو هستیم طبق این نمودار بهترین مسیر برگشت دگرگونی مسیر شماره یک است. ولی دومسير ديگر نيز مي تواند درست باشد ولي چون در مقاطع ما كيانيت نديديم، ولي امكان دارد به خاطر دگرگوني بر گشتي شديد، كيانيت تجزيه شده و به همين دليل ديده نشده است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

والتكاويام نوراستان قم





شکل ۳- نمودار طبقه بندی Nb/Y در مقابل Zr/Ti از (Pearce, 1996) 100.0 + E3 **—\***— E7 - Ebs -- Eb8 10.0 Sample/ Primitive Mantle (Sun&Donough, 1989) 1.0 0.1 Ce Pr Nd Sm Eu Gd Tb Dy Ho Er Tm Yb Lu La

شکل ۴- نمودار الگوی REE نمونه های سنگی مورد مطالعه، بهنجار شده به گوشته اولیه (REE Sun and McDonough, 1989)



شکل ۵- نمودار عنکبوتی چند عنصری نمونه های سنگی مورد مطالعه، نرمالیز شده به گوشته اولیه (Sum andMcDonough, 1989)



شکل ۶- نمودار متمایز کننده بازالتها براساس Zr/Y و Ti/Y که محدوده بازالتهای درون صفحهای و بازالتهای حاشیه صفحه-ای (یعنی سایر انواع بازالتها) را از هم جدا می کند. مختصات برای رسم خط بین دو محدوده آورده شده است ( Pearce and

```
(Gale, 1977
```



شکل ۲- سودوسکشن ترسیم شده با نرمافزار Theriak-Domino با استفاده از دادههای آنالیز شیمیایی نمونه E3 مربوط به منطقه

مورد مطالعه در سیستم TNCFMASH با اکسس H<sub>2</sub>O و SiO<sub>2</sub> .

**◊◊◊◊◊◊◊◊◊** نتیجه گیری:

سنگهای اکلوژیت ضمن جایگزینی و نزدیک شدن به سطح زمین، به دلیل ناپایداری مجموعه کانیهای اولیه خود در شرایط جدید، متحمل دگرگونی پسرونده شدهاند که وجود کلینوپیروکسن در داخل آمفیبولها و وجود کلریت، اپیدوت و اکتینولیت ، پلاژیوکلازهای ثانویه و هورنبلند سدیمدار و نیز حاشیههای کلیفیتی گارنتها همه حکایت از این دگرگونی مینماید. بنابراین محصول دگرگونی پسرونده سنگهای مذکور، سنگهای رخساره آمفیبولیت، اپیدوت آمفیبولیت و



شیست سبز بوده است. سنگهای دگر گونی فشار و درجه حرارت بالا از قبیل اکلوژیت و احتمالاً بعضی از سنگهای فشار بالا، درجه حرارت متوسط تا پایین مانند شیست سبز و آبی ضمن فرایندهای تکتونیکی و سایر فرایندها از قبیل دیاپیرسیم و اثرات روان گونگی رسوبات اقیانوسی تحت تاثیر آب آزاد شده به سمت بالا حرکت نموده و در قاعده افیولیت ملانژ در بخش شرق منطقه بصورت پراکنده جایگزین شدهاند. همراهی این سنگها و وضعیت آنها در منطقه مورد مطالعه یکی از دلایل اثبات کننده وقوع فرایند فرورانش در منطقه مورد مطالعه است. طبق نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی نمونههای مورد مطالعه در محدوده بازالتهای حاشیه صفحهای قرار می گیرند. در نمودارهای عنکبوتی چند عنصری آنومالی منفی عنصر آل Nb, Ti و محدوده بازالتهای حاشیه صفحهای قرار می گیرند. در نمودارهای عنکبوتی که اس تهی بوده و یا کانی نگهدارنده این عنصر فاز پایدار در هنگام ذوب بخشی این گوشته اسپینل – لرزولیت) در این عناصر سنگها جزء یوستهای حضور ندارنده این عنصر فاز پایدار در هنگام ذوب بخشی این گوشته بوده است. ناهنجاری N شاخص سنگها اجزاء پوسته ای حمکن است نشان دهنده شرکت پوسته در فر آیندهای ماگمایی باشد. اما به دلیل اینکه در این سنگها اجزاء پوسته محفور ندارند، ممکن است دخالت رسوبات کف اقیانوس و یا محلولهای آبگین که فاقد عیارهای سنگها اجزاء پوسته ای حضور ندارند، ممکن است دخالت رسوبات کف اقیانوس و یا محلولهای آبگین که فاقد عیارهای سنگه ما اجزاء پوسته ای حضور ندارند، ممکن است دخالت رسوبات کف اقیانوس و یا محلولهای آبگین که فاقد عیارهای ماهی ما اول وارد رخساره آمفیبولیت و بعد رخسان سن و در بعضی موارد وارد رخساره زیر شیست سبز شده اند.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

## **\$\$\$\$\$**

# منابع فارسی :

۱–خطیب، م.م.، ۱۳۶۸، "تحلیل ساختارهای کوههای جنوب بیرجند "، پایان نامه دوره کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۲۲۷ص ۲– فضل نیا، ع. ن.، ۱۳۷۹،"پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز گرانیتوئیدهای چهار گنبد"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران. ۱۸۴ ص.

۳- بوخر، ک . فری، م.، ۱۳۷۹، "پتروژنز سنگهای دگرگونی"، ترجمه توسط محمدولی ولیزاده و محمود صادقیان، ۲۴۵۵، (۳۶۴-۳۶۵). ۴- فتوحی راد، غ. امینی، ص. ۱۳۸۴. ژئوترموبارومتری سنگهای رخساره اکلوژیت در مجموعه افیولیتی سولابست در جنوب شرق بیرجند، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد سی ویک، شماره ۱ (۱۵۴–۱۱۷)، دانشگاه تربیت معلم تهران.

#### **References:**

5-Rollinson, H., 1993, using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Edinburgh gate, Edinburgh.6- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. " chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle

composition and processes". In: Saunders, A.S., Norry, M.J. (Eds.), Magmatism in Ocean, Geological Society of London, Special Publication 313–345.

7-Tirrul, Bell, l.R.Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983" The Sistan Suture Zone of eastern lran", Geological Socieety of America Bulletin, 94, 134-150.

8-Pearce, J. A., 1996." Sources and settings of granitic rocks". Episodes, 19, 120-125.

9-Pearce, J.A. and Gale G.H., 1977." Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of

associated igneous host rocks". Geol. Soc. Spec. Publ., 7, 14-24

10-Wilson, M., 1989." Igneous Petrogenesiss", A Global Tectonic Approach: (Unwin Hyman, London).



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



# مطالعه محیط تکتونوماگمایی سنگ های آذرین شمال مشکین شهر، استان اردبیل ◊◊◊◊◊◊◊◊

m\_fadaeyan@pnu.ac.ir محمد فدائیان، عضو هیات علمی، استادیار، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران، m\_fadaeyan@pnu.ac.ir ♦♦♦♦♦♦

#### چکیدہ:

منطقه مورد مطالعه در استان اردبیل و شمال شهرستان مشکین شهر و اطراف روستای اردوخان کندی واقع شده است. سنگهای آذرین این منطقه عمدتا آذرین و به سن ائوسن هستند. ترکیب شیمیایی این سنگها به طور غالب شامل تراکی آندزیت، آندزیت، تفریت و بازالت میباشد. به منظور تعیین محیط تکتونیکی و ماگمایی تشکیل دهنده سنگهای مورد مطالعه از نمودارهای مختلفی استفاده شده است، در نمودار های تکتونوماگمایی 205-10MnO-1020 ، نمودار Ti در برابر ۷ و نمودار Ti در مقابل Zr سنگهای منطقه مورد مطالعه را مربوط به بازالت های کالکو الکالن جزایر قوسی یا کمان ماگمایی با ترکیب شوشونیتی معرفی مینمایند. نمودارهای ۲۵/۲۵ ربرابر Ta و نمودار HT/HT در مقابل Ta/Hf نمونه مهای مورد مطالعه را در محدوده حاشیه فعال قاره ای(ACM) مربوط به جزایر قوسی نشان میدهد. نمودار های ۲۵/H در مقابل ایم مورد مطالعه را در محدوده حاشیه فعال قاره ای(ACM) مربوط به جزایر قوسی نشان میدهد. نمودار های ۲۵/H مهای مورد مطالعه را در محدوده حاشیه فعال قاره ای(ACM) مربوط به جزایر قوسی نشان میدهد. نمودار های ۲۵/H مهای مورد مطالعه را در محدوده حاشیه فعال قاره ای(ACM) مربوط به جزایر قوسی نشان میدهد. نمودار های ۲۵/H سنگهای مورد مطالعه را در محدوده حاشیه فعال قاره ای(ACM) مربوط به جزایر قوسی نشان میدهد. نمودار های ۲۵/۲ در مقابل مورد را ۲۸ در برابر OC و نمودار ۲۲ سنگهای منطقه را مرتبط با بازالت های کمان ماگمایی نشان میدهند. از طرف دیگر نمودار Th در برابر OC و نمودار ایر معال قاره ای تفکیک کننده محیط های تکتونیکی سنگهای اذرین منطقه مورد مطالعه نمودار Th در برابر OC و نمودار های تفکیک کننده محیط های تکتونیکی سنگهای اذرین منطقه مورد مطالعه نمودار Th در برابر OC و نمودار های تفکیک کننده محیط های تکتونیکی سنگهای اذرین منطقه مورد مطالعه نمودار Th در برابر OC و مرتبط با حاشیه فعال قاره ای مودار های تفکیک کننده محیط های تکتونیکی سنگهای اذرین منطقه مورد مطالعه توشونیتی نشان میدهند. بنابراین طبق نمودار های تفکیک کننده محیط های تکتونیکی سنگهای اذرین منطقه مورد مطالعه

# Study of tectonomagmatic environment of igneous rocks in northern Meshkinshahr, Ardebil province

Mohammad Fadaeian, Faculty member, Payame Noor University, Tehran, Iran

#### Abstract:

The study area is located in Ardebil province and north of Meshkinshahr and around the village of Orduhkan Kandy. The chemical composition of igneous rocks is dominated by trachy andesite, andesite, tephrite and basalt.

Different graphs have been used to determine the tectonic environment of the studied rocks. In TiO2-10MnO-10P2O5 diagram, Ti against V and Ti diagram against Zr, of the studied rocks are related to magmatic arc introducing the Shoshonites combination. In addition, the Ta/Yb against Ta and the Th/Hf versus Ta/Hf diagrams show the studied samples in the ACM for Island arcs. The YbN diagrams versus LaN/YbN and Y versus Sr/Y show the region's rocks associated with magmatic arc basalts. On the other hand, the Th diagram against Co and the Ta/Yb graph in front of Th/Yb show that this rocks with the nature of high calcium alkaline with high potassium and shoshonite. Therefore, in accordance with the charts separator tectonic environments, the combination Shoshonites igneous rocks that are relevant to active continental margin arc of islands. **Keywords:** Tectonomagmatic, Igneous rocks, Meshkinshahr, Ardebil.

# **\$\$\$\$**



#### مقدمه :

منطقه مورد مطالعه در استان اردبیل و شمال شهرستان مشکین شهر و اطراف روستای اردوخان کندی واقع شده است. سنگهای آذرین این منطقه عمدتا آذرین و به سن ائوسن هستند. ترکیب شیمیایی این سنگها به طور غالب شامل تراکی آندزیت، آندزیت، تفریت و بازالت میباشد. در برخی مناطق برونزد سنگهای رسوبی از جنس ماسه سنگن، مارن و توف های ماسه ای مشاهده میشود. قدیمی ترین سنگها مربوط به برش های ولکانیکی میباشد (شکل ۱). مطالعات پتروژنتیکی سنگهای آذرین، می تواند در ارتباط با خصوصیاتی از جمله منشأ ماگماها، شرایط ذوب بخشی و میزان تغییرات بعدی ماگماهای اولیه مشتق شده از گوشته و انتقال و ذخیره آن در مخازن ماگمایی سطوح بالا باشد. این مطالعات می بایستی بر اساس مشاهدات دقیق صحرایی، مطالعات دقیق پتروگرافی و ژئوشیمی عناصر اصلی، فرعی، کمیاب و ایزوتوب های پایدار و رادیوژنیک در نمونه های موردمطالعه استوار باشد. علاوه بر این اگر چنانچه فعالیت آذرین مربوط به عهد حاضر نباشد، سن آن بایستی تعیین شده و ایده آل آن است که این عمل با روش سن سنجی ایزوتوپی صورت پذیرد. یکی از اهداف معمق و سیر تحولی آن در هنگام صعود موردمطالعه قرار گیرد (1989, 100). سنگهای منطقه موردمطالعه ماهیت آلکالن نشان می دهند، بحث های صورت گرفته در مورد پتروژنز سنگهای آلکالن در بر گیرنده پیچیده ترین مباحث علم پترولوژی است و عوامل موثر بر ماگما همچون عمق، فشار، دما، نرخ ذوب بخشی، اختلاط، آلیش، روند تحولات عاص تاصلی و کمیاب، الگوهای تکتونوماگمایی و رابطه آن با زمان و بالاخره تلفیق مسائل فوق به نحوی که مکمل و تائید کنده یکدیگر بوده باشد در مطالعات پتروژنز مورد نظر است (مای و بالاخره تلفیق میان از مین های بخشی اولیه جدا شده در تلکالن نشان می دهند، بحث های صورت گرفته در مورد پتروژنز سنگهای آلکالن در بر گیرنده پیچیده ترین مباحث علم تلکالن نشان می دهند، بحث های صورت گرفته در مورد پتروژنز سنگوهای آلکالن در بر گیرنده پیچیده ترین مباحث علم یعنو و رویر زموی می میام هری مود تحولات عاص راحل و بلاخره تلفیق میانل فوق به نحوی که مکمل و تائید کننده

# روش تحقيق:

با انجام بررسی های صحرایی نمونه برداری به ویژه از تنوعات سنگی، عکس برداری از شواهد و پدید ه های زمین شناسی و دیگر ویژگی های زمین شناسی مورد مطالعه قرار گرفت. تعداد ۵۰ نمونه سنگی از منطقه، برای بررسی های آزمایشگاهی برداشته شد. ۴۰ نمونه برای تهیه مقاطع میکروسکوپی انتخاب و مطالعات سنگ نگاری با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان انجام شد. پس از این مرحله به منظور مطالعات ژئوشیمیایی و سنگ شناسی ۴۰ نمونه مناسب برای تجزیه شیمیایی به روش XRF توسط شرکت کانساران بینالود تجزیه گردید. برای مطالعه پتروژنز سنگهای آذرین منطقه مورد مطالعه از نرم افزار های مدل سازی پترولوژی و ژئوشیمی استفاده گردید.





۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم







شكل ۱- موقعيت منطقه مورد مطالعه در استان اردبيل و نقشه زمين شناسي محدوده مورد مطالعه(فدائيان، ١٣٨٢)

## **~~~~~**



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



#### بحث:

بهمنظور تعیین محیط تکتونیکی و ماگمایی تشکیل سنگهای موردمطالعه از نمودارهای مختلفی استفاده شده است، که به شرح آن ها ميبردازيم. در نمودار مثلثي TiO2-10MnO-10P2O5 كه توسط Mullen,1983 ارائه شده است محيط هاي تکتونیکی مختلفی را برای بازالت ها و آندزیت های بازالتی با دامنه سیلیس %54-45 از هم تفکیک مینماید. البتـه مقـادیر MnO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> به خاطر گسترده کردن محدوده در ۱۰ ضرب شده است. این کار گرچه سبب افزایش خطای تجزیه ای می شود اما این خطا چندان زیاد نیست و قابل اغماض است. عناصر Mn, Ti به راحتی در فازهای تفریق قرارمیگیرند. Mn در اليوين، ييروكسن، تيتانومگنتيت و عنصر Ti در تيتانومگنتيت و پيروكسن. بنابراين تفاوت ميان ماگماهاي قـوس اتشفشـاني و بازالت هاي اقيانوسي مي تواند به واسطه تفاوت الكوي تبلور تفريقي توجيه شود. نمونه هاي موردمطالعه در محدوده CAB يا بازالت های کالک آلکالن جزاير قوسی يا کمان ماگمايي قرار ميگيرند(شکل x-a). در نمودار مثلثي ZNb-Zr/4-Y که توسط Meschede,1986 ارائهشده است انواع سنگهای بازالتی قابل تفکیک هستند. نمونه های مورد مطالعه در محدوده تولئيت هاي داخل صفحه اي و بازالت هاي قوس اتشفشاني قرار ميگيرند(شكل b - t) در نمودار مثلثي FeT+Ti-Al-Mg كه توسط Jensen, 1976 ارائه شده است نمونه های موردمطالعه در محدوده آندزیت بازالت های تـولئیتی غنـی از منیـزیم قـرار میگیرند(شکل۲–c). در نمودار مثلثی Y15-La/10-Nb/8 که توسط Cabanis, 1989 ارائه شده است، بازالت های قوس آتشفشانی، بازالت های قاره ای و بازالت های اقیانوسی را از یکدیگر تفکیک میکند. بازالت های قوس آتشفشانی به دو قسمت بازالت های کالکآلکالن و تولئیت های جزایر قوسی تقسیم میشوند. نمونه های موردمطالعه در محدوده بازالت های کالک آلکالن مرتبط با کمان ماگمایی و جزایر قوسی قرار می گیرند(شکل ۲-d). نمودار Ti در برابر ۷ که توسط (Shervivas (1982) ارائه و بعد ها توسط (2009) Delik تكميل شده است و محدوده اى بونونيت ها و شوشونيت ها به آن اضافه شده است، Ti, V اعضای مجاور سری اول عناصر واسطه در جدول تناوبی هستند ولی در سیستم های سیلیکاته رفتارهای متفاوتی نشان میدهند. که اساس تفکیک تولئیت های قوس آتشفشانی، MORB و آلکالی بازالتها میباشد. ضرایب جدایش برای V بسیار متنوع بوده و در کانیهایی مانند کلینوپیروکسن و مگنتیت به عنوان تابعی از فعالیت اکسیژن تا چندین برابر تغییر میکند. در مقابل Ti فقط به صورت +Ti<sup>4</sup> حضور دارد. تغییرات در غلظت V نسبت به Ti به عنوان ابزاری برای سنجش فعالیت اکسیژن ماگما و یدید های تفریق بلوری میباشد. MORB در نسبت های Ti/V بین 50-20 قرار مي گيرد، بازالت هاي جزاير اقيانوسي و آلکالن در نسبت هاي بين 100-50 قرار ميگيرند تولئيت هاي جزاير قوسي در نسبت های بین 20-10 همیوشانی کمی به سمت محدوده MORB دارد. و بازالت های کالک آلکالن با روندی نزدیک بـه قـائم و نسبت Ti/V بین 50-15 قرارمیگیرند. طبق این نمودار نمونه های موردمطالعه در محدوده بازالت های کالک آلکالن جزایر قوسی و شوشونیت ها قرار میگیرند( شکلa-۳).نمودار Th در برابر Co که توسط Hastie et al.,2007 ارائهشده است سری های







شکل ۲- (a) نمودار مثلثی TiO<sub>2</sub>-10MnO-10P<sub>2</sub>O5 که توسط Mullen,1983 ارائهشده است،(b)نمودار مثلثی Nb-Zr/4-Y که توسط ارائهشده است،(c) نمودار مثلثی Jensen, 1976 که توسط Jensen, 1976 ارائهشده است،(c) نمودار مثلثی V15-La/10- که توسط Nb/8 که توسط Nb/8



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



آلکالن، کالک آلکالن با پتاسیم بالا و شوشونیتی و نیز تولئیتی را از هم تفکیک میکند، نمونه های موردمطالعه در محدوده كالك آلكالن با پتاسيم بالا و شوشونيتي قرار مي گيرند (شكلb-۳). در نمودار Ta/Yb در برابر Ta/Yb كه توسط Schandle Gorton, 2002 & ارائه شده است. نمونه های موردمطالعه در محدوده حاشبه فعال قاره ای(ACM) مربوط به جزایر قوسی قرار میگیرند(شکل c-۳). نمودار Zr vs Zr/Y که توسط Pearce & Norry,1979 ارائه شده است، بازالت های جزایر قوسی، MORB و بازالت های درون صفحه ای را از هم تفکیک مینماید. همچنین از این نمودار ها می توان برای تفکیک بازالت های جزایر قوسی به دو گروه بازالت های قوس های اقیانوسی( جایی که فقط پوسته اقیانوسی در تشکیل قـوس دخالت دارد) و بازالت های قوسهای قاره ای ( که حواشی فعال قاره ای توسعه یافته اند) استفاده کرد که طبق ایس نمو دار های نمونه های موردمطالعه در محدوده قوس قاره ای قرار میگرند( شکل۳-d). همچنین در نمودار Ta/Hf vs Th/Hf که توسط Schandle & Gorton,2002 ارائه شده است نمو نه های موردمطالعه در محدوده حاشیه فعال قاره ای قرار میگیرند. (شکل e-۳). در نمو دار Zr vs Ti که توسط Pearce & Conn, 1973 ارائه شده است، محدوده های بازالت های MORB، بازالت های تولئیتی قوس و کالک آلکالن از هم تفکیک می شود که نمو نه های موردمطالعه در محدوده بازالت های کالک آلکالن قوسهای ماگمایی قرار میگیرند(شکلf-۳). در نمودار Zr vs Ti که توسط Pearce, 1982 ارائه شده است محیط های تکتونیکی MORB، بازالت های درون صفحه ای و جزایر قوسی از هم تفکیک شده است. نمونه های مورد مطالعه در محدوده جزایر قوسی قرار میگیرند(شکل۴–a). در نمودار های Yb<sub>N</sub> در مقابل La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> و نمودار Y در مقابل Sr/Y که توسط Hansen, 2002 ارائه شده است محیط های مربوط به کمان ماگمایی تفکیک شده است که نمونه های موردمطالعه در محدوده کمان ماگمایی قرار میگیرند(شکلc,d-۴). مجموعه نمودار هایی که Agrawal در سال ۲۰۰۸ ارائه داده است بر اساس روابط و توابع زیر جهت تفکیک بازالت های MORB، بازالت های کمان ماگمایی، بازالت های جزایـر اقيانوسي و بازالت هاي ريفت قاره اي بكار ميرود، طبق اين نمودار ها نمونه ها در محدوده بازالت هاي كمان ما گمايي قرار ميگيرند( شكل۵). DF1, DF2 طبق روابط زير توسط نرم افزار GCDKIT 3.00 محاسبه شده است.

$$\begin{split} DF1 &= -4.6761 \bullet \ln(TiO2/SiO2)adj + 2.5330 \bullet \ln(Al2O3/SiO2)adj - \\ 0.3884 \bullet \ln(Fe2O3/SiO2)adj + 3.9688 \bullet \ln(FeO/SiO2)adj + 0.8980 \bullet \ln(MnO/SiO2)adj - 0.5832 \bullet \ln(MgO/SiO2)adj - \\ 0.2896 \bullet \ln(CaO/SiO2)adj - 0.2704 \bullet \ln(Na2O/SiO2)adj + 1.0810 \bullet \ln(K2O/SiO2)adj + 0.1845 \bullet \ln(P2O5/SiO2)adj + 1.5445 \end{split}$$

$$\begin{split} DF2 &= 0.6751 \cdot \ln(TiO2/SiO2)adj + 4.5895 \cdot \ln(Al2O3/SiO2)adj + 2.0897 \cdot \ln(Fe2O3/SiO2)adj + 0.8514 \cdot \ln(FeO/SiO2)adj - 0.4334 \cdot \ln(MnO/SiO2)adj + 1.4832 \cdot \ln(MgO/SiO2)adj - 2.3627 \cdot \ln(CaO/SiO2)adj - 1.6558 \cdot \ln(Na2O/SiO2)adj + 0.6757 \cdot \ln(K2O/SiO2)adj + 0.4130 \cdot \ln(P2O5/SiO2)adj + 13.1639 \end{split}$$



در نمودار Ta/Yb در مقابل Th/Yb (Pearce, 1983) (شکل۶) اهمیت نقش تبلور تفریقی و هضم را در تکامل سنگ های شوشونیتی منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد. که نمونه ها اکثراً در محدوده شوشونیتی قرار میگیرند و نقش فرآبند تفریق بلورین در سنگهای موردمطالعه را نشان میدهد.



شكل"– (a) نمودار Ti vs V كه توسط Shevivas, 1982 ارائه شده و بعد ها توسط Delik, 2011 محدوده اى بونونيت ها و شوشونيت ها به آن اضافه شده است، (b) نمودار Th vs Co كه توسط Schandle ارائه شده است، (c) نمودار Ta/Yb vs Ta/Yb) كه توسط Schandle ا اضافه شده است، (b) نمودار (c) نمودار Schandle كه توسط Pearce & Norry, 1979 ارائه شده است، (e) نمودار (c) مودار Ta/Hf vs Th/Hf) كه توسط Schandle المرائه شده است، (b) نمودار (c) تواد شور المرائه محدود المرائه المرائه المرائه و بعد ها توسط Schandle ارائه شده است، (c) مودار (c) نمودار (c) نمودار (c) نمودار (c) تواد شور المرائه محدود المرائه المرائه محدود المرائه محدود المرائه محدود المرائه محدود المرائه محدود المرائه محدود (c) نمودار (c) نمودار (c) نمودار Schandle المرائه محدود (c) نمودار (c) تواد المرائه محدود (c) نمودار (c) نمودار (c) تواد (c) ت



شکل۴-(a) نمودار Tr vs Ti که توسط Pearce, 1982 ارائهشده است، (b) نمودار Ti در مقابل Vb<sub>N</sub> کمودار های Yb<sub>N</sub> در مقابل La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> و نمودار Y در مقابل Sr/Y که توسط Hansen, 2002 ارائهشده است.



شکل۵- (a) مجموعه نمودار های ارائه شده توسط Agrawal,2008. (b) مجموعه نمودار های ارائه شده توسط Verma et al., 2006.



**\$\$\$\$** 

نتیجه گیری:

درنمودار های تکتونوماگمایی TiO2-10PaO-10P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ، نمودار Ti در برابر V و نمودار Ti در مقابل Zr سنگهای منطقه مورد مطالعه را مربوط به بازالت های کالکو الکالن جزایر قوسی یا کمان ماگمایی با ترکیب شوشونیتی معرفی مینمایند. نمودارهای Ta/Yb در برابر Ta و نمودار Th/Hf در مقابل Ta/Hf نمونه های مورد مطالعه را در محدوده حاشیه فعال قاره ای(ACM) مربوط به جزایر قوسی نشان میدهد. نمودار های Yb در مقابل <sub>N</sub>AN/Yb و نمودار Y در مقابل Sr/Y سنگهای منطقه را مرتبط با بازالت های کمان ماگمایی نشان میدهند. از طرف دیگر نمودار Th در برابر O و نمودار های Ta/Yb در مقابل Th/Yb سنگهای منطقه را با سرشت کالک الکالن با پتاسیم بالا و شوشونیتی نشان میدهند. بنابراین طبق نمودار های تفکیک کننده محیط های تکتونیکی سنگهای اذرین منطقه مورد مطالعه با ترکیب شوشونیتی و مرتبط با حاشیه فعال قاره ای مربوط به جزایر قوسی می باشند.

## **\$\$\$\$\$**

## منابع فارسي :

فدائیان م.، ۱۳۸۲، "پتروگرافی و پترولوژی سنگ های آذرین شمال مشکین شهر"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شـهید بهشـتی تهران، ص ۱۷۵.

معین وزیری، حسین و احمدی، علی. ۱۳۷۷. "پتروگرافی و پترولوژی سنگ های آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، ۵۳۰ صفحه.

## **References:**

Agrawal, S., Guevara, M., Verma, S.P., 2008, Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements: International Geology Review, 50, 1057-1079.







Cabanis, B., Lecolle, M., 1989. The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: a tool for discriminating volcanic series and evidencing continental crust magmatic mixtures and/or contamination [La diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale]. Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II, 309(20): 2023-2029.

Dilek, Y., Altunkaynak, S., 2009. Geochemical and temporal evolution of Cenozoic magmatism in western Turkey: mantle response to collision, slab break-off, and lithospheric tearing in an orogenic belt. Geol. Soc. London, Spec. Publ.

Hansen, J., Skjerlie, K.P., Pedersen, R.B., and De La Rosa, J., 2002, Crustal melting in the lower parts of island arcs: an example from the Bremanger Granitoid Complex, west Norwegian Caledonides; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 143, p. 316-335.

Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., Mitchell, S.F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobiletrace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. Journal of Petrology, 48(12): 2341-2357.

Jensen, L.S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks (Vol. 66). Ministry of Natural Resources.

Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56(3–4): 207-218.

Mullen, E.D., 1983. MnO/TiO2/P2O5: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters, 62(1): 53-62.

Pearce, J. A., & Norry, M. J., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to mineralogy and petrology, 69(1), 33-47.

Pearce, J.A. and Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, earth planet.Sci. lett., 19, pp.290-300.

Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Orog. andesites Relat. rocks.

Shervais, J.W., 1982. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth and Planetary Science Letters, 59, 101–118.

Schandl, E.S., Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in new environments. Econ. Geol. 97, 629–642. doi:10.2113/gsecongeo.97.3.629

Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman, London, 466 p.





۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

# پتروگرافی و شیمی کانی سنگ های ولکانیک ائوسن جنوب غرب منطقه سرخ شاد (شمال غرب انارک، شمال شرق استان

# اصفهان)

**~~~~** 

مرجان قادری(کارشناسی ارشد)\*، قدرت ترابی، فرشته بیات گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران marjan.gaderi@yahoo.com

Torabighodrat@yahoo.com; Torabighodrat@sci.ui.ac.ir Fereshtehbayat2011@gmail.com �����

چکیدہ :

منطقه سرخ شاد در ۴۴ کیلومتری شمال غرب انارک و شمال شرق استان اصفهان در نزدیکی گسل درونه قرار دارد. در جنوب غرب سرخ شاد سنگ های آندزیتی به سن ائوسن دارای رخنمون خوبی هستند. مطالعات پترو گرافی نشان می دهد بافت اصلی این سنگ ها پورفیریتیک، پوئیکیلیتیک، تراکیتیک و آنتی راپاکیوی می باشد. پلاژیو کلاز، کلینوپیرو کسن و آمفیبول کانی های اصلی این آندزیت ها است. کانی های سانیدین و اوپاک از تشکیل دهنده های فرعی این سنگ محسوب می شوند. در این آندزیت ها پلاژیو کلاز از نوع آندزین تا لابرادوریت، کلینوپیرو کسن از نوع دیوپسید و آمفیبول از نوع کلسیک (پارگاسیت) می باشد. آمفیبول و پلاژیو کلاز دارای زونینگ عادی می باشند. بررسی ترکیب پیروکسن های موجود در آندزیت ها، نشان می دهد که سنگ های مورد مطالعه مربوط به سری ماگمایی کالک آلکالن با پتاسیم بالا

**کلید واژه ها**: آندزیت، ائوسن، گسل درونه، سرخ شاد، انارک، ایران مرکزی

Petrography and mineral chemistry of Eocene volcanic rocks in the southwest of Sorkh Shad area (Northwest of Anarak, northeast of Isfahan Province)

> Marjan Ghaderi (Msc student)\*, Ghodrat Torabi, Fereshteh Bayat Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran marjan.qaderi@yahoo.com Torabighodrat@yahoo.com; Torabighodrat@sci.ui.ac.ir fereshtehbayat2011@gmail.com

## Abstract:

Sorkh Shad area is located in 44 Km northwest of Anarak (northeast of Isfahan Province) and is near to the Doruneh fault. In the southwest of the Sorkh Shad area, the Eocene andesitic rocks are exposed. Petrography studies show that the main textures of these rocks are porphyritic, poikilitic, trachytic and anti rapakivi. Plagioclase, clinopyroxene and amphibole are the main rocks forming minerals of these andesites. Sanidine and opaque minerals are the constituents minor of this rock. Plagioclases of these rocks are andesine and labradorite in composition, clinopyroxenes are diopside and amphiboles have calcic nature with pargasite composition. Amphibole and plagioclase have normal zoning. Chemical composition of clinopyroxenes indicate that these andesites belong to the high-K calc-alkaline magmatic series and are similar to the volcanic arc rocks.

Keywords: Andesite, Eocene, Doruneh fault, Sorkh Shad, Anarak, Central Iran



# **\$\$\$\$\$**

مقدمه :

گسترده ترین فعالیت های ولکانیک ایران در زمان ائوسن رخ داده است و آن را می توان در تمام بخش های ایران به جز زاگرس و کپه داغ مشاهده نمود (آقانباتی،۱۳۸۳). سنگ های ولکانیک ائوسن در بلوک یزد یا نایین که بخشی از خرد قاره شرق – ایران مرکزی می باشد، نیز رخنمون دارند (قره چاهی و ترابی، ۱۳۹۲، ترابی و شیردشت زاده، ۱۳۸۸). این سنگ ها در شمال و شمال غرب منطقه انارک دارای طیف گسترده ترکیبی از تحت اشباع تا فوق اشباع با ترکیب شوشونیت، آندزیت بازالتی، آندزیت و داسیت بوده، و بیشتر به سری ماگمایی کالک آلکالن تا شوشونیتی تعلق دارند.

در جنوب غرب سرخ شاد، توده نفوذی با ترکیب دیوریتی به سن الیگوسن زیرین مشاهده می شود که سنگ های ولکانیک ائوسن را قطع نموده است (ترابی، ۱۳۸۵). در این منطقه از بین سنگ های ولکانیک ائوسن، آندزیت ها بیشترین حجم را به خود اختصاص داده اند. منطقه مورد مطالعه در مختصات جغرافیایی طول ۵۳ درجه ۲۳ دقیقه و ۹ ثانیه شرقی و عرض جغرافیایی ۳۳ درجه ۳۳ دقیقه و ۳ ثانیه شمالی قرار دارد. در پژوهش حاضر به بررسی ماهیت این آندزیت ها از دیدگاه پترو گرافی و شیمی کانی پرداخته می شود.

#### **\$\$\$\$**

## زمین شناسی عمومی منطقه:

منطقه سرخ شاد در شمال غرب انارک و بخش های شمال شرقی استان اصفهان قرار دارد. این منطقه در <sup>44</sup> کیلومتری شمال غرب شهر انارک قرار دارد و از نظر تقسیمات زمین شناسی ایران در خرد قاره شرق - ایران مرکزی (CEIM) و در بلوک یزد (نایین) قرار دارد. این منطقه به دلیل وجود مجموعه افیولیتی عشین و نزدیک بودن به گسل بزرگ درونه دارای اهمیت بسیار زیادی است. فعالیت های ماگمایی سنوزوئیک به صورت سنگ های آتشفشانی ائوسن و همچنین توده نفوذی دیوریتی الیگوسن زیرین دیده می شود. سنگ های ولکانیک ائوسن در این منطقه بیشتر دارای ترکیب آندزیت هستند. در جنوب غرب منطقه سرخ شاد، توده نفوذی دیوریتی، سنگ های افیولیت عشین و همچنین ولکانیک های ائوسن را قطع کرده و با سنگ های افیولیتی واکنش داده است، پیروکسنیت ها محصول انجام این واکنش ها هستند (ترابی، ۱۳۸۵).

# **\$\$\$\$\$**

#### روش تحقيق:

پس از انجام مطالعات صحرایی و نمونه برداری از واحدهای مختلف سنگی منطقه مورد مطالعه، برخی نمونه ها جهت بررسی میکروسکپی انتخاب شده و برای انجام مطالعات پتروگرافی از آن ها مقطع نازک تهیه گردید. ۵ نمونه از مقاطع نازک نیز برای تعیین شیمی کانی ها تبدیل به مقطع نازک صیقلی شدند. آنالیز نقطه ای کانی ها توسط دستگاه الکترون میکروپروب IEOL EPMA مدل (WDS) مدل (WDS) با ولتاژ شتاب دهنده V 20 جریان A 20 در دانشگاه کانازاوا ژاپن



انجام گردید. تفکیک آهن( ۲ و۳) ظرفیتی کانی ها و همچنین تعیین فرمول ساختمانی آن ها توسط نرم افزار Minpet2.02 انجام شده است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

# **\$\$\$\$\$**

# پترو گرافی آندزیت:

آندزیت های مطالعه شده در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره تا خاکستری روشن می باشند. در این سنگ فنو کریست های پلاژیو کلاز، آمفیبول، کلینو پیروکسن جزء کانی های اصلی، و کانی های اوپاک و سانیدین سازنده های فرعی این سنگ می باشد (شکل ۱). در زمینه آندزیت ها، کلینو پیروکسن و میکرولیت های پلاژیو کلاز نیز علاوه برکانی اوپاک و سانیدین وجود دارد. بررسی های میکروسکوپی، ترتیب تبلورفنو کریست ها را به صورت پلاژیو کلاز، کلینو پیروکسن و آمفیبول نشان می دهد. از نظر دگرسانی بعضی از کانی های آمفیبول کلریتی و برخی از پلاژیو کلاز ها سوسوریتی شده اند. تعیین زاویه خاموشی فنو کریست های پلاژیو کلاز با استفاده از روش میشل لوی نشان داده است که این فنو کریست ها از نوع لابرادوریت می باشند. این سنگ دارای بافت های تراکیتیک، پورفیریتیک، پوئیکیلیتیک و آنتی راپاکیوی می باشد. پلاژیو کلاز: این کانی هم به صورت فنو کریست و هم میکرولیت دیده می شود. مقدار حجمی پلاژیو کلازها به بیش از باشرهای در سان های کلسیت، کلریت و سریسیت از کانی های همراه پلاژیو کلازها می باشد. برخی از فنو کریست پلاژیو کلاز دارای زونینگ عادی بوده و در برخی می همراه پلاژیو کلازها می باشد.

پیروکسن: این کانی نیز هم به صورت فنوکریست وجود دارد و هم به صورت میکرولیت در زمینه سنگ دیده می شود. کلینوپیروکسن های این آندزیت ها، مقاوم ترین کانی در برابر دگرسانی هستند.

آمفیبول: این کانی شکل دار تا نیمه شکل دار بوده و به صورت فنو کریست و در زمینه سنگ وجود دارد. بعضی از آمفیبول ها به صورت بخشی کلریتی شده، و برخی از فنو کریست ها دارای زنینگ عادی می باشند. مقدار حجمی این کانی در نمونه های مطالعه شده در برخی موارد به بیش از ۷٪ نیز می رسد.

اوپاک: کانی ها تیره بیشتر در زمینه سنگ و در برخی موارد به صورت ادخال هایی در درون آمفیبول ها دیده می شوند. سانیدین: وجود سانیدین در این سنگ ها محدود به زمینه سنگ می باشد. این کانی در زمینه سنگ و به همراهی میکرولیت های پلاژیوکلاز دیده می شود. بررسی شیمی سانیدین ها نشان می دهد که این کانی احتمالا در دمای ۵۷۰ تا ۶۲۰ درجه سانتی گراد تشکیل شده است.



شکل یک: تصاویر میکروسکوپی آندزیت های منطقه جنوب غرب سرخ شاد. زونینگ در فنوکریست های پلاژیوکلاز، وجود فنوکریست های کلینوپیروکسن و آمفیبول، و بافت های پورفیریتیک، آنتی راپاکیوی و تراکیتیک به خوبی قابل تشخیص می باشد.

**\$\$\$\$\$** 

شیمی کانی ها:

آنالیزهای نقطه ای میکروپروب نشان می دهد ترکیب پلاژیوکلازهای آندزیت های مطالعه شده از آندزین تا لابرادوریت بوده و فلدسپارهای پتاسیم آن ها از نوع سانیدین می باشد (شکل ۲).





شکل ۲: تعیین نوع پلاژیو کلازها و فلدسپارهای پتاسیم در آندزیت های مطالعه شده. نمودار بر گرفته از (Deer et al., 1992) می باشد.

بررسی شیمی کلینوپیروکسن ها نشان می دهد که از نوع دیوپسید هستند (شکل شماره ۳). بر اساس مطالعات انجام شده بر روى تركيب شيميايي كلينو پيروكسن ها مشخص شده است كه اين كاني در فشارهاي پايين تا متوسط، از ماگمايي با مقدار آب زیاد و فوگاسیته اکسیژن بالا ایجاد است. شیمی این کانی شبیه شیمی کلینوپیرو کسن های موجود در بازالت های کمان های آتشفشانی، و ماگماهای متعلق به سری ساب آلکالن می باشد.



شکل ۳: تعیین نوع کلینوپیروکسن های موجود در آندزیت های ائوسن جنوب غرب سرخ شاد با استفاده از نمودار ارائه شده توسط .( Morimoto et al., 1988)

نتایج آنالیز های نقطه ای آمفیبول ها نشان داده است که از نوع کلسیک با ماهیت پارگاسیت و هورنبلند پارگاسیتی (شکل ۴) هستند.



(Leake شکل ۴: تعیین ماهیت شیمایی و نوع آمفیبول های درون آندزیت های بررسی شده با استفاده از نمودار ارائه شده توسط et al., 1997)

**\$\$\$\$\$** 

بحث:

برای بررسی دقیق تر سنگ های ولکانیک جنوب غرب منطقه سرخ شاد، از نتایج تحلیل های شیمیایی کانی ها در پتروژنز آنها استفاده شد. از این میان، با توجه به ماهیت پتروژنتیک کلینوپیروکسن ها و مقاومت آن ها در برابر دگرسانی، داده های شیمیایی کلینوپیروکسن ها بیشتر مورد توجه قرار گرفته اند. بررسی کلینو پیروکسن های موجود در آندزیت ها نشان می دهد این کانی در طیف گسترده ای از عمق و فشار کم تا متوسط متبلور گشته اند که احتمالا نشانگر آن است که کلینوپیروکسن ها در حین صعود ماگما تشکیل شده اند.

همچنین، ترکیب کیلینو پیروکسن ها نشان می دهد ماگمای سازنده آن ها، به سری ماگمایی کالک آلکالن با پتاسیم بالا تعلق داشته و دارای مقدار آب زیاد نیز بوده است. محاسبه فرمول ساختاری کلینوپیروکسن های آنالیز شده نشان داده است که کلینوپیروکسن های سنگ های آندزیتی جنوب غرب منطقه سرخ شاد، از یک ماگمای دارای فوگاسیته اکسیژن بالا متبلور شده اند. ترکیب شیمایی این کانی ها نشان دهنده تعلق سنگ های بررسی شده به محیط تکتونیکی کمان های آتشفشانی است.

**\$\$\$\$** 



# نتیجه گیری:

بررسی روابط صحرایی نشان می دهد که آندزیت های جنوب غرب منطقه سرخ شاد متعلق به ائوسن بوده و گسل ها مهم موجود در منطقه همچون گسل کویر بزرگ (درونه)، و سایر گسل های فرعی منطقه نقش مهمی در این ولکانیسم داشته اند. مطالعات پتروگرافی و شیمی کانی ها نشان می دهد که آندزیت ها اساسا از پلاژیوکلاز (آندزین تا لابرادوریت)، آمفیبول از نوع کلسیک (پارگاسیت) و کلینو پیروکسن (دیوپسید) تشکیل شده اند. کانی های فرعی این سنگ ها شامل کانی های اوپاک و سانیدین بوده و ترتیب تبلور فنوکریست ها به صورت پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول بوده است. بافت های اصلی آندزیت ها پورفیریتیک، پوئیکیلیتیک، تراکیتیک و آنتی راپاکیوی می باشد. براساس مطالعات بوده و شبیه سنگ های درون کمان های آنشنانی هستند.

#### **~~~~~**

**سپاسگزاری:** نگارندگان مقاله از معاونت پژوهشی دانشگاه اصفهان به دلیل حمایت های مالی تشکر می نمایند.

# **\$\$\$\$**

# منابع فارسی :

آقانباتی، ع. (۱۳۸۳)، "زمین شناسی ایران"، نوبت چاپ ۱، ص(۶۴۰)، سازمان زمین شناسی کشور،تهران، سازمان زمین شناسی و اکتشاف معدنی.

ترابی، ق.و شیردشت زاده، ن.، (۱۳۸۸)، "سنگ شناختی سنگ های آتشفشانی ائوسن شمال غرب اوردیب (شمال شرق استان اصفهان)"، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، سال هفدهم، شماره چهارم، ص( ۵۱۹–۵۳۴).

ترابی، ق.، (۱۳۸۵)، "مطالعه توده نفوذی دیوریتی و زینولیت های پیروکسنیتی و آندزیتی در جنوب غرب سرخ شاد (شمال شرق استان اصفهان)"، مجله پژوهشی دانشگاه اصفهان، ص( ۱۰۱–۱۱۵).

قره چاهی، ز. و ترابی، ق.، (۱۳۹۲)، "پتروگرافی و شیمی کانی سنگ های ولکانیک ائوسن بلوک پشت بادام، پترولوژی سال چهارم"، شماره چهاردهم، ص( ۳۱–۴۸).



#### References

Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1997. "Rock-forming minerals, Double chain Silicates. Vol. 2B, 2<sup>nd</sup> edition", Geological Society of London, London.

Morimoto, N., Fabris, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I.V., Ross, M. Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K.Gottardi, G. (1988) "Nomenclatue of pyroxenes". American Mineralogist 73: 1123-1133.

Leake, B. E., Wolley, A.R., Arps, C.E., Birch, S. W. D., Gilbert, M. c., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H.G., Linthout, K., Laird, J., Mandairno, J., 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 Yauzhi, G. (1997) *Nomenclature of amphiboles, report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names*". European Journal of Mineralogy 9: 623-651.



۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



# ماگماتیسم آلکالن بازی پرمین بلده، البرز مرکزی: شاهدی بر تداوم حوضه کششی کافتی پرمین در البرز

## چکیدہ :

توالی سنگی کاملی از نهشته های پرمین شامل سازندهای دورود (ماسه سنگ و شیل)، روته (سنگ آهک با بین لایه هایی از مارن) و نسن (سنگ آهک و شیل) در منطقه بلده در البرز مرکزی وجود دارد. در این توالی، سنگهای آتشفشانی و نفوذی کم عمق بازی آلکالن در سازندهای دورود و روته رخنمون دارند. ترکیب این سنگها عمدتاً در محدوده بازی و برخی از دایکها، لامپروفیری هستند. این سنگها در سازند دورود به صورت دایک و توده های کوچک دیابازی، میکرو گابرویی و لامپروفیری و در بخش بالایی سازند روته به شکل بازالت به همراه آذر آواری های وابسته دیده می شوند. کانی های اصلی این سنگها را پلاژیو کلاز، کلینوپیروکسن و گاهی الیوین در بازالتها، دیابازها و میکرو گابروها و پلاژیو کلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول فراوان در لامپروفیرها تشکیل میدهند. بررسی پترو گرافی و ریزرخساره های سازند توته منجر به تشخیص سه محیط لاگون، پشته های سدی و دریای باز شده است. نبود رخساره های ریفی گسترده و رسوبات توربیداتی نشانگر ته نشست توالی کربناته روته در یک پلتفرم کربناته از نوع رمپ است که با فعالیت های آن از ای همراهی می شده است. به نظر می رسد در زمان پرمین، هنوز پهنه البرز به صورت یک حوضه کششی کافتی کم عمق در جنوب اقیانوس پالئوتیس جای داشته و فعالیت ماگمایی آن با زمین ساخت کششی اواخر پالئوزوئیک در حاشیه شمالی گندوانا منطبق بوده است.

كليد واژه ها: سنگهاي آتشفشاني، آلكالن، البرز مركزي، بلده، پرمين.

Permian Alkaline Basic Magmatism of the Baladeh, Central Alborz: Constraint on the continuing of the extensional rift basin of the Permian in Alborz

Hadighe Khatoun Kazemi, Habibollah Ghasemi, Azizollah Taheri Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood

#### Abstract:

A completely lithologic sequence of the Permian deposits including Doroud (sandstone and shale), Ruteh (limestone with interbed marl) and Nesen (limestone and shale) Formations is exist in the Baladeh district in the Central Alborz. In this sequence, volcanic and low depth intrusive rocks with alkaline nature are found in the Doroud and Ruteh Formations. Composition of these rocks are prominently in the basic field and some dikes are lamprophyric. These rocks are found as dike and small diabasic, micro-gabbroic and lamprophyric intrusions in the Doroud Formation and as basalt and related pyroclastics in the Ruteh Formation. Plagioclase, clinopyroxene and sometimes olivine are the main minerals of the basalts, diabases and micro-gabbros and plagioclase,



clinopyroxene and abundant amphiboles are the main constituents of the lamprophyres. Based on the petrographic and microfacies investigations four different depositional environments including lagoon, barrier and open marine have been recognized for the Ruteh Formation. Absence of turbidite deposits and reefal belt indicate that the Ruteh Formation was deposited in a carbonate ramp environment which was associating with basic volcanic activities. It seems that the Alborz zone was as a low depth extensional rift basin in the south side of the Paleotethys and its magmatic activity was coincided to the late Paleozoic extensional tectonics in the north side of the Gondwana.

Keywords : Volcanic rocks, Alkaline, Central Alborz, Baladeh, Permian.

#### مقدمه:

به باور (1981) Berberian and King فعالیت ماگمایی پالئوزوئیک در ایران گسترش چندانی نداشته، اما بررسی این سنگها کلید بسیار مهمی برای شناخت بهتر رویدادهای زمین شناختی این دوران در گستره ایران زمین و فراتر از آن است. به عنوان مثال، زمان پیدایش اقیانوس های تتیس کهن و جدید نیازمند درک رویدادهای زمین شناختی وابسته به آنها (به ویژه ماگماتیسم و دگرگونی) در بازه زمانی پالئوزوئیک است. یکی از گسترده ترین این رویدادها، فعالیت ماگمایی اردویسین – سیلورین در البرز شرقی (مجموعه سلطان میدان) است که می تواند گواهی بر رخداد زمین ساخت کششی در مرحله های آغازین پیدایش اقیانوس تتیس کهن باشد (2017) است که می تواند گواهی بر رخداد زمین ساخت کششی در آن نیز فازهای ماگمایی دیگری در کربونیفر (نادری و همکاران، ۱۳۹۷؛ 2013; Derakhshi and Ghasemi, 2013) و پرمین (Derakhshi and Ghasemi, 2013; Derakhshi et al., 2017). پس از آن نیز فازهای ماگمایی دیگری در کربونیفر (نادری و همکاران، ۱۳۹۷؛ ۲۵۱۸) و پرمین (Naderi et al., 2018) و پرمین (Materi Date) و ممکاران، ۱۳۹۶؛ دلاوری و همکاران، ۲۹۵۹؛ دلاوری و همکاران، ۱۳۹۶؛ دلاوری و همکاران، ۱۳۹۶؛ رستمی و همکاران، ۱۳۹۶) رخ داده است.

بحثها و دیدگاهها درباره جایگاه ایران در زمان پرمین و زمان بسته شدن اقیانوس تیس کهن و پیدایش اقیانوس تیس جدید، اهمیت بررسی ماگماتیسم پرمین را آشکارتر میسازد. از پرمین به بعد، با پیدایش اقیانوس تیس جدید، بخشهایی از ایران (مانند ایران مرکزی و البرز)، به صورت سرزمینهای سیمرین، از شمال گندوانا جدا شده و بهسوی شمال (یعنی سرزمین اوراسیا) جابجا شدهاند. با بسته شدن تیس کهن در آغاز ژوراسیک (Boulin, 1988) یا تریاس پایانی که با ناپیوستگی ائوسیمرین در البرز مشخص میشود (;Boulin, 1988) ما وراسیک (Boulin, 1988) یا تریاس پایانی که با مورت گرفته است. از اینرو، در بازه زمانی پرمین میانی تا پایانی، سرزمینهای سیمرین در مان دو پهنه اقیانوسی تیس صورت گرفته است. از اینرو، در بازه زمانی پرمین میانی تا پایانی، سرزمینهای سیمرین در میان دو پهنه اقیانوسی تیس



Stampfli et al., 2001; Nikishin et al., 2002; Gaetani et al., 2009; Berra and Angiolini, 2014; Domeier and ) (Torsvik, 2014). فاز کششی پرمو – تریاس، از مهم ترین فازهای کافتی در ایران و نشان دهنده باز شدن حوضه اقیانوسی تتیس جدید است. نشانههای این فاز به صورت ماگماتیسم بازالتی در البرز و دیگر نقاط ایران (مانند ایران مرکزی و سنندج – سیرجان) دیده می شود (Berberian and King, 1981؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۲، ۱۳۹۰؛ قاسمی و همکاران، (۱۳۹۷).

منطقه مورد بررسی در این پژوهش در شمال شرقی بلده (البرز مرکزی) در استان مازندران در جنوب آمل قرار داشته و در بردارنده واحدهای رسوبی پرمین به همراه سنگهای آذرین بازی آلکالن است. لایههای پرمین این منطقه دارای توالی رسوبی نسبتاً کاملی از سنگهای رسوبی سازندهای دورود، روته و نسن به همراه سنگهای آذرین (آتشفشانی و نفوذی) است که از غرب سیاه بیشه در جاده چالوس تا شرق بلده در زون ساختاری البرز مرکزی امتداد دارند (شکل ۱). گستر ش عمده سنگهای آتشفشانی در منطقه بلده در بین سازندهای روته و نسن گزارش شده است ( Vahdati عمده سنگهای آتشفشانی در منطقه بلده در بین سازندهای روته و نسن گزارش شده است ( ناملاما یافتههای این پژوهش، قرار داشتن آنها در بخش بالایی سازنده روته به واقعیت نزدیکتر است. سنگهای آذرین درونی یافتههای این پژوهش، قرار داشتن آنها در بخش بالایی سازنده روته به واقعیت نزدیکتر است. سنگهای آذرین درونی سازند دورود رخنمون دارند که در هیچکدام از مطالعات قبلی به آنها اشاره نشده است. یافتههای این پژوهش در کنار یافتههای پژوههای پیشین می تواند کلیدی برای در ک بهتر وضعیت البرز در زمان یاد شده است. که اگرون، در کنار درباره پترولوژی و ژئوشیمی این واحد بازالتی در گستره البرز مرکزی مطالعاتی انجام شده است ( ۱۳۹۶ ۱۳۹۶؛ رستمی و همکاران، ۱۳۹۶)، اما درباره موقعیت سنگ چینهای این یاد شده است. یافتههای این پژوهش در کنار درباره پترولوژی و ژئوشیمی این واحد بازالتی در گستره البرز مرکزی مطالعاتی انجام شده است (دلاوری و همکاران، ۱۹۹۹؛ رستمی و همکاران، ۱۳۹۶)، اما درباره موقعیت سنگ چینهای این ماگماتیسم و اهمیت زمین دینامیکی آن هنوز ابهامات زیادی وجود دارد.

# روش تحقيق:

تحقیق بر روی این نوار آتشفشانی-رسوبی با استفاده از مطالعات دقیق صحرایی و منطقهای، سنگنگاری سنگهای آذرین و رسوبی و همچنین انجام آنالیزهای شیمیایی دقیق از کانیها و نمونههای سنگی آذرین صورت گرفته است. نظر به گسترده بودن موضوعات پژوهش و محدودیت در حجم نوشتهها، در این نوشتار تنها به بیان نتایج حاصل از مطالعات صحرایی و سنگ نگاری پرداخته شده است.

> **بحث و نتیجه گیری :** الف- زمین شناسی و چینه شناسی منطقه



منطقه مورد پژوهش در البرز مرکزی با مختصات جغرافیایی '10°50 تا '56°51 طول شرقی و '13°36 تا '22°36 عرض شمالی قرار دارد (شکل۱). در این منطقه رخنمونهای گستردهای از واحدهای سنگچینهای پرکامبرین (سازند کهر)، کربنیفر (سازند مبارک)، پرمین (سازندهای دورود، روته و نسن)، تریاس زیرین-میانی (سازند الیکا)، تریاس بالایی-ژوراسیک زیرین (سازند شمشک)، کرتاسه زیرین (سازند تیزکوه) و ائوسن میانی (سازند کرج) برونزد دارند (شکل۱، Saidi and . (Ghasemi, 1993).



شکل ۱- نقشه ساده زمین شناسی شمال شرقی بلده (البرز مرکزی) که گستره سنگهای آذرین پرمین برروی آن نشان داده شده است. بر گرفته شده از نقشههای زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ آمل (Vahdati Daneshmand, 1991) و Saidi and Ghasemi, 1993).

واحدهای سنگی پرمین منطقه با توالی ستبری (بیش از ۵۰۰ متر) از سنگهای عمدتاً تخریبی سازند دورود به سن پرمین آغازین (آسلین- ساکمارین) شروع میشوند (شکل۲). بر اساس شرح نقشه های زمین شناسی منطقه، این سازند از پایین به بالا شامل کوارتزآرنایت سفید- خاکستری، ماسه سنگ قرمز متوسط تا ضخیم لایه و ماسه سنگ ریگی، سنگهای بازالتي- آندزيتي، ماسه سنگ قرمز- خاکستري با بين لايه هاي ماسه سنگ ريگي، سنگ آهک خاکستري ضخيم لايه آنكلوئيدي حاوى مرجان و فوزولينيدا، ماسه سنگ قرمز – خاكستري، سنگ آهك و ماسه سنگ، سنگ آهك كرم- زرد-خاکستری فوزولیندار و کوازتزآرنایت سفید- خاکستری ضخیم لایه است. بررسیهای سنگ شناختی این پژوهش نشان می دهند که سنگهای بازالتی- آندزیتی مورد اشاره در این سازند از نوع نفوذی و شامل دایک، سیل و تودههای کوچک (شکل۳) میکروگابرویی و لامپروفیری هستند که در واقع ماگمای باقیمانده و منجمد شده در مجاری تغذیه کننده ماگماتیسم بازالتی موجود در سازند روته هستند. سازند دورود به صورت همشیب توسط سازند روته پوشیده شده است (شکل۳). سازند روته به طور مشخص به صورت یک واحد آهکی خاکستری رنگ و ضخیم در بین سازند تخریبی قرمز رنگ دورود در پایین و آهکهای نازک لایه و شیلهای تیره رنگ سازند نسن در بالا دیده می شود. ویژگیهای سازند روته در برش های مورد مطالعه نسبتاً ثابت بوده و لیتولوژی آن شامل سنگ آهک خاکستری سیاه رنگ فسیل دار متوسط تا ضخيم لايه با بين لايه هايي از مارن و آهك مارني است. در بخش بالايي اين سازند، واحد بازالتي ضخيم لايه به همراه سنگهای هیدروکلاستیک (برش، آگلومرا و توف زیرآبی) قرار دارد که متعلق به همین سازند است (شکل۳). برداشتهای صحرایی و بررسیهای فسیل شناختی این پژوهش نشان میدهند که برخلاف نظر (Vahdati Daneshmand) (1993; Saidi and Ghasemi, 1993) و رستمی و همکاران (۱۳۹۶) جایگاه دقیق سنگچینهای



واحد بازالتی در بین سازندهای روته و نسن نبوده بلکه در بخش بالایی سازند روته است که با یافتههای پیشین Gaetani et (2009). الم مطابقت دارد. گاهی در مرز میان سازند روته و نسن یک واحد کنگلومرایی دیده می شود که می تواند پیامد بالازدگی سازند روته باشد که با شواهد کارستی و آهکهای لاتریتی در البرز شناخته می شود (2009). Gaetani et al., 2009) پس از آن در پرمین پسین یک پیشروی دریا وجود داشته که سازند نسن را پدید آورده است. سازند نسن به طور هم شیب برروی بازالتهای سازند روته قرار می گیرد (شکل۳). این سازند دارای رخسارههای مختلفی است که نشانگر ناپایداری حوضه رسوبی و تغییرات ژرفای آن است. بر اساس شرح نقشه های زمین شناسی منطقه، سازند نسن از پایین به بالا شامل کنگلومرای چندزادی خوب جورشده با لایه بندی منظم، بازالت- اسپیلیت سیاه تا خاکستری، ماسه سنگ خاکستری قرمز فوزولیندار است. اما همان گونه که پیشتر بیان شد، واحد بازالتی- اسپیلیت یادشده در سازند نسن از پایین به بالا شامل سازند روته است. از کوارتز و شیل سیاه آهکی حاوی براکیوپود فراوان و در انتها، آهک خاکستری تیره و سیاه فوزولیندار است. اما همان گونه که پیشتر بیان شد، واحد بازالتی- اسپیلیتی یادشده در سازند نسن، در حقیقت جزئی از سازند روته است. (واته) ما انجام بررسیهای مغناطیس دیرین برروی این واحد بازالتی، وضعیت جغرافیای دیرین پرمین-تریاس ایران را در کوه سیاهسنگ در جاده بلده- ورزه بررسی کردهاند. براین اساس، جابجایی رو به شمال ایران نسبت به اوراسیا در تریاس میانی پایان یافته که گواهی بر زمان برخورد و اتصال ایران به اوراسیا دانست شده است.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



والكلوسام فدراسان فم

شکل۲– تصاویری از موقعیت صحرایی رخنمون سنگهای آذرین پرمین در شمال شرقی بلده(البرز مرکزی). A) توالی سازندهای درود، روته و نسن و موقعیت واحد بازالتی مورد مطالعه در بخش بالایی سازند روته و در زیر سازند نسن. B) توالی سازندهای نسن و الیکا. C) نمایی از سازند روته. D) وجود دایک تغذیه کننده ماگماتیسم پرمین سازند روته.



С

ب- سنگنگاری سنگهای آذرین موجود در واحدهای پرمین شامل سنگهای نفوذی کم عمیق موجود در سازند دورود و سنگهای آتشفشانی بازالتی موجود در سازند روته هستند. سنگهای نفوذی به شکل دایک و تودههای کوچک دیابازی، میکروگابرویی و لامپروفیری هستند. دیابازها و میکروگابروها دارای بافتهای افیتی، ساب افیتی، اینترگرانولار و



میکرو گرانولار متشکل از کانیهای اصلی پلاژیو کلاز و کلینوپیروکسن هستند (شکل۳). دایکهای لامپروفیری نیز دارای بافتهای میکرولیتی پورفیری متشکل از پلاژیو کلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول فراوان هستند (شکل۳). روانههای بازالتی مناطق مورد مطالعه در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری تیره و سیاه هستند که شدت دگرسانی در آنها نسبتا بالاست. این سنگها ریزدانه و دارای بافتهای بادامکی، هیالومیکرولیتی پورفیری، میکرولیتی پورفیری، هیالوپورفیری، تراکیتی و گلومروپورفیری متشکل از کانیهای اصلی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و گاهی الیوین بوده، حفرات آنها توسط کانیهای ثانویه کلریت، کلسیت و کوارتز پر شدهاند(شکل۳).



شکل۳– ویژگیهای سنگنگاری واحد بازالتی پرمین شمال شرقی بلده(البرز مرکزی). A) گابرو با بافت ساب افتیک متشکل از کانیهای پلاژیو کلاز و کلینوپیروکسن در نور BXPL ) لامپروفیر با بافت میکرولیتی پورفیری و بلورهای اسکلتی کلینوپیروکسن به همراه آمفیبول فراوان و میکرولیتهای پلاژیو کلاز در نور CXPL ) بازالت پلاژیو کلاز فیریک با بافت گلومروپورفیری در نور DXPL ) بازالت پیروکسن پورفیری با پورفیرهای درشت کلینوپیروکسن در نور EXPL ) بازالت پیروکسن پورفیری با پورفیر درشت کلینوپیروکسن با حاشیه تحلیل رفته و واکنشی در زمینه ای از میکرولیت های پلاژیو کلاز در نور FXPL) بازالت پیروکسن پورفیری با بود هیالومیکرولیتی پورفیری متشکل از درشت بلور پلاژیو کلاز در زمینه ای از میکرولیت های پلاژیو کلاز در نور XPL.

در آهکهای سازند روته فرامینیفرهای بنتیک از قبیل Fusulinid نوبیل Lunucammina Sp 'Pachyphloia Sp 'Deckerella Sp 'Colaniella Sp 'Globivalvulina Sp 'Climacammina Sp 'Sp Sp iDeckerella Sp 'Colaniella Sp 'Globivalvulina Sp 'Climacammina Sp 'Sp Staffellidae مورد شناسایی قرار گرفت و در نتیجه، سن توالی سازند روته به پرمین میانی نسبت داده می شود (شکل ۴). مطالعه مقاطع نازک میکروسکوپی این سازند در برش های مورد مطالعه منجر به شناسایی سه کمربند رخسارهای، لاگون، پشتههای سدی و در بای ماز برای آن گردید (شکل ۵).



شکل ۴- تصاویری از فرامینیفرهای کفزی موجود در توالی سازند روته در (A) Climacammina Sp (B)Globivalvulina Sp (E)Pachyphloia (C)Bradyina Sp (D)Cryptoseptida Sp Sp (F)Deckerella Sp



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم



شکل ۵- انواع ریز رخساره تشخیص داده شده در سازند روته در برش بلده، A) بیو کلاست بریوزوئر اکینید پکستون (دریای باز) B) بیو کلاست کلسی سفر اکینید پکستون(دریای باز) C) بیو کلاست داسی کلا داسه آ پکستون(لاگون) D) پلوئید بیو کلاست گرینستون (سد)



منابع فارسی :

درخشی م.، قاسمی ح.، سهامی ط.، (۱۳۹۳) "زمینشناسی و سنگشناسی مجموعه بازالتی سلطان میدان در رخنمونهای شمال و شمال شرق شاهرود،" فصلنامه علوم زمین ۲۳(۹۱): ۷۶–۶۳.

درخشی م.، قاسمی ح.، (۱۳۹۳) "ماگماتیسم اردوویسین- دونین در شمال شاهرود: شاهدی بر کافتزایی طولانی مدت پالئوتتیس در البرز شرقی،" مجله پترولوژی ۵(۱۸): ۱۲۲–۱۰۵.

دلاوری م.، رستمی ف.، دولتی ا.، (۱۳۹۶) "ماگماتیسم بازالتی پرمین البرز مرکزی: شاهدی بر حاشیه قاره ای غیرفعال جنوب پالئوتتیس،" مجله پترولوژی ۸(۲۹): ۷۴–۵۲.

رستمی ف.، دلاوری م.، امینی ص.، دولتی ا.، (۱۳۹۶) "شیمی کانیهای سنگهای بازالتی پرمین شمال بلده (البرز مرکزی): بحث زمین دمافشارسنجی و جایگاه زمین ساخت- ماگمایی،" فصلنامه علوم زمین ۲۷(۱۰۶): ۱۴–۳.

قاسمی ح.، جمشیدی خ.، (۱۳۹۰) "ژئوشیمی، سنگ شناسی و الگوی تکتونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ های بازی قلیایی در قاعده سازند شمشک، زون البرز شرقی،" مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران ۱۹(۴): ۷۱۴–۶۹۹.

قاسمی ح.، خانعلیزاده ع.، (۱۳۹۱) "گرانیتوئید نوعA تویهدروار، جنوبغرب دامغان: نشانهای از ماگماتیسم محیط کششی پالئوزوئیک زیرین (پالئوتتیس) البرز،" مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران ۱۷۲۰): ۲۴–۳.

قاسمی ح.، کاظمی ز.، طاهری ع.، (۱۳۹۱) "ژئوشیمی و پتروژنز بازالتهای سازند ابرسج (اردوویسین فوقانی)، البرز شرقی، شمال شاهرود،" مجله ژئوشیمی ۱(۱): ۲۳–۱۲.

قاسمی ح.، جمشیدی خ.، (۱۳۹۲) "بررسی خصوصیات ناحیه منشأ سنگهای آلکالن بازیک قاعده سازند شمشک در البرز شرقی،" فصلنامه زمین شناسی ایران ۷(۲۷): ۲۹–۱۷.

قاسمی ح.، کاظمی ز.، (۱۳۹۲) "محیط زمینساختی و خصوصیات محل منشأ سنگهای آذرین موجود در سازند ابرسج (اردوویسین فوقانی)، البرز شرقی، شمال شاهرود،" مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران ۲۱(۲): ۳۳۰–۳۱۹.

قاسمی ح.، دیهیمی م.، (۱۳۹۳) "ماگماتیسم بازیک قلیایی دونین در البرز شرقی، شمال شاهرود: شاهدی بر کافتزایی پالئوتتیس،" فصلنامه زمین شناسی ایران ۸(۳۲): ۳۲–۱۹.

قاسمی ح.، کاظمی، ز.، صالحیان ش.، (۱۳۹۴) "مقایسه سنگهای آذرین مافیک سازند قلی (اردوویسین فوقانی) و شیستهای گرگان در زون البرز شرقی،" فصلنامه علوم زمین ۲۴(۹۴): ۲۷۶–۲۶۳.



قاسمی ح.، رستمی حصوری م.، صادقیان م.، (۱۳۹۷) "ماگماتیسم بازی در حوضه کششی پشت کمانی ژوراسیک زیرین – میانی در لبه شمالی پهنههای ایرانمرکزی – جنوب البرزشرقی، شاهرود – دامغان،" فصلنامه علوم زمین ۲۷(۱۰۷): ۱۳۶–۱۲۳. نادری آ.، قاسمی ح. لمبرینی پ.، (۱۳۹۷) "شیمی کانی آمفیبول و دما – فشارسنجی عمق جایگیری توده گرانیتوئیدی تویهدروار، جنوب باختر دامغان، سمنان،" مجله علوم زمین خوارزمی ۴(۱): ۵۶–۴۳.

## **References:**

Alavi, M., Vaziri, H., Seyed-Emami, K. and Lasemi, Y., 1997. "The Triassic and associated rocks of the Nakhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin", Geological Society of America Bulletin 109(12), p. 1563-1575.

Berberian, M. and King, G. C. P., 1981. "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences 18(2), p. 210-265.

Boulin, J., 1988. "Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions", Tectonophysics 148(3–4), p. 253-278.

Derakhshi M., Ghasemi H., 2013. "Soltan Maidan Complex (SMC) in the eastern Alborz structural zone, northern Iran: Magmatic evidence for Paleotethys development", Arabian Journal of Geoscience 6(11). Doi 10.1007/s12517-013-1180-2.

Derakhshi M., Ghasemi H., Laicheng M., 2017. "Geochemistry and petrogenesis of Soltan Maidan basalts (E Alborz, Iran): Implications for asthenosphere-lithosphere interaction and rifting along the N margin of Gondwana", Journal of Chemie der Erde. http://dx.doi.org/10.1016/j.chemer.2017.01.002

Berra, F. and Angiolini, L., 2014. "The Evolution of the Tethys Region throughout the Phanerozoic: A Brief Tectonic Reconstruction. In: Petroleum systems of the Tethyan region", (Eds. Marlow, L., Kendall, C. and Yose, L.) 106 1-27. Memoir- American Association of Petroleum Geologists.

Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L.E., Krystyn, L. and Saidi, A., 1998. "Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea", Geophysical Journal International 135(1), p. 77-92.

Domeier, M. and Torsvik, T. H., 2014. "Plate tectonics in the late Paleozoic", Geoscience Frontiers 5(3), p. 303-350. Gaetani, M., Angiolini, L., Ueno, K., Nicora, A., Stephenson, M. H., Sciunnach, D., Rettori, R., Price, G. D. and Sabouri,

J., 2009. "Pennsylvanian–Early Triassic stratigraphy in the Alborz Mountains (Iran)", Geological Society, London, Special Publications 312(1), p. 79-128.

Horton, B. K., Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Axen, G. J., Gillis, R. J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M. D., Zamanzadeh, S. M. and Grove, M., 2008. "Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics", Tectonophysics 451(1–4), p. 97-122.

Naderi, A., Ghasemi, H., Santos, J.F., Rocha, F., Griffin, W.L., Hadi Shafaii Moghadam, H. and Papadopoulou, L., 2018. "Petrogenesis and tectonic setting of the Tuyeh-Darvar Granitoid (Northern Iran): Constraints from zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd isotope geochemistry", Lithos, doi:10.1016/j.lithos.2018.08.034.

Nikishin, A. M., Ziegler, P. A., Abbott, D., Brunet, M. F. and Cloetingh, S., 2002. "Permo–Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics", Tectonophysics, 351(1–2), p. 3-39.

Saidi, A. and Ghasemi, M. R., 1993. "Geological map of Baladeh, scale 1/100000", Geological Survey of Iran.

Stampfli, G. M. and Borel, G. D., 2002. "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic

plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones", Earth and Planetary Science Letters 196(1-2), p. 17-33.

Stöcklin, J., 1974. "Possible ancient continental margins in Iran, The geology of continental margins", Springer, pp. 873-887.

Vahdati Daneshmand, F., 1991. "Geological map of Amol, scale 1/250000", Geological Survey of Iran.

Wilmsen, M., Fürsich, F. T., Seyed-Emami, K., Majidifard, M. R. and Taheri, J., 2009. "The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland", Terra Nova 21(3), p. 211-218.

Zanchi, A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A. and Sabouri, J., 2009. "The Eo-Cimmerian (Late? Triassic) orogeny in north Iran", Geological Society, London, Special Publications 312(1), p. 31-55.



۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



حكيده:

# سن سنجی U-Pb، ترکیب ایزوتوپهای Nd-Sr و پتروژنز انواع گرانیتوئیدهای شمال بردسکن، شمال شرقی ایران ◊◊◊◊◊◊◊◊

سید علی مظهری دانشیار گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور (s\_mazhari@pnu.ac.ir)

# **\$\$\$\$**

سنگهای نفوذی فلسیک شمال بردسکن در اواخر پرکامبرین – اوایل کامبرین (نئوپروتروزوئیک) تشکیل شدهاند. این سنگها ترکیب مونزو گرانیت – گرانودیوریتی داشته و از نظر ژئوشیمیایی به دو گروه مختلف تقسیم می شوند. گرانیتوئیدهای قدیمی تر (OG) در حدود ۵۵۰ میلیون سال پیش متبلور شده و در رده ماگماهای متاآلومین کالکآلکالن قرار می گیرند. این سنگها نسبتهای ایزوتوپی مشابه منابع گوشتهای با <sup>38</sup>Sr<sup>86</sup>Sr پایین (۲۰۷۰ – ۲۰۷۰) و مقادیر ۲۰۸۴ بالا (۲۶۸۰ + ۲/۴۹ ) دارند و داده های ژئوشیمیایی همچون نسبتهای پایین Rb/37 و Bb/3 نشاندهندهٔ تشکیل آنها از طریق ذوب سنگهای بازیک می باشد. داده های سن منبعی گوشته یا یا ین Sr<sup>86</sup>Sr و Bb/3 نشاندهندهٔ تشکیل آنها از طریق ذوب منگهای بازیک می باشد. داده های سن سنجی U-Pb بر روی بلورهای زیرکن در گرانیتوئیدهای جوان تر (YG)، سن حدود ) بیانگر نقش عمده منابع پوسته ای در ژنز گرانیتوئیدهای PS<sup>78/8</sup>Sr<sup>86</sup>Sr (۲۰۱۰ – ۲۰/۱۰) و مقادیر منفی اک<sup>9</sup>Ph اینگر نقش عمده منابع پوسته ای در ژنز گرانیتوئیدهای PG بوده و ترکیب ژئوشیمیایی این سنگها مشابه مذابهای حاصل از ذوب سنگهای رسوبی دگرگون شده می باشد. ماگماتیسم این منطقه در طی یک فرایند فرورانشی و زون برخوردی شکل گرفته است. ویژ گیهای ژئوشیمیایی حاکی از تشکیل گرانیتوئیدهای GC همزمان با فرورانش و به دنبال آن شکل گیری

**کلید واژه ها**: گرانیتوئید، نئوپروتروزوئیک، گوشته، پوسته، بردسکن

#### U-Pb dating, Nd-Sr isotopic composition and petrogenesis of granitoid types in the north of Bardaskan, NE of Iran Seved Ali Mazhari

Department of Geology, Payame Noor University

# Abstract:

Felsic intrusive rocks in the north of Bardaskan were formed at late Precambrian- early Cambrian (Neoprotrozoic). These rocks have monzogranite- granodiorite composition and could be geochemically divided to two groups. Older granitoids (OG) were crystalized at 550 Ma and are classified as met-aluminous calcalkaline magmas. These rocks have mantle-like isotopic ratios with low  ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr_i$  (0.704- 0.707) and high  $ENd_t$  (+2.49 and +3.68). Geochemical data such as low Rb/Sr and Rb/Ba ratios indicate that OG were generated through the melting of basic sources. The zircon U-Pb dating shows 530 Ma as the crystallization age of yanger granitoids (YG). The high  ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr_i$  ratios (0.710- 0.714) and negative  $ENd_t$  (-6.95 and -4.54) are indicative of the major role of crustal sources in the formation of YG granitoids. These rocks have geochemical



۲۳ و ۲٤ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم



characteristics similar to the metasedimetary derived melts. Magmatic rocks of this area were formed in the subductional process and collisional zone. Geochemical data represent that OG and YG granitoids could be formed during subduction and syn- early post collisional events, respectively.

Keywords : granitoids, Neoprotrozoic, mantle, crust, Bardaskan

# **~~~~~**

مقدمه :

زون تکنار در شمال شرقی ایران مرکزی و شمال بلوک لوت واقع شده است (شکل ۱۱لف). دو گسل مهم تکنار در شمال و درونه در جنوب این زون را به ترتیب از ناحیه افیولیتی سبزوار و بلوک لوت جدا می سازند (شکل ۱۰). وجود گسلها و عوامل ساختاری متفاوت و مجموعه سنگ شناسی متنوع موجب پیچیدگی تحول زمین شناسی در این ناحیه شده است. رخنمونهای سنگی زون تکنار اغلب شامل رخساره های رسویی، سنگهای آتشفشانی- اذرآواری و توده های نفوذی پر کامبرین- نئوپروتروزوئیک می شوند. سنگهای نفوذی زون تکنار مجموعه ای از ترکیبات مختلف فلسیک و مافیک هستند که تحت عنوان کمپلکس برنورد از آنها یاد می شود. مطالعات سالهای اخیر بر روی سنگهای نفوذی این منطقه، سن انتهای پر کامبرین- اوایل کامبرین (نئوپروتروزوئیک) را برای جایگیری سنگهای نفوذی به اثبات رسانده است ستند که تحت عنوان کمپلکس برنورد از آنها یاد می شود. مطالعات سالهای اخیر بر روی سنگهای نفوذی این منطقه، سن ستنهای پر کامبرین- اوایل کامبرین (نئوپروتروزوئیک) را برای جایگیری سنگهای نفوذی به اثبات رسانده است ستنگها و همچنین تغیرات قابل ملاحظه در ژئوشیمی انواع سنگهای نفوذی تکنار، مطالعه و بررسی دقیق لیتولوژیهای مختلف در بخشهای گوناگون این زون برای درک کامل تحول زمین شناسی این ناحیه کاملا ضروری به نظر می رسد. در (شرق کمپلکس برنورد) تعیین شده و پتروژنز این سنگها مورد مطالعه و بررسی قرار می گیرد. نتایج حاصل از این تحقیق میتواند کمکی به سزا در تعیین محیط تکتونوه گمایی نئوپروتروزوئیک در این ناحیه بنماید. در بختین

# روش تحقيق:

در این تحقیق پس از جمع آوری اطلاعات قبلی و بازدید مقدماتی صحرایی، نمونهبرداری هدفمند از منطقه صورت گرفت. از نمونه های برداشت شده مقاطع نازک تهیه شد و مطالعات پترو گرافی بر روی آنها انجام گرفت. از میان نمونه های برداشت شده، ده نمونه با کمترین دگرسانی برای تجزیه شیمیایی انتخاب گردید و ترکیب اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب به ترتیب به روشهای XRF و ICP-MS تعیین گردید. از میان این نمونه ها چهار نمونه انتخاب شده و تعیین سن U-Pb بر روی زیرکنهای جدا شده به روش ICP-MS انجام شد و نسبتهای ایزو توپی Nd-Sm و Nd-Sm آنها با کمک IMS تعیین گردید. آنالیز عناصر و تعیین نسبتهای ایزو توپی ActLabs کانادا و سن سنجی در دانشگاه وین اتریش صورت گرفت. در نهایت تفسیر پترولوژیکی گرانیتوئیدهای منطقه براساس داده های بدست آمده ارائه گردید.



شکل۱. الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه در زونهای ساختاری ایران. ب) نمای کلی از زون تکنار و موقعیت منطقه مورد مطالعه. ج) نقشه ساده زمینشناسی منطقه مورد مطالعه.

# نتایج و بحث:

سنگهای نفوذی منطقه مورد مطالعه در تشکیلات پرکامبرین تکنار نفوذ کرده اند. این تشکیلات شامل تناوبی از انواع سنگهای رسوبی، ریولیتی و آذرآواری میشوند (شهرابی و همکاران، ۱۳۸۵). مجموعه سنگهای نفوذی متشکل از انواع مختلف بازیک و اسیدی میباشند (شکل ۱ج). روابط بین سنگهای مافیک و فلسیک در بخشهای مختلف متفاوت میباشد. در برخی رخنمونها، سنگهای بازیک توسط دایکهای گرانیتوئیدی قطع شدهاند. البته دادههای سن سنجی ما حاکی از این است که سن این رخنمونها کاملا متفاوت و مربوط به کرتاسه میباشد (شکل ۱ج، دادههای در حال آماده سازی). سایر قسمتهای مجموعه نفوذی سن نئوپروتروزوئیک دارند که در برخی نقاط برهم کنش و روابط تداخلی بین ماگمای فلسیک



و مافیک به وسیله بروز انکلاوهای مافیک در گرانیتوئیدها قابل مشاهده است. البته بیشترین حجم توده نفوذی در این منطقه شامل رخنمونهای مجزا از گرانیتوئیدها و سنگهای بازیک میشود که ارتباط بین آنها پوشیده شده یا نامشخص میباشد.



شکل۲. نمودارهای تعیین سن U-Pb و منحنی کنکوردیا به همراه نمونههایی از تصاویر کاتادولومینسانس (CL) زیر کنها در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه. نمودارهای الف و ب مربوط به گرانیتهای OG و ج و د متعلق به گرانیتوئیدهای YG میباشند.

دادههای سن سنجی بر روی زیر کن نمونههای گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوئیک نشان می دهد که آنها را می توان به دو گروه گرانیتوئیدهای قدیمی تر (OG) و گرانیتوئیدهای جوان تر (YG) تقسیم کرد. گرانیتوئیدهای قدیمی تر فاقد زیر کن بازمانده بوده و سن تبلور حدود ۵۵۰ میلیون سال را نشان می دهند؛ در حالیکه گرانیتوئیدهای جوان سن تبلور حدود ۵۳۰ میلیون سال داشته و حاوی زیر کن بازمانده (با سنهای Ma می اسن در حالیکه گرانیتوئیدهای جوان سن تبلور حدود ۵۳۰ میلیون سال مونزو گرانیت تا گرانودیوریت می شود که به طور عمده از کوارتز، پلاژیو کلاز و آلکالی فلدسپار شکل گرفتهاند. بیوتیت کانی مافیک اصلی است که تقریبا در تمام نمونهها (اعم از OG) و PY) دیده می شود. آمفیبول (که اغلب نیز کلریتی شده است) تنها در گرانیتوئیدهای قدیمی تر دیده می شود. تیتانیت، آپاتیت و زیر کن کانیهای فرعی تشکیل دهنده گرانیتوئیدها می باشند و کلریت، سریسیت و کلسیت در اثر دگرسانی حاصل شده اند. لازم به ذکر است که انکلاوهای مافیک و برهم-کنش سنگهای اسیدی و بازیک تنها در رخنمونهای OG قابل مشاهده است و گرانیتوئیدهای جوان تر فاقد انکلاو می باشند.


دادههای ایزوتوپی نشان میدهد که تفاوت بارزی در ترکیب ایزوتوپی گرانیتوئیدهای OG و YG وجود دارد. گرانیتوئیدهای قدیمی تر دارای نسبتهای <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr پایین (۷۰۷۰ – ۰/۷۰۰) و ۲۸۵۰ بالا (۳/۶۸+ و ۲/۴۹+) در مقایسه با گرانیتوئیدهای جوان تر (۲۰/۱۰ – ۰/۷۱۰) ای <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr با ۴۸۵۰ و ۴۸۵۰ – ۲۸۵۰) میباشند. سن محاسبه شده مدل Nd بر مبنای گوشته تهی شده (T<sub>DM</sub>) در گرانیتوئیدهای قدیمی (Ga ۲۸۵۰ – ۲۱/۷۰) به وضوح بیشتر از گرانیتوئیدهای جوان تر (Ga مبنای گوشته تهی شده (T<sub>DM</sub>) در گرانیتوئیدهای قدیمی (Ga ۲۵۸۰ – ۱/۷۶۰) به وضوح بیشتر از گرانیتوئیدهای جوان تر (Ga گرانیتوئیدهای قدیمی تر نسبتهای ایزوتوپی نشان میدهد گرانیتوئیدهای OG و YG از منابع مختلف منشأ گرفته اند چراکه گرانیتوئیدهای قدیمی تر نسبتهای ایزوتوپی تهی شده شبیه به منابع گوشته ای ظاهر می سازند و در سوی دیگر، گرانیتوئیدهای جوان تر نسبتهایی مشابه منابع پوسته را دارا می باشند (شکل ۳). وجود زیر کن بازمانده در گرانیتوئیدهای YG نیز مؤید نقش بیشتر هضم یا آلایش پوسته در تشکیل آنها می باشد.



شکل۳. نمایش تفاوت نسبتهای ایزوتوپی گرانیتوئیدهای OG (▲) و VG (Δ) در نمودارهای <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr در مقابل ENdt (الف)، و در مقابل سن مدل گوشتهای (ب).

بررسی ترکیب عناصر مختلف حاکی از اختلاف چشمگیر گرانیتوئیدهای OG و YG میباشد. گرانیتهای OG به نسبت گروه دیگر از اکسیدهای تیتانیوم، آلومینیوم، کلسیم، سدیم و فلزات حدواسط غنی شده اند، در حالیکه نمونه های YG دارای مقادیر بالاتری K2O، Ba Rb و بسیاری از عناصر با شدت میدان یونی بالا (HFSE) و عناصر نادر خاکی (REE) میباشند. به طور کلی گرانیتوئیدهای جوان تر ترکیب پر آلومین داشته و در سری کالک آلکالن با پتاسیم بالا قرار می گیرند ولی نمونه های OG گرانیتوئیدهای حوان تر ترکیب پر آلومین محسوب می شوند (شکل<sup>4</sup>). در دیاگرامهای عنکبوتی نرمالیزه شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۵الف) تمام گرانیتوئیدها نابهنجاری منفی RT، ND و تنان می دهند که از ویژ گیهای ماگماهای تشکیل شده در منطق فرورانش محسوب می شود (شکل<sup>4</sup>). در دیاگرامهای عنکبوتی نرمالیزه شده ماگماهای تشکیل شده در منطق فرورانش محسوب می شود (Seconder Streen). غنی شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نیست به عناصر نادرخاکی سنگین (HREE) در همه نمونهها مشاهده می شود ولی تغییرات الگو در

گرانیتوئیدهای OG (۸۹– ۲/۳= La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> یشتر از نمونههای YG (۴/۴– ۴/۵– La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub>) میباشد (شکل ۵ب). تفاوت بارز نسبتهای ایزوتوپی و ترکیب ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای OG و YG مؤید تفاوت ماهیت و نحوهٔ تشکیل این دو گروه میباشد. ترکیب گرانیتوئیدهای YG منشأ پوستهای و دخالت رسوبات پوسته در ژنز آنها را تأیید میکند. در سوی دیگر، ترکیب ایزوتوپی گرانیتوئیدهای OG نسبتا اولیه (juvenile) و شبیه به گوشته میباشد (شکل ۳). دو مدل برای تشکیل این نوع گرانیتوئیدها پیشنهاد شده است : (۱) تفریق بلوری ماگماهای بازیک مشتق شده از گوشته و (۲) ذوب



بخشی سنگهای مختلف مشتق شده از گوشته (Clemens et al., 2016). گرانیتوئیدهای OG علیرغم داشتن ترکیب ایزوتوپی مشابه با گوشته تهی شده، دارای مقادیر Th/Nb)<sub>PM</sub>) بالا (بین ۸ تا ۱۵/۵ در مقایسه با کمتر از ۶/۵ برای مذابهای مشتق شده از گوشته) و Nb/U پایین (کمتر از ۳ در مقایسه با ۵< برای مذابهای گوشتهای) هستند که نشاندهنده شکل گیری آنها از مواد پوسته می باشد (Nb/u پایین (کمتر از ۳ در مقایسه با ۵< برای مذابهای گوشتهای) هستند که نشاندهنده شکل گیری آنها از مواد ماگماهای مافیک این منطقه را منتفی می سازد (Th/Nb) باین گرانیتها امکان تشکیل آنها از طریق تفریق بلوری که خود ماهیت گوشتهای دارند (انواع سنگهای آذرین و آمفیبولیتها)، بهترین گزینه برای ژنز گرانیتوئیدهای YG می باشد. مقایسه ترکیب نمونه های مورد مطالعه با مذابهای گرانیتوئیدی حاصل از ذوب سنگهای پوسته نیز بر ماهیت متفاوت دو نوع گرانیت منطقه تأکید دارد به طوریکه گرانیتوئیدهای جوانتر مشابه مذابهای حاصل از ذوب سنگهای رسوبی هستند و گرانیت منطقه تأکید دارد به طوریکه گرانیتوئیدهای جوانتر مشابه مذابهای حاصل از ذوب سنگهای رسوبی هستند و



شکل۴. تفاوت تر کیب گرانیتوئیدهای منطقه در نمودارهای SiO2 در برابر K<sub>2</sub>O (الف) و A/CNK در برابر A/NK (ب). علائم همانند

شکل۳ است.



شکل۵. الف) نمودارعنکبوتی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه نرمالیزه شده نسب به گوشته اولیه. ب) الگوی REE نرمالیزه شده نسبت به کندریت. علائم مشابه شکل۳است.



شکل۶. الف) مقایسه تر کیب عناصر اصلی (الف) و کمیاب (ب) گرانیتوئیدهای مورد مطالعه با مذابهای حاصل از ذوب سنگهای مختلف پوسته. علائم همانند شکل۳ است.

از ماگماتیسم نئویرو تروزوئیک در تکنار به عنوان یک زون بیگانه در ایران مرکزی (,Monazzami Bagherzadeh et al 2015) يا بازمانده انفجار ماگمايي (flare-up) كمان كادومين در حاشيه شمالي گندوانا (ShafaiiMoghadam et al. 2017) یادشدهاست. ویژگیهای ماگماهای مناطق برخوردی و کمان ماگمایی در تمام نمونههای مطالعات گذشته و این تحقیق قابل مشاهده است که وجود یک منطقه فعال فرورانشی در نئوپروتروزوئیک را به اثبات میرساند. گرانیتوئیدهای تشکیل شده در مناطق فروانش بدلیل وجود منابع مختلف و واکنشهای گسترده بین پوستههای قارهای- اقیانوسی و گوه گوشتهای، ترکیبی بسیار متنوع داشته و شامل انواع ماگماهای مشتق شده از نسبتهای مختلف مواد گوشته و پوسته می شوند ( Clemens et al., 2016). در مطالعات گذشته بیشتر بر روی گرانیتوئیدهای زون تکنار و مجموعه برنورد بر منشأ رسویی (گرانیتهای نوع S) تأكيد شده است (ShafaiiMoghadam et al. 2017؛ Monazzami Bagherzadeh et al., 2015). بااين حال، تفاوت تر کیب ایزو تو یی در بخشهای مختلف گرانیتو ئیدهای تکنار در آن مطالعات نیز کاملا بارز است ( ShafaiiMoghadam et al. 2017). نتایج حاصل از این مطالعه نشان میدهد که گرانیتوئیدهای قدیمی تر از ذوب سنگهایی با منشأ گوشتهای حاصل شدهاند و در حقیقت در گروه گرانیتوئیدهای نوع I قرار می گیرند؛ اما گرانیتهای YG ترکیبی کاملا منطبق با گرانیتهای نوع s ظاهر می سازند. با توجه به این دادهها می توان پیشنهاد داد که در طی فرایند فرورانش در ابتدا (حدود ۵۵۰ میلیون سال قبل) گرانیتوئیدهای OG از ذوب سنگهای مافیک یوسته تشکیل شدهاند. تشکیل این گروه از گرانیتوئیدها تقریبا همزمان با ماگماهای مافیک منطقه میباشد چرا که سن سنجی گابروهای منطقه (ShafaiiMoghadam et al. 2017) همسن بودن آنها را تأیید می کند و همچنین روابط تداخلی بین گرانیتوئیدهای OG و گابروها و وجود انکلاوهای مافیک مؤید این امر می-باشد. با گذشت زمان و در طی مراحل برخورد یا کمی پس از آن (حدود Ma)، مذابهای گرانیتوئیدی با درصد بالایی از منابع رسوبی شکل گرفتهاند. ترکیب عناصر HFSE در نمونههای مورد مطالعه نیز نشان میدهد که گرانیتوئیدهای قدیمی تر کاملا منطبق با گرانیتوئیدهای کمانهای آتشفشانی هستند درحالی که ترکیب گرانیتوئیدهای جوان تر متمایل به گرانيتو ئېدهاي درون صفحهاي مي شو د (شکل٧).



# نتیجه گیری:

گرانیتوئیدهای نئوپروتروزوئیک زون تکنار در شمال بردسکن در دو بازه زمانی (به ترتیب حدود ۵۵۰ و ۵۳۰ میلیون سال پیش) تشکیل شدهاند. سنگهای قدیمی تر ترکیب متفاوتی از نمونههای جوان تر دارند به طوری که دارای نسبتهای ایزوتوپی مشابه منابع گوشته ای با نسبتهای <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr پایین و ۲۸d بالا می باشند. داده های ژئوشیمیایی نشان دهندهٔ تشکیل این گرانیتوئیدها از طریق ذوب بخشی سنگهای بازیک پوسته می باشد. در مقابل نمونه های جوان تر سرشار از پتاسیم و دارای نسبتهای بالای <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr و مقادیر منفی ۳۰d هستند و ترکیب ژئوشیمیایی آنها نشان از نقش عمده سنگهای رسوبی در ژنز آنها دارد. گرانیتوئیدهای قدیمی تر در زون بر خوردی و در محیط فرورانشی تشکیل شده اند در حالی که گرانیتهای جوان تر در مرحله همزمان یا کمی پس از بر خورد شکل گرفته اند.



شکل۷. نمایش ترکیب نمونههای مورد مطالعه در نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی گرانیتها. علائم مشابه شکل۳ است.

# منابع فارسى:



# **References:**

Clemens, J.D., Regmi, K., Nicholls, I.A., Weinberg, R., Maas, R. 2016. "The Tynong pluton, its mafic synplutonic sheets and igneous microgranular enclaves: the nature of the mantle connection in I-type granitic magmas", Contrib Mineral Petrol 171:35.

Monazzami Bagherzadeh, R. Karimpour, M.H., Farmer, G.L., Stern, C.R., Santos, J.F., Rahimi, B., Heidarian Shahri, M.R., 2015. "U–Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr–Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward Complex (Bardaskan-NE Iran)", Journal of Asian Earth Sciences 111, 54–71.

Shafaii Moghadam, H., Li, X.H., Santos, J.F., Stern, R.J., Griffin, W.L., Ghorbani, G., Sarebani, N., 2017. *"Neoproterozoic magmatic flare-up along the N. margin of Gondwana: The Taknar complex, NE Iran"*, Earth and Planetary Science Letters 474, 83–96.

Tatsumi, Y., Eggins, S., 1995. "Subduction Zone Magmatism. Blackwell Science", Cambridge, 211 pp.



Zhou, H., Zhao, G., Han, Y., Wang, B., 2018 "Geochemistry and zircon U-Pb-Hf isotopes of Paleozoic intrusive rocks in the Damao area in Inner Mongolia, northern China: Implications for the tectonic evolution of the Bainaimiao arc", Lithos 314–315, 119–139.





# پتروژنز گرانیتوئیدهای ملایر با استفاده از ژئوشیمی بیوتیت(با دو روش آنالیزی XRF وEPMA) ، شمال غرب زون

سنندج – سیر جان، ایران ♦♦♦♦♦♦♦ فروغ معظمی گودرزی<sup>۱</sup>°، رضا زارعی سهامیه<sup>۲</sup>، حسن زمانیان<sup>۳</sup> ۱ دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشگاه لرستان، خرم آباد ۲و۳ گروه زمین شناسی، دانشگاه لرستان، خرم آباد نویسنده مسئول:bizhan.yegane@gmail.com \*

# چکیدہ :

بیوتیت کانی فرومنیزین غالب در توده گرانیتوئیدی ملایر است که در شمال غرب زون سنندج – سیرجان واقع شده است. ۲۰ نمونه بیوتیت از سنگ های گرانیتی این توده به وسیله دو روش اسپکترومتری فلورسانس اشعه ایگس و الکترون میکروپروب آنالیز شد. ترکیب شیمیایی نشان داد که برجسته ترین تنوع ترکیبی بیوتیت محتوی Al کل و مقدار نسبت Fe/Fe+Mg است. در گرانیت های توده گرانیتوئیدی ملایر، مشتق شده از مواد متارسوبی پوسته بالایی بیوتیت محتوی Al کل و مقدار نسبت Fe/Fe+Mg است. در گرانیت های توده گرانیتوئیدی ملایر، مشتق ملاحظه در آهن دو ظرفیتی (نسبت Fe/Fe+Mg با دامنه ۱۹۷۰ تا ۱۹/۸۷) را نشان می دهد و ترکیب آن نزدیک قطب سیدروفیلیت قرار می گیرد. براساس شیمی کانی بیوتیت گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در حوضه پر آلومین و گرانیت های تیپ یلات شده و از نظر جایگاه تکتونیکی در محیط های مرتبط با کمان ماگمایی قاره ای ایجاد شده اند. بیشتر نمونه ها بین بافرهای MNO و MM قرار می گیرد که نشان دهنده تبلور این بیوتیت ها در شرایط احیاء است. با فرض دمای تشکیل بین ۲۰۰۰ درجه سانتی گراد برای گرانیت ها مقدار فوگاسیته اکسیژن در حین تبلور بیوتیت از ۲۰۰۰ تا <sup>۱۱</sup>۰۰ برای توده ملایر تغییر می کند. ترکیب شیمیایی بیوتیت در حقیقت ماهیت ماگرای در مید میند ولی به تنهایی بدون استفاده از سایر داده ها می تواند خصوصیت تکتونوماگمایی گرانیت ها را نشان دهد.

**کلید واژه ها**:بیوتیت، شیمی کانی، EPMA, XRF، گرانیت ملایر، سنندج-سیرجان

Petrpgenesis of Malayer Granitoids by Geochemistry of biotite(using analytical method XRF and EPMA), Northwest part of the Sanandaj-Sirjan zone, Iran Forugh Moazami Goodarzi<sup>\*1</sup>, <u>Reza Zaree</u> Sahamie<sup>2</sup>, Hasan Zamanian<sup>3</sup> <u>1, Ph.D Student of Petrology in Lorestsn university</u> 2,3 Dept., of Geology, University of Lorestan \*bizhan.yegane@gmail.com

**Abstract:** Biotite is the dominant ferromagnesian mineral in granitic rocks of Sammen plutons located in the northwest of Sanandaj-Sirjan zone. Biotite analysis has been carried out by both wave length X-ray flourcence spectrometry (WDS-XRF) and electron microprobe. Composition of 20 biotite specimens from the granitic rocks shows that the most pronounced variations in biotite are total Al contents and Fe/Fe+Mg values. In granites of the Sammen pluton, derived from metasedimentary material, biotite exhibits a remarkable increase in total Al (2.42 to 3.62 apfu) and considerable iron-enrichment [Fe/Fe+Mg in the range of 0.50 to 0.80], with compositions nearing the siderophyllite end member. The study of mineral chemistry of biotite determines that the studied granodiorites were S-type and peralominos that fall in the field of continental magmatic arc orogenic suitesc. The biotite from most samples plots mainly on or between the QFM and NNO buffers, implying fairly reducing conditions during crystallizationAssuming a reasonable ranges of crystallization temprature of 800 to 900°C for granites, oxygen fugacities ranged from (10<sup>-10</sup> to 10<sup>-17</sup> bars )For granites Sammen during crystallization. Composition of biotite reflects primarily the nature of the host magmas. But it cannot readily be used for tectonomagmatic charaterization of these rocks without the aid of other types of data.



Abstract:(Biotite, Mineral chemistry, XRF, EPMA, Malayer Granitoid, Sanandaj-Sirjan) ♦♦♦♦♦♦

# مقدمه :

اخیرأ توانایی قابل توجه کانی بیوتیت در تعیین خصوصیات ماگمایی گرانیتوئیدها مورد توجه قرار گرفته است (شعبانی و همکاران، ۲۰۰۳ و محسن ابن احد، ۲۰۰۵) و حساسیت بالای این کانی نسبت به مقدار و یا تغییرات مقدارFe/Fe+Mg و AL ماگمای مادر ،این دو اثرپذیری بیوتیت از ماگمای مادر، شرایط غالب در سنگ میزبان را به طور مستقیم نشان می دهد(لالوند و برنارد، ۱۹۹۳). بدنه اصلی توده ملایر گرانودیوریت – تونالیت است که همراه با توده های کوچک و بزرگ و دایکهای گرانیتوییدی می باشد. از توده های نفوذی این ناحیه میتوان از توده گرانیت میلونیت انجیره توده گرانودیوریتی ملایر گرانیتوییدهای طجر، مالیچه، کمربنه و گرانیت گارنت دار بهمن آباد نام برد.

روش تحقيق:

از آنجا که هدف این تحقیق بررسی ترکیب شیمیایی کانی بیوتیت به منظور بررسی پتروژنز گرانیت هاست لـذا بررسی دقیق رفتار ژئوشیمی سه عنصر اصلی آهن، آلومینیوم و منیزیم در ساختار این کانی و روشن سـاختن مسـئله رابطـه ترکیبـی بیوتیت و محیط تکتونیکی و پتروژنز توده های گرانیتوئیدی منطقه ضروری است.

# روش آناليز

در این تحقیق بیوتیت به دو روش EPMA و XRF و XRF آنالیز شد. به منظور آنالیز الکترون میکروپروب (EPMA) از تعداد<sup>۶</sup> نمونه از سنگ های مختلف مورد مطالعه شامل تونالیت، گرانیت و گرانودیوریت ها مقطع صیقلی(Thine – Polish) تهیه گردید و در آزمایشگاه فرآوری مواد معدنی وزارت صنایع و معادن ایران نمونه ها توسط الکترون میکروپروپog مدل SX100 آنالیز شد (شکل وجدول۱). به منظور آنالیز XRF تعداد ۱۴ نمونه از انواع بیوتیت در سنگ های مختلف مورد مطالعه شامل تونالیت، گرانیت ها، و گرانودیوریت ها در آزمایشگاه XRF تربیت معلم توسط دستگاه XRF مدل فیلیپس



شکل ۱ تصویر دو نمونه بیوتیت که توسط روش الکترون میکروپروب آانالیز شده اند

فرمول ساختمانی بیوتیتها برای هر نمونه بر اساس (OH, F, Cl, X2 Y4-6 Z8 و فرمول معمولی بیوتیت X2.2 Y5.2 Z7.96 O20 (OH,F,Cl) و فرمول معمولی ان ۱۹۸۶ و (OH, F, Cl, X2 Y5.2 Z7.96 O20 (OH,F,Cl) اقتباس از دیر و همکاران ۱۹۸۶ و (OH,F,Cl) (OH,F,Cl) اقتباس





از زوسمن، ۱۹۹۲ ساخته شد. نتایج به دست آمده از آنالیز بیوتیت ها با هر دو روش EPMA و XRF تقریباً مشابه بوده((جدول۲) یک نمونه به عنوان مثال) در نتیجه نتایج در نمودارهای مشترکی نشان داده شده است.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

Sample	S12-1	S13-x	S14	S15-4	H17-	S16 - p	XS	S17	Bssss
SiO2	36.20	30.97	37.01	34.18	33.66	36.80	33	32.54	30
TiO2	1.647	3.52	1.53	3.42	3.44	3.03	2.56	3.08	3.13
Al2O3	15.15	18.5	15.67	17.66	16.70	17.80	14.2	18.584	18.22
FeO	18.213	23	17.85	19.34	20	18.25	17.71	21	22.6
Fe2O3	3.32	3.52	2	3.77	2.94	3.2	3.459	4.19	4.14
MnO	0.301	0.36	0.34	0.21	0.20	0.42	0.21	0.43	0.27
MgO	10.22	9.23	10.65	5.98	5.72	6.63	11.54	4.75	3
CaO	0.209	0.95	0.21	0.09	0.20	0.06	1.23	0.07	0.03
Na2O	0.09	0.06	0.06	0.24	0.18	0.02	0.14	0.13	0.19
K20	10.51	11.54	10.67	10.83	10.52	10.40	12.14	10.96	14.00
F	0.29	0.23	0.42	0.40	0.35	0.219		0.41	0.4
Cl	0.08	0.05	0.21	0.11	0.02	0.08	0.078	0.13	0.126
H2O	4.06		4.08	4.01	3.90	4	4	3.62	3.65
Total	100.33	101.97	100.73	100.29	98	100.95632	100.29	99.94	99.78
Si	5.312	4.89	5.383	5.075	5.129	5.328	5.069	4.937	5.249
AlIV	2.619	3.11	2.617	2.925	2.871	2.672	2.454	3.063	2.751
Ζ	7.931	8	8	8	8	8	7.523	8	8
AlVI	0	0.329	0.068	0.163	0.395	0.363	0	0.257	0.723
Ti	0.182	0.419	0.168	0.382	0.337	0.331	0.283	0.352	0.382
Fe3	0.367	0.418	0.219	0.422	2.548	0.348	0.382	0.478	0.504
Fe2	2.235	3.036	2.172	2.402	0	2.21	2.174	2.664	3.06
Mn	0.037	0.048	0.042	0.027	0.027	0.053	0.027	0.056	0.038
Mg	2.236	2.172	2.31	1.323	1.3	1.432	2.525	1.074	1.185
Y	5.057	6.422	5	4.719	4.607	4.737	5.391	4.881	5.892
Ca	0.033	0.161	0.034	0.016	0.034	0.01	0.193	0.012	0.006
Na	0.028	0.021	0.018	0.071	0.055	0.007	0.042	0.039	0.062
K	1.969	2.325	1.98	2.052	2.045	1.922	2.273	2.122	2.893
X	2.03	2.507	2.032	2.139	2.134	1.939	2.508	2.173	2.961
Cations	15.01	16.92	15.01	14.85	14.86	14.66	15.42	15.05	16.85
CF	0.26	0.26	0.38	0.37	0.23	0.201	0.20	0.39	0.41
CCl	0.04	0.03	0.03	0.05	0.34	0.04	0.03	0.06	0.06
ОН	3.97	0	3.96	3.97	3.97	3.86	3.91	3.66	0
0	24	24	24	24	24	24	24	24	24
Fe/FeMg	0.5	0.58	0.48	0.64	0.66	0.61	0.46	0.71	0.72
M-/E-M-	0.5	0.42	0.52	0.26	0.24	0.20	0.54	0.20	0.20

جدول ۱ نتیجه انالیز بیوتیت های توده نفوذی ملایر با روش (EPMA) و (XRF)

رده بندی بیوتیت ها: اسپیر (۱۹۸۴) با توجه به تغییرات AL و (Fe/(Fe+Mg) میکاها، چهار گوش آنیت (Annite) سیدروفیلیت (Siderophylite) فلو گوپیت (Phlogopite) و ایستونیت (Eastonite) را به صورت چهار گوش (ASPE) برای نشان دادن ترکیب این کانی ها ارائه نمود. دو متغیر به کار رفته در این نمودار شاخص تعیین جایگاه تکتونیکی نیز می باشند. از این نمودار مخصوصا می توان برای تشخیص دو اندیس پر آلومینی (با توجه به مقدار AL) و حالت اکسیداسیون و احیاء(با توجه به (Fe/(Fe+Mg)) سنگ میزبان بیوتیت نیز کمک گرفت. نمونه بیوتیت های توده نفوذی ملایر دارای دامنه وسیعی از تغییرات مقدار محتوی AL کل می باشند و دارای محتوی AL کل بین ۲/۴۲ تا ۲/۶۲۵ در هر واحد فرمولی (a.p.f.u) است و



روندی از قطب فلوگوپیت به طرف قطب سیدروفیلیت دارد(شکل ۲). یعنی هم در محتوی Al و هم در نسبت Fe/(Fe+Mg) که از ۸/۰ تا ۸/۰ است روند افزایشی مشاهده می شود. همچنین نسبت های بالا و تقریبا غیر یکنواخت Fe/Fe+Mg در این بیوتیت ها می تواند نشان دهنده ماهیت احیایی تشکیل گرانیتوئیدها باشد(زیانو،۲۰۰۹).

> جدول ۱– مقایسه نتیجه آنالیز الکترون میکروپروب و XRF یک نمونه از بیوتیت های مورد مطالعه، محاسبه کاتیون ها بر اساس ۲۴ اکسیژن

GF9	روشXRF	روشEPMA
SiO <sub>2</sub>	33.80	34
TiO <sub>2</sub>	2.32	2.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.47	17.30
*FeO	23.84	22.90
MnO	0.314	0.31
MgO	6.13	6.29
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.11
K <sub>2</sub> O	10.58	10.5
CaO	0.20	0.20
Ti	0.49	0.37
Si	5.43	5.31
Al IV	2.58	2.69
	Z=8	Z=8
Al VI	0.2	0.1
Fe <sup>2+</sup>	1.65	1.66
Fe <sup>3+</sup>	1.65	2.48
Mn	2.84	0.57
Mg	0.5	1.38
Y=	Y=6.17	Y=6.19
Na+	0.05	0.04
<b>K</b> +	2	2
Ca+	0.079	0.05
<b>X</b> =	X=2.33	X=2.09



شکل۲) طبقه بندی شیمیایی میکاهای توده نفوذی مورد مطالعه (اسپیر،۱۹۸۴)

پتروژنز گرانیت ها بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت ها پر آلومینه بیوتیت و سنگ های مادر (لالوند و برنارد، ۱۹۹۳): برجسته ترین خصوصیت ترکیبی بیوتیت در توده های نفوذی محتوی Al کل آن است این شاخص به طور مستقیم پر آلومینه ماگمای مادر را منعکس می کند کانی بیوتیت غالب ترین کانی فرومنیزین برای دریافت آلمینیوم اضافی ماگما است در نتیجه این خصوصیت در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه در پلات پر آلومینه (A/CNK) سنگ مادر در مقابل پر آلومینه (A/CNK) کانی

بیوتیت نشان داده شده است. تغییر نسبت مولی (CaO+ Na<sub>2</sub> O + K<sub>2</sub> O) / Al<sub>2</sub> O<sub>3</sub> / (CaO+ Na<sub>2</sub> O + K<sub>2</sub> O) در بیوتیت می تواند روند پر آلومینه ماگمای سازنده را به نمایش بگذارد. ترکیب بیوتیت های توده نفوذی ملایر یک تطابق مثبت بین مقدار A/CNK در سنگ کل و بیوتیت نشان می دهند(شکل<sup>۳</sup>) و این امر می تواند موید شکل گیری این واحد از والد رسوبی و پر آلومین باشد(لالوند و برنارد، ۱۹۹۳).







نمود و بر اساس تغییرات Mg در مقابل Al کل در بیوتیت ها ماگماهای گرانیتوئیدی را به چهار گروه متمایز: شکل۳-درجه اشباع از آلومینیوم بیوتیت های مورد مطالعه در مقابل سنگ میزبان(لالوند و برنارد، ۱۹۹۳). (P) گرانیتوئیدهای پر آلومینوس (C) گرانیتوئیدهای کالک آلکالن (SA) گرانیتوئیدهای ساب آلکالن و بالأخره (A-PA) گرانیتوئیدهای آلکالن-پر آلکالن تقسیم نمود و نتایج خود را در یک نمودار دوتایی ارائه نمود.در این نمودار ترکیب

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

بیوتیت های توده نفوذی ملایر در محدوده مربوط به گرانیتوئیدهای کالک آلکالن و تعداد کمی از آنها در محدوده مربوط به گرانیتوئیدهای آلومین پتاسیک قرار می گیرند(شکل، ۴).

FeO<sub>T</sub>, AI2O3 جهت تعیین سری ماگمای سازنده بیوتیت ها با استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی FeO<sub>T</sub>, AI2O3 در بیوتیت های سنگهای آلکالن، در MgO در بیوتیت ها اقدام به طبقه بتدی گرانیتوئیدها نمود. وی نسبت FeO\*/MgO در بیوتیت های سنگهای آلکالن، در بیوتیت های سنگهای پر آلومین و در بیوتیت های کالک آلکالن اندازه گیری کرد. سپس بر این اساس سه سری ماگمایی و معاقبا سه محدوده تکتونیکی را برای گرانیتوئیدها معرفی کردکه حاصل نوع و کمیت جانشینی های خاصی از سه عنصر اما معنور اس منتقبا معای منتقبا سه محدوده تکتونیکی را برای گرانیتوئیدها معرفی کردکه حاصل نوع و کمیت جانشینی های خاصی از سه عنصر آهن، منیزیم و آلمینیوم با یکدیگر بوده است پهنه A: بیوتیت در سنگهای آلکالی (سنگهای غیر کوهزایی وابسته به کشش) آمن منیزیم و آلمینیوم با یکدیگر بوده است پهنه A: بیوتیت در سنگهای کالک آلکالن (سنگهای کوهزایی وابسته به فرورانش) شامل گرانیت های کوهزایی وابسته به فرورانش) شامل گرانیت های بوتیت در سنگهای کالک آلکالن (سنگهای کوهزایی وابسته به فرورانش) شامل گرانیت های بوتیت در سنگهای کالک آلکالن (سنگهای کوهزایی وابسته به فرورانش) شامل گرانیت های بوتیت دا شامل می شود. پهنه P : بیوتیت در سنگهای کرهزایی وابسته به فرورانش) شامل گرانیت های بوده است پهنه C : بیوتیت در سنگهای کالک آلکالن (سنگهای کوهزایی وابسته به فرورانش) شامل گرانیت های نوع I را شامل می شود. پهنه P : بیوتیت در سنگهای پر آلومین (سنگهای کوهزایی وابسته به فرورانش) شامل گرانیت های برخوردی – نوع S می باشد.



شکل ۴)تعیین سری ماگمایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت (ناچیت، ۱۹۸۵)؛ شکل۵) تعیین سری ماگمایی گرانیتوئیدهای مورد مطالعه بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت(عبدالرحمن، ۱۹۹۵)

طبق نمودار بیوتیتهای توده نفوذی ملایر در پهنه P قرار می گیرند. به استثنای دو نمونه که در محدوده C (محدوده کالک آلکالن) قرار گرفته اند. همان نمونه های S3, S9روند کالک آلکالن را نشان می دهند که علت آن می تواند افزایش منیزیم در اثرجانشینی با آلمینیوم باشد.





تعیین فوگاسیته اکسیژن و درجه اکسیداسیون و احیاء

در یک ماگما تغییرات پارامتر نسبت Fe2O3/FeO در کانی بیوتیت اثر کرده است. وونز و ایجستر(۱۹۶۵) با فرض اینکه بجز Mg و Fe جانشینی دیگری بر تعادل بیوتیت در خط اتصال(محلول جامد) بیوتیت – فلوگوپیت اثر خاصی ندارد فوگاسیته اکسیژن را یک متغیر فوق العاده وابسته به تشکیل و در نتیجه ترکیب بیوتیت برآورد کردند و بر اساس مقدار Fe/Fe+Mg دو روند متضاد در فوگاسیته اکسیژن و دما تشخیص دادند. یک روند اکسیداسیونی که بیوتیت به صورت افزاینده ای با کاهش دما (با پیشرفت تبلور) از نظر منیزیوم غنی می شود و یک روند احیایی یا کاهنده که بیوتیت به غنی می شود. در شکل (۶A) ایندکس انجماد Fe از ای افز اینده صورت يعنى Fe<sup>2+</sup> - 100MgO/(MgO+FeO+Fe2O3+Na2O+K2O) نيز مي تواند جانشين دما شود(لالوند و برنارد، ۱۹۹۳). در نمودار Fe³+ - Mg (وونز و ایجستر، ۱۹۶۵) بیوتیت توده ملایر شرایط مشابهی را نشان می دهد. در دسترس بودن اکسیژن اضافی منجر به ساخته شدن اولیه آمفیبول و اکسید آهن (مگنتیت) می شود و این گردآودی آهن را از مذاب های کالک آلکالن به آهستگی متوقف می کند و بیوتیت غنی از منیزیم به آرامی متبلور می شود(کریم پور، ۲۰۱۱).

روند کیفی از فوگاسیته اکسیژن را میتوان از مقدار Fe/Fe+Mg بیوتیت با استفاده از منحنی کالیبره وونز و ایجستر(۱۹۶۵) که بر اساس دو پارامتر T – (O2) از تعادل مگنتیت فلدسپات پتاسیم و بیوتیت که به دست آمده است نیز بر آورد کرد این سه فاز در همه سنگ های مورد مطالعه وجود دارند. با فرض این که دمای تبلور برای گرانیت ها ۷۵۰ تا ۹۰۰ درجه سیلیسیوس است (شکل 6B) ، فوگاسیته اکسیژن برای گرانیت های توده نفوذی ملایر دارای دامنه بین <sup>۱۰-</sup> ۲۰ تا <sup>۱۷-</sup> ۱۰ است (شکل 6C).



شکل۶– (A) نمودار سه تایی Fe<sup>3+</sup>-Fe<sup>2+</sup>-Mg به منظور تعیین فوگاسیته اکسیژن اقتباس از وونز و ایجستر (۱۹۶۵) خطوط خط چین ترکیب بیوتیت های بافر شده در سیستم سه تایی KFe<sup>3+</sup>AlSi<sup>3</sup>O12H-1-KFe<sup>3+</sup>2Al3O10(OH)2-KMg3AlSi3O10(OH)2 را نشان می دهد (B) تصویر نشان دهنده نمودار منحنی پایداری بیوتیت و فلوگوپیت و منحنی ذوب گرانیت اقتباس از ویلی (۱۹۷۹) و کلمنس و وال (۱۹۸۱). (C) تصویر نشان دهنده نمودار





تغییرات فوگاسیته اکسیژن در مقابل دما بر حسب درجه سیلیسیوس اقتباس از وونز و ایجستر (۱۹۶۵) پایداری بیوتیت ها با مقادیر lghdv مخصوص تابعی از فوگاسیته اکسیژن و دما در فشار کلی ۲۰۸۰ بار است. نتایجپتروژنزو تکتونوماگمایی فوق از طریق آنالیز سنگ کل (معظمی گودرزی،۱۳۸۵ ) نیز به دست آمد.

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

# **\$\$\$\$**

فتیجه گیری : بیوتیت به عنوان مهم ترین فاز کانیایی مافیک در سنگ های گرانودیوریتی ملایر وجود دارد. در این گرانیتوئیدها تطابق مثبت بین توزیع تکتونیکی گرانیتوئیدها و خصوصیات ژئوشیمیایی بیوتیت وجود دارد. به طور کلی نتایج آنالیز تک کانی بیوتیت و سنگ کل نشان داد که ماگمای منشأ توده گرانیتوئیدی ملایر دارای جایگاه برخورد قاره ای است که با شرکت مواد پر آلومین رسوبی یک روند افزایشی در محتوی AL در مقدار ثابت Fe/Fe+Mg حاصل شده است. در مقایسه دو روش آنالیز کانی بیوتیت و آنالیز سنگ کل در تعیین خصوصیات پتروژنتیکی گرانیتوئیدها به روش سنگ استفاده از ترکیب شیمیایی کانی بیوتیت می تواند به عنوان روش مکمل برای بررسی پتروژنز گرانیتوئیدها به روش سنگ کل باشد. آنالیز کانی بیوتیت به جای سنگ کل میتوانند اثرات ناخوشایند زمینه سنگ را روی داده های حاصل از آنالیز شیمیایی کاهش دهند. به دلیل دقت قابل قبول و دسترسی آسانتر، آنالیز بیوتیت توسط روش ARF می تواند جایگزین آنالیز کانی به روش الکترون میکرو پروب شود. محنوی آ

### **References:**

معظمی گودرزی، ف.، ۱۳۸۵، "کاربرد ترکیب شیمیایی بیوتیت در تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدهای بروجرد-همدان (شمال غرب زون سنندج-سیرجان)"، پایان نامه کارشناسی ارشد دانشگاه تربیت معلم.

Abdel-Rahman, A. M., 1994 "Nature of biotites from alkaline, Calc-alkaline and peraluminous magmas" J. Petrol, 35, 525-541.

Ben Ohoud, M., 2005 "Discrimination between Primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites", Publhshed by Elsevier SAS.

ClemensJ. D. and Wall, V. J., 1981"Crystalization and origin of Some perallminous(S-Type) granitic Magmas" Canadian Mineralogy, NO 19, 11-032

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1962 "Rock- forming minerals, 3 rd. V. sheet silicatyes", Longman, London.

Karimpour, M. H., Stern. C. R., Mouradi, M., 2011 "Chemical composition of biotite as a guide to petrogenesis of granitic rocks from Maherabad, Dehnow, Gheshlagh, Khajehmourad and Najmabad, Iran" Iranian society of crystallography and mineralogy Vol.18, No. 4, Winter 1389/2011 Pages 89 to 100.

Lalonde, A. Bernard, P., 1993 "Composition and colour of Biotite from granits", Canadian mineralogist. 31: 203-217.

Nachit, H., Razafimaha, N., Stussi, J.M., Carron, J-P., 1985. "Composition chimique des biotites et typologyie magmatique des granitoides", C.R. Acad. Sci., 'Ser. II, 301, 813-818.

Shabbani, A.T. Lalonde, A., 2003. "Composition of Biotite from Granitic Rocks of the Canadian Appalachian: A potential tectonomagmatic indicator", The Canadian mineralogist. vol. 41, pp. 1381-1396.

Wones, D.R. Eugster, H.P. 1965 "Stability of biotite experiment, theory, and applhcation" Am. Mineral. 50, 1228-1272

Speer, J. A., 1984 "Mica in igneous rocks. In: Micas, Bailey, S. WI (ed; Mineralogical Socity of America, Rewiew in Mineralogy, 13, 299-356.



Xianwu, B., Ruizhong, H., Hanley, J.J., Mungall J.E., Jiantang, P., Linbo, S., Kaixing, W., Yan, S., Hongli, L., Xiaoyan, H., 2009 "Crystallisation condition (*T*, *P*, fO2) from mineral chemistry of Cu- and Au-mineralised alkaline intrusions in the Red River-Jinshajiang alkaline igneous belt, western Yunnan Province, china", Miner. Petrol., 96, 43-58.

Zussman. D. H., 1992 "An Introduction to the rock - foring minerals" second edt Longman .787 p.





# رخداد ولاستونیت در اسکارن مرتبط با توده گرانودیوریتی قهرود (جنوب شرق قمصر، استان اصفهان) همهدی، هاشمی استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷ ـ ۱۹۳۹۵، تهران

ه رمین سناسی، دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۱۳۹۷-د <u>Economic.geology@yahoo.com</u>

**\$\$\$\$** 

# چکیدہ:

تعداد کمی از اسکارنهای ایران از نظر میزان کانیهای صنعتی (مانند ولاستونیت) ارزش اقتصادی دارند. ولاستونیت در ایران همراه اسکارنهای مرتبط با توده نفوذی وجود دارد. در تعدادی از اسکارنهای مذکور کانیسازی آهن و مس رخ داده است.

در محل برخورد توده نفوذی قهرود (میوسن میانی) با سنگهای رسوبی، سنگهای دگرگونی مجاورتی همچون اسکارن در جنوب شرق قمصر تشکیل شده است. ولاستونیت در این اسکارنها در مرحله دگرگونی پیشرونده (مجاورتی) تشکیل شده است. مجموعه کانیایی و پاراژنزی در بعضی از اسکارنهای منطقه، گارنت، ولاستونیت و کلسیت هستند. ولاستونیتها در بین کلسیتها قرار گرفتهاند و در جاهایی همراه با گارنت تشکیل شدهاند. در اسکارنهای منطقه حرارت مورد نیاز برای تشکیل ولاستونیت، از توده نفوذی تأمین شده و به دلیل باز بودن سیستم و امکان خروج گاز 2O2، شرایط تشکیل ولاستونیت فراهم شده است. احتمالاً با خروج CO2 در درز و شکافها، فشار بخشی 2O2 به طور موضعی کاهش یافته و ولاستونیت از واکنش کلسیت موجود در سنگ میزبان با کوارتز تشکیل شده است.

كليد واژه ها: (قمصر، اسكارن، توده گرانوديوريتي، ولاستونيت، فشار بخشي)

# The occurrence of wollastonite in skarn related to Ghohroud granodiorite body (Southeast of Ghamsar, Isfahan province)

Mehdi, Hashemi

Department of Geology, Payame Noor University, PO Box 19395-3697, Tehran, Iran

# Abstract:

Few skarns in Iran have economic value in terms of industrial minerals (such as wollastonite). Wollastonite in Iran is accompanied by skarns associated with intrusive body. In some of these skarns, mineralization of iron and copper has occurred.

At the site of the collision of the Ghohroud intrusive body (middle miocene) with sedimentary rocks, contact metamorphic rocks such as skarn in the southeast of Ghamsar are formed. Wollastonite in these skarns is formed in progressive (contact) metamorphic phase. Paragenetic and mineral assebblage are in some skarns of the area, garnet, wollastonite and calcite. Wollastonites are found among calcites and in places with garnet.

In the skarns of the area, the heat required for the formation of wollastonite is provided from the intrusive body and due to the openness of the system and the possibility of  $CO_2$  exiting, the conditions for the formation of





wollastonite are provided. Probably, by exiting  $CO_2$  in the diaclases, the  $CO_2$  partial pressure is reduced locally and wollastonite is formed from the reaction of calcite in the host rock with quartz.

۲۳ و ۲۵ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه پیام نور قم

Keywords: (Ghamsar, Skarn, Granodiorite Body, Wollastonite, Partial Pressure)

# **\$\$\$\$**

# مقدمه:

در ایران با توجه به فعالیت گسترده ولکانیکی سنوزوئیک و شکل گیری کمربند ولکانوپلوتونیک ارومیه ـ دختر و نفوذ آن به درون واحدهای رسوبی پالئوزوئیک و مزوزوئیک، رخدادهای متنوع اسکارنی در امتداد این کمربند یافت میشوند. بسیاری از این اسکارنها حاوی کانسار بوده و امروزه مورد بهره برداری قرار می گیرند. اسکارنهای بی شماری در ایران یافت شده است اما بیشتر آنها از لحاظ اقتصادی حائز اهمیت نیستند. شمار اندکی از اسکارنهای ایران از لحاظ میزان آهن، مس، کانیهای صنعتی (مانند ولاستونیت و گارنت) و ذخایر غیرفلزی (مانند سنگهای مرمر) ارزش اقتصادی دارند. آهن و مس رخ داده است. ولاستونیت در جاهایی همراه اسکارنهای وابسته به افیولیتها مشاهده شده است. ولاستونیت آهن و مس رخ داده است. ولاستونیت در جاهایی همراه اسکارنهای وابسته به افیولیتها مشاهده شده است. ولاستونیت

ولاستونیت علاوه بر قهرود همراه اسکارنهای شرق قزان قمصر (معین، ۱۳۹۲)، کالکافی انارک (رنجبر ، ۱۳۸۸)، مزرعه حنا فشارک اصفهان (جاویدی آلسعدی، ۱۳۸۹)، اچستان محلات (اسلامی، ۱۳۹۰)، شیرکوه یزد (مکی زاده، ۱۳۸۳)، حوش تفت (رهگشای و همکاران ۱۳۸۷)، گاودل اهر (محمودینیا، ۱۳۹۱)، الوند همدان (پورکاسب و ساکی۱۳۹۱)، آورزمان ملایر (ویس کرمی، ۱۳۸۹)، کوه گبری رفسنجان (ایزدی، ۱۳۹۱)، کوه صاحب الزمان کرمان (دهقانی، ۱۳۹۱) و تنگ حنای نی ریز (نوری خانکهدانی و همکاران، ۱۳۹۱) مشاهده می شود.

همچنین ولاستونیت در اسکارنهای آهندار همانند شهرک ۱ تکاب (معانی جو، ۱۳۹۱)، قصرفیروزه تهران (فتاحیمنش، ۱۳۹۰)، آستامال خاروانا (باغبان اصغری نژاد، ۱۳۹۱)، سنگان خواف (شامل ۳ محدوده در سمآهنی (آهی، ۱۳۹۰)، سنجدک III (عباس زاده گنجی، ۱۳۹۴) و تپه قرمز (حیدری، ۱۳۹۲)) و اسکارنهای مس همانند مزرعه (ملائی، ۱۳۸۶) و اسکارن مس ـ آهن سرخ کوه خوسف (طالع فاضل و همکاران، ۱۳۹۵) وجود دارد.

اسکارنهای افیولیت عشین ـ زوار انارک ( ترابی، ۱۳۸۰) و افیولیت ملانژ شمال نائین (ترابی و همکاران، ۱۳۸۴) و اندیس منگنز هلالان معلمان دامغان (مصدق، ۱۳۹۴) نیز حاوی ولاستونیت هستند.

# **\$\$\$\$\$**

# روش تحقيق:

در طی مطالعات صحرایی تعداد ۹۰ نمونه سنگ از قسمتهای مختلف منطقه برداشت شد. از بین نمونههای برداشت شده ۴۱ نمونه برای تهیه مقاطع نازک انتخاب و مقاطع نازک تهیه و مطالعه شدند. مقاطع نازک برای شناسایی واحدهای سنگی منطقه استفاده شدند.





### **\$\$\$\$\$**

## بحث:

منطقه مورد مطالعه در جنوب شرق شهرستان قمصر (استان اصفهان) و شرق روستای قهرود در مختصات جغرافیایی بین ۲۴ ۵۱° تا ۲۸ °۵۱ طول شرقی و ۲۹<sup>۰</sup> ۳۳ تا ۳۳<sup>۰</sup> ۲۳ عرض شمالی قرار دارد.

واحدهای سنگی اصلی منطقه مورد مطالعه شامل یک توده نفوذی با ترکیب گرانودیوریت – تونالیت با سن میوسن میانی و سنگهای رسوبی بوده که در محل برخورد با توده نفوذی منطقه تشکیل سنگهای دگرگونی مجاورتی همچون اسکارن، مرمر، کوارتزیت و هورنفلس را داده است.

اسکارنهای واقع در بخش شرقی قهرود از جمله جالب توجهترین اسکارنها از دیدگاه کانی شناختی و سنگ شناسی میباشند. کانیهای موجود در اسکارنهای بخش شرقی گرانودیوریت قهرود شامل ولاستونیت، کلینوپیروکسن (دیوپسید)، اسفن، گارنت، ترمولیت \_اکتینولیت، وزوویانیت (ایدوکراز)، اپیدوت، کلریت، کلسیت و کوارتز میباشند.

اسکارن های قهرود بر اساس روابط بافتی و پاراژنز کانیها، چند مرحلهای هستند. مطالعات کانی شناسی و مشاهدات صحرایی نشان دهنده دو مرحله اصلی دگرگونی پیشرونده و پسرونده میباشد که ولاستونیت در مرحله دگرگونی پیشرونده (مجاورتی) تشکیل شده است. یکی از مجموعه کانیایی و پاراژنزی در اسکارنهای منطقه، گارنت + ولاستونیت + کلسیت هستند، بنابراین اسکارنهای مربوطه به نام گارنت ولاستونیت اسکارن نامگذاری می شوند.

ولاستونیت از کانیهای شاخص مرحله پیشرونده اسکارنهای کلسیمدار در منطقه میباشد. ولاستونیتهای منطقه در مقاطع طولی سوزنی و ستونی با رخهای ظریف و منظم و در مقاطع عرضی با دو دسته رخ (که گاه شبیه به مقاطع عرضی پیروکسن است) دیده میشوند. ولاستونیت در PPL بیرنگ با برجستگی پایین و در XPL رنگ تداخلی خاکستری تا زرد سری اول را نشان میدهد. این ولاستونیتها به صورت رشتهای و یا به صورت پراکنده در بین کلسیتها قرار گرفتهاند (شکل ۱). ولاستونیت همراه با گارنت در محل برخورد توده نفوذی با اسکارنهای کلسیمدار جانشینی تشکیل شده است.



شکل ۱: ولاستونیت (Wo) در زمینه کلسیت (Cal).





پتروژنز

تشکیل ولاستونیت طبق نظر وینکلر (۱۹۷۶)، پیدایش ولاستونیت حاکی از آغاز رخساره پیروکسن هورنفلس میباشد. ولاستونیت که از واکنش کوارتز و کلسیت حاصل می گردد، در هر محیط زمین شناسی یافت نمی شود، به طوری که کوارتز و کلسیت در شرایط دگرگونی ناحیهای حتی در دماهای بسیار بالا، به صورت پایدار در کنار یکدیگر و به صورت پاراژنز یافت می-شوند. این کانی ها تنها زمانی جهت تشکیل ولاستونیت با یکدیگر واکنش میدهند که به طریقی فوگاسیته CO2 در محیط کاهش یابد. در این حالت از واکنش کوارتز و کلسیت، ولاستونیت و CO2 تشکیل می گردد.

ولاستونیت از کانیهای شاخص است که در دمای بالا و فشار بخشی پایین CO<sub>2</sub> تشکیل میشود. احتمالاً با تغییر شرایط محلی، افزایش آب به محیط یا خروج CO<sub>2</sub> در درز و شکافها، فشار بخشی CO<sub>2</sub> به طور موضعی کاهش یافته و ولاستونیت از واکنش کلسیت و کوارتز تشکیل شده است (شکل ۲).

برای تشکیل ولاستونیت در گارنت ولاستونیت اسکارن، واکنش زیر پیشنهاد شده است (ترسی و فورست، ۱۹۹۱): CaCO<sub>3</sub> + SiO<sub>2</sub> → CaSiO<sub>3</sub> + CO<sub>2</sub> ولاستونیت کوارتز کلسیت

برای انجام این واکنش، نیاز به حرارت میباشد. بنابراین در شرایط دگرگونی ناحیهای و تحت فشارهای بالا امکان تشکیل این کانی وجود ندارد در نتیجه اکثر ولاستونیتها در داخل هالههای حرارتی و از طریق دگرگونی مجاورتی در فشارهای نسبتاً پایین تشکیل شدهاند. همچنین واکنش فوق یک واکنش از نوع کربن زدایی میباشد که برای پیشرفت آن نیازمند آزادسازی CO2 و خارج شدن این گاز میباشد زیرا فشارهای زیاد CO2 مانع از انجام واکنشهای کربن زدایی شده و با افزایش غلظت CO2، دمای لازم برای تشکیل ولاستونیت افزایش مییابد. این مطلب در شکل ۲ یعنی منحنی فشار - حرارت



شکل ۲: منحنی فشار ـ دما برای تشکیل ولاستونیت (Wo) در سیستم (CMS (CaO-MgO-SiO2-CO2) (ترسی و فورست، ۱۹۹۱). Cal=کوارتز.



مربوط به محدوده های پایداری کلسیت و کوارتز قابل مشاهده است. بدین صورت که با افزایش مقادیر X<sub>CO2</sub> منحنیها از ۰/۵ به ۱، حرارت تشکیل ولاستونیت از حدود ۵۰۰ درجه سانتی گراد به ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد میرسد. همچنین طبق نمودار ارائه شده توسط ترسی و فورست (۱۹۹۱)، منحنی تغییرات Pco2 نسبت به دما دارای شیب مثبت میباشد و درجه حرارت تشکیل ولاستونیت در محدوده ۴۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی گراد با افزایش Pco2 افزایش پیدا می کند (شکل ۲). CO2 در سیستمهای باز قادر می باشد که در فشارهای پایین از سنگ خارج شود، در نتیجه واکنش مزبور، نسبت به شرایطی که فشار کل سیستم پایین است، در حرارتهای کمتری انجام می شود. در اسکارنها به دلیل باز بودن سیستم و امکان خروج گاز CO<sub>2</sub>، شرایط تشکیل ولاستونیت فراهم می شود. در اسکارنها

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

حرارت مورد نیاز برای تشکیل ولاستونیت از توده نفوذی تأمین میشود و ولاستونیت در اثر واکنش با آهک موجود در سنگ ميزبان تشكيل ميشود.

# **0000000**

# نتىحە گېرى:

تعداد کمی از اسکارنهای ایران از نظر میزان کانیهای صنعتی (مانند ولاستونیت) ارزش اقتصادی دارند. ولاستونیت در ايران همراه اسكارنهاي مرتبط با توده نفوذي وجود دارد. در تعدادي از اسكارنهاي مذكور كاني سازي آهن و مس رخ داده است.

در محل برخورد توده نفوذی قهرود (میوسن میانی) با سنگهای رسوبی، سنگهای دگرگونی مجاورتی همچون اسکارن در جنوب شرق قمصر تشکیل شده است. ولاستونیت در این اسکارنها در مرحله دگرگونی پیشرونده (مجاورتی) تشکیل شده است. مجموعه کانیایی و پاراژنزی در بعضی از اسکارنهای منطقه، گارنت، ولاستونیت و کلسیت هستند. ولاستونيتها در بين كلسيتها قرار گرفتهاند و در جاهايي همراه با گارنت تشكيل شدهاند.

در اسکارنهای منطقه حرارت مورد نیاز برای تشکیل ولاستونیت، از توده نفوذی تأمین شده و به دلیل باز بودن سیستم و امکان خروج گاز CO<sub>2</sub>، شرایط تشکیل ولاستونیت فراهم شده است. احتمالاً با خروج CO<sub>2</sub> در درز و شکافها، فشار بخشی CO<sub>2</sub> به طور موضعی کاهش یافته و ولاستونیت از واکنش کلسیت موجود در سنگ میزبان با کوارتز تشکیل شده است.

# 0000000

اسلامی، ز.، ۱۳۹۰، "پترولوژی و پتروگرافی اسکارنهای اچستان (جنوب محلات، استان مرکزی) "، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

ایزدی، م.، ۱۳۹۱، "ژئوشیمی و کانی شناسی زون های اسکارنی در هاله دگرگونی کوه گبری رفسنجان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شيراز.



# منابع فارسي:





آهی، ا.، ۱۳۹۰، "کانیشناسی، زمین گرماسنجی و ژنز کانسار سنگ آهن سم آهنی (آنومالی شرقی معدن آهن سـنگان \_جنـوب شـرقی منطقـه خواف)"، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.

باغبان اصغری نژاد، س.، ۱۳۹۱، "بررسی ژنز، کانیشناسی و ژئوشیمی اسکارن آهن-مس آستامال، شـمالشـرق خاروانـا، آذربایجـانشـرقی"، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.

پورکاسب، ه.، ساکی، ع.، ۱۳۹۱، "مطالعه شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل اسکارنها در همبری باتولیت الوند با سنگهای آهکی دگرگون شده، همدان، غرب ایران"، زمین شناسی اقتصادی، شماره ۱، جلد ۴، ۱۳۰–۱۲۳.

ترابی، ق.ا.، ۱۳۸۰، "رخداد رگههای ولاستونیتی در رودینگیتهای دینامیک مجموع افیولیتی عشین-زوار ( غرب منطقه انارک \_شمال شرق استان اصفهان) "، فشرده مقالات نهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران.

ترابی، ق.ا.، نور بهشت، ا.، شیر دشت زاده، ن.، ۱۳۸۴، "مطالعه آمفیبولیتها و اسکارنهای افیولیت ملانژ شمال نائین (استان اصفهان)"، بیست و چهارمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی.

جاویدی آلسعدی، م.، ۱۳۸۹، "تبیین ترکیب شیمیایی سازندگان ماگمایی در تکوین اسکارنهای آهکی فشارک، شمال شـرق اصـفهان، مرکـز ایران"، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.

حیدری، م.، ۱۳۹۲، "پتروگرافی، کانی سازی، ژئوشیمی و مغناطیس سنجی محدوده تپه قرمز، معدن سـنگ آهـن سـنگان خـواف"، پايـاننامـه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد.

دهقانی، س.، ۱۳۹۱، "پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی اسکارن کوه صاحب الزمان کرمان" پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.

رنجبر، س.، ۱۳۸۸، "پژوهش های سنگ شناسی و کانی شناختی اسکارنهای منطقه کالکافی (شمال شرق انارک، استان اصفهان)"، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.

رهگشای، م.، مکی زاده، م.ع.، عمویی اردکانی، ط.، شفایی مقدم، ه.، ۱۳۸۷، "ژئوشیمی مجموعه کانیایی گارنت-وزوویانیت-ولاستونیت-پیروکسن در اسکارنهای حوش، غرب تفت (استان یزد)"، نشریه بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دوره ۱۶، شماره ۱، ۴۸–۳۱.

سالمی، ر.، خرم رودی، آ.، معانی جو، م.، ۱۳۹۱، "بررسی مینرالوگرافی و ژئوشیمیایی توده سنگ آهن شهرک ۱، شرق تکاب"، سی و یکمین همایش علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

طالع فاضل، ا.، گراوندی، ا.، گراوندی، پ.، ۱۳۹۵، "زمینشناسی، کانهزایی و تخمین ذخیره کانسار پلیمتال سرخ کوه خوسف (استان خراسان جنوبی)"، سی و پنجمین گردهمایی ملی علوم زمین.

عباس زاده گنجی، ا.، ۱۳۹۴، "زمینشناسی، پتروگرافی، ژئوشیمی و کانی سازی سنجدک III، آنومالی شرقی معدن آهـن سـنگان"، پايـاننامـه کارشناسی ارشد، دانشگاه فردوسی مشهد.

فتاحیمنش، س.، ۱۳۹۰، "زمینشناسی اقتصادی آثار کانیزایی آهن در قصرفیروزه تهران"، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه لرستان. محمودینیا، ح.،۱۳۹۱، "بررسی پتروگرافی و پترولوژی توده نفوذی گاودل با نگرشی ویژه بر اسکارنزایی در منطقه اهر، آذربایجان شرقی"، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.

مصدق، م.، ۱۳۹۴، "کانیشناسی، زمینشیمی و الگوی پیدایش کانسار منگنز هلالان، منطقه معلمان، جنوب دامغان"، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.



### **References:**

Tracy, R.J., Frost, B.R., 1991. "Phase equilibria and thermobarometery of calcareous, ultramafic and mafic rocks, and iron formation, in Contact metamorphism (Kerrick, D. M., ed.) Mineralogical Society of American", Reviews in Mineralogy, 26, p. 207-289.

# **\$\$\$\$**





# **منشأ کلریت در زون اسکارن توده نفوذی قهرود (جنوب شرق کاشان، استان اصفهان)** مهدی، هاشمی استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷ ـ ۱۹۳۹۵، تهران

Economic.geology@yahoo.com

**\$\$\$\$** 

# چکیدہ:

نفوذ توده گرانودیوریتی قهرود (پس از میوسن تحتانی) به درون واحد کربناته (سنگ آهک) باعث دگرگونی مجاورتی نسبتاً گسترده ای در اطراف خود و تشکیل اسکارن شده است. به علت وجود کانیهای گرمابی و کلریت از نوع پنین در منطقه، همچنین همراهی کلریت با کوارتز در حفرات و شکستگیها، اکثر کلریت های منطقه منشأ گرمابی دارند و ناشی از دگرگونی ناحیهای نیستند. دگرسانی کلریتی در منطقه به دو صورت گزینشی و رگهای ـ رگچهای دیده می شود. در دگرسانی گزینشی، بیوتیت و آمفیبول در گرانودیوریت دگرسان شده، در اثر دگرسانی گرمابی به کلریت تبدیل شدهاند. در کلریتی شدن رگهای ـ رگچهای، کلریت به صورت رگهای فضای بین گارنت ها را در اسکارن پر کرده است.

كليد واژه ها: (كاشان، قهرود، توده نفوذي، اسكارن، كلريت، گرمابي)

# The origin of chlorite in the skarn zone of Ghohroud intrusive body (Southeast of Kashan, Isfahan province)

Mehdi, Hashemi

Department of Geology, Payame Noor University, PO Box 19395-3697, Tehran, Iran

# Abstract:

The penetration of the Ghohroud granodiorite body (after the lower Miocene) into the carbonate unit (limestone) has caused a relatively broad contact metamorphism in the surrounding area and the formation of skarn. Due to the presence of hydrothermal minerals and pennine chlorite in the area, as well as the accompaniment of chlorite with quartz in cavities and fractures, most chlorites of the area have a hydrothermal origin and are not due to regional metamorphism. Chlorite alteration occurs in both selective and vein-veinlet type. In selective alteration, biotite and amphibole in altered granodiorite have been altered to chlorite, due to hydrothermal alteration. In vein-veinlet chloritization, chlorite in the form of vein has filled the space between the garnets in the skarn. Chloritization in the area occurred at a temperature of about 300°C.

Keywords: (Kashan, Ghohroud, Intrusive Body, Skarn, Chlorite, Hydrothermal)





#### مقدمه:

ترکیب شیمیایی کلریت در سنگها تابع ترکیب شیمیایی سنگ میزبان (بوینس و همکاران، ۱۹۹۱)، مجموعه کانیایی همراه (دکاریتات و همکاران، ۱۹۹۳)، ساختار بلوری کلریت (جنکینس و چرنوسکی، ۱۹۸۶)، fO<sub>2</sub> و fS (آلبی، ۱۹۹۲) تغییر می کند.

کلریت ها دارای سه منشأ گرمابی، دگرگونی و رسوبی هستند. بر اساس اسمیرنوف (۱۹۷۶) به علت وجود کانی های گرمابی و همچنین کلریت از نوع پنین (منیزیم دار، که دارای بی رفرنژانس کمتری نسبت به کلریت های آهن دار میباشد) در منطقه، همچنین همراهی کلریت با کوارتز در حفرات و شکستگی ها در منطقه که نشانگر تشکیل کلریت در طول مناطق تکتونیکی موضعی باریک میباشد، اکثر کلریت های منطقه منشأ گرمابی دارند و ناشی از دگرگونی ناحیه ای نمی باشند.

کلریتی شدن یکی از شاخههای فرعی پروپیلیتی شدن میباشد که کلریت بیش تر از سایر کانیها (اپیدوت، کلسیت و آلبیت) تشکیل شده است. کلریت در مرکز زون پروپیلیتیک و به طرف خارج زون کلسیت دیده می شود. تامپسون و تامپسون (۱۹۹۶) کلریت را یک کانی دگرسانی معمول در بسیاری از سیستمهای دگرسانی پروپیلیتی حاشیه ای می دانند. تشکیل کلریت حاصل تزریق محلولهای شیمیایی حاوی محتوای بالایی از Fe و Mg می باشد که در شرایط فیزیکو شیمیایی مناسب منجر به ایجاد گسترده ی این کانی شده است. دگرسانی کلریتی می تواند در گستره وسیعی از PH صورت بگیرد (کریم پور و سعادت، ۱۳۸۸). اگرچه به دلیل ناپایداری کلریتها در شرایط اسیدی، تشکیل این کانیها در PH های پایین، کمتر امکان پذیر می باشد (گیالهانو و همکاران، ۲۰۰۹).

زون کلریتی غالباً از اطراف به زون سریسیتی و از بالا به زون سیلیسی محدود می شود. واکنش کلریتی شدن با آزاد شدن SiO<sub>2</sub> همراه می باشد که می تواند به شکل کوارتز، همراه کلریت در جانشینی شرکت کند. همچنین به علت باز بودن سیستم گرمابی، امکان ورود کمی SiO<sub>2</sub> به سیستم واکنشی وجود دارد یعنی در شرایط ورود مقادیر بیش تری از SiO<sub>2</sub> واکنش کلریتی شدن متوقف و کوارتز به تدریج شروع به تبلور می کند.

# **\$\$\$\$**

# روش تحقيق:

در طی مطالعات صحرایی تعداد ۹۰ نمونه سنگ از قسمتهای مختلف منطقه برداشت شد. از بین نمونههای برداشت شده ۴۱ نمونه برای تهیه مقاطع نازک انتخاب و مقاطع نازک تهیه و مطالعه شدند. مقاطع نازک برای شناسایی واحدهای سنگی و دگرسانیهای منطقه استفاده شدند.

# **\$\$\$\$**





### بحث:

منطقه مورد مطالعه در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق شهرستان کاشان (استان اصفهان) و شرق روستای قهرود در مختصات جغرافیایی بین ۲۴ ۵۱° تا ۸۲ ۵۱° طول شرقی و ۳۹ ۳۳ تا ۳۳ ۵۳ عرض شمالی قرار دارد. نفوذ توده نفوذی قهرود به درون واحد کربناته (آهک) باعث دگرگونی مجاورتی نسبتاً گسترده ای در اطراف خود و تشکیل اسکارن شده است. تزریق این توده گرانودیوریتی پس از میوسن زیرین رخ داده است (کبیری، ۱۳۹۰). کانیهای اسکارنها شامل کلینوپیروکسن (دیوپسید)، ولاستونیت، اسفن، گارنت، ترمولیت – اکتینولیت، وزوویانیت (ایدوکراز)، اییدوت، کلریت، کلسیت و کوارتز می باشند.

اسکارن های قهرود براساس روابط بافتی و پاراژنز کانی ها، چند مرحله ای هستند. مطالعات کانی شناسی و مشاهدات صحرایی نشان دهنده دو مرحله اصلی دگرگونی پیشرونده و پسرونده می باشد. در مرحله دگرگونی پیشرونده (مجاورتی)، کانی های بدون آب مانند دیوپسید، ولاستونیت، اسفن و گارنت تشکیل شده اند. مرحله دگرگونی قهقرایی (پسرونده) شامل دو مرحله جداگانه است: در طی مرحله پسرونده پیشین کانی های بدون آب مرحله قبلی به کانی های آب دار ترمولیت - اکتینولیت، وزوویانیت و کانی های اپاک اکسیدی (مگنتیت، هماتیت) و سولفیدی (پیریت، کالکوسیت) تبدیل شده اند و در مرحله پسرونده پسین مجموعه سیلیکات های کلسیم آب دار و بی آب تحت تأثیر سیالات گرمابی کم دما دچار دگرسانی شده و در دمای حدود ۳۰۰ درجه سانتیگراد به کانی هایی مانند اپیدوت، کلریت، کالکوپیریت، مالاکیت، آزوریت و گوتیت تبدیل شده اند.

تشکیل کلریت ثانویه در دگرسانی میتواند از دگرسانی کانیهای مافیک و یا ورود آهن و منیزیم رخ دهد. هر دو فرایند نیز با یکدیگر ممکن است در تشکیل کلریت شرکت داشته باشند (اوانز، ۱۹۹۷).

دگرسانی کلریتی در منطقه به دو صورت گزینشی و رگهای – رگچهای دیده می شود. در دگرسانی گزینشی، در گرانودیوریت دگرسان شده، بیوتیتها در اثر دگرسانی گرمابی به کلریت (از نوع پنین) و اسفن تبدیل شدهاند (شکل ۱۵). در جاهایی آمفیبول نیز به کلریت تبدیل شده است. در کلریتی شدن رگهای ـ رگچهای، کلریت به صورت رگهای فضای بین کانیهای گارنت را در اپیدوت اسکارن پر کرده است (شکل ۱۵).

کلریتها با رنگ تداخل غیرعادی آبی رنگ دارای آهن در ترکیب خود هستند. این کلریتها به صورت روزنه ای در فضای خالی گارنتهای منطقه تشکیل شدهاند (شکل های ۱c و ۱d) میگارنتها با میترا کارندگاریته میار کرایت در منهایته میاری شده (شکل م۱)

در گارنت اپيدوت اسكارن، كلريت همراه كوارتز در حفرات ديده مي شود (شكل ١٤).



نتيجه گيري:

نفوذ توده گرانودیوریتی قهرود (پس از میوسن تحتانی) به درون واحد کربناته (سنگ آهک) باعث دگرگونی مجاورتی نسبتاً گسترده ای در اطراف خود و تشکیل اسکارن شده است. به علت وجود کانیهای گرمابی و کلریت از نوع پنین در منطقه، همچنین همراهی کلریت با کوارتز در حفرات و شکستگیها، اکثر کلریت های منطقه منشأ گرمابی دارند و ناشی از دگرگونی ناحیهای نیستند. دگرسانی کلریتی در منطقه به دو صورت گزینشی و رگهای ـ رگچهای دیده میشود. در





شکل ۱: a- تبدیل بیوتیت به کلریت (Cl) (از نوع پنین) و اسفن (Spn) (کلریتی شدن)، (XPL). ط- تشکیل کلریت های رگه ای در داخل گارنت (Grt) (کلریتی شدن)، (c.(PPL) – جای گیری کلریت به صورت پر کننده در فضای خالی گارنت (XPL). ط- گارنت تقریباً خود شکل در زمینه کوارتز (QtZ)، مگنتیت (Mag) و کلریت آهن دار (PPL). - همراهی کوارتز با کلریت در حفره گارنت (PPL).

دگرسانی گزینشی، بیوتیت و آمفیبول در گرانودیوریت دگرسان شده، در اثر دگرسانی گرمابی به کلریت تبدیل شدهاند. در کلریتی شدن رگهای ـ رگچهای، کلریت به صورت رگهای فضای بین گارنت ها را در اسکارن پر کرده است. کلریتی شدن در منطقه در دمای حدود ۳۰۰ درجه سانتیگراد رخ داده است.

**\$\$\$\$** 

**منابع فارسی:** اسمیرنوف، و.ا.، ۱۹۷۶. "زمینشناسی ذخایر معدنی"، ترجمه علیپور، ک.، مؤسسه انتشارات مرکز نشر دانشگاهی، ۷۷۹ صفحه. کبیری، س.، (۱۳۹۰)، "مطالعات کانیشناسی و زمین شیمیایی دگرسانی گرمابی در سنگ های آتشفشانی و آذر آواری قمصر (جنوب کاشان)"، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۵۲ صفحه. کریم پور، م.ح.، سعادت، س.، ۱۳۸۸. "زمین شناسی اقتصادی کاربردی"، انتشارات ارسلان، ۵۳۶ صفحه.





# **\$\$\$\$\$**

# **References:**

Albee, A.L., 1992. "Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series", American Mineralogist, 47, p. 851-870.

Bevins, R.E., Robinson, D., Rowbotham, G., 1991. "*Compositional variations in mafic phyllosilicates from regional low-grade metabasites and application of the chlorite geothermometer*", Journal Metamorphism Geology, 9, p. 711-721. De Caritat, P., Hutcheon, I., Walshe, J.L., 1993. "*Chlorite geothermometry: A review*", Clays and Clay Miner, 41, p. 219-239.

Evans, A.M., 1997. "An introduction to economic geology and its environmental impacts", Black Well Science, p. 364. Gailhanou, H., Rogez, J., Van Miltenburg, J.C., Van Genderen, A.C.G., Greneche, J.M., Gilles, C., Jalabert, D., Michau, N., Gaucher, E.C., Blanc, P., 2009. "Thermodynamic properties of chlorite CCa-2, Heat capacities, heat contents and entropies", Geochim. Cosmochim. Acta, 73, p. 4738-4749.

Jenkins, D.M., Chernosky, J.V., 1986. "Phase equilibria and crystalochemical properties of Mg-chlorites", American Mineralogist, 71, p. 924-936.

Thompson, A.J.B., Thompson, J.F.H., 1996. "Atlas of alteration. Geological association of Canada", Special Publication, 6, p. 119.

# **\$\$\$\$**





# **معرفی کانی وزوویانیت در اسکارنهای مجاور توده نفوذی قهرود (جنوب شرق کاشان، استان اصفهان)** ♦♦♦♦♦♦ مهدی، هاشمی

استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۳۶۹۷ ـ ۱۹۳۹، تهران Economic.geology@yahoo.com

**\$\$\$\$** 

چکیدہ:

ماگماتیسم سنوزوئیک در ایران همزمان یا پس از کوهزایی آلپ میانی و پایانی در پی فازهای فشارشی و همسان با فاز کششی رخ داده است. توده نفوذی قهرود (میوسن) با ترکیب گرانودیوریت ـ تونالیت نشانگر مهمترین فعالیت ماگمایی در منطقه جنوب شرق کاشان است. در منطقه جنوب شرق کاشان، سنگهای دگرگونی مجاورتی از قبیل اسکارن، مرمر، کوارتزیت و هورنفلس حضور دارند که با توده نفوذی قهرود و تحولات مربوط به آن ارتباط تنگاتنگی دارند. وزوویانیت (ایدوکراز) در طی مرحله پسرونده پیشین در اسکارنها تشکیل شده است. وزوویانیتهای مذکور همراه با گارنت و کلسیت دیده می شوند. وزوویانیت در منطقه در اثر دگرسانی گارنتها حاصل شدهاند. به این صورت که سیالات گرمابی توده نفوذی که به شدت غنی از H<sub>2</sub>O و فقیر از 2O2 بودهاند، باعث تبدیل گارنت ها به وزوویانیت در محدوده دمایی بین

كليد واژه ها: (كاشان، اسكارن، وزوويانيت، سيالات گرمابي، مرحله پسرونده)

# Introducing the Vesuvianite mineral in skarns adjacent to the intrusive body of Ghohroud (Southeast of kashan, Isfahan province)

Mehdi, Hashemi

Department of Geology, Payame Noor University, PO Box 19395-3697, Tehran, Iran

# Abstract:

Cenozoic magmatism in Iran has happened with or after the middle and end Alpine orogeny after the compressive phases and at the same time as the tensile phase. Ghohroud intrusive body (Miocene) with granodiorite-tonalite composition represents the most important magmatic activity in the southeast of Kashan. In the southeast of Kashan, there are contact metamorphic rocks such as skarn, marble, quartzite and hornfels, which are closely related to the Ghohroud intrusive body and its related developments. Vesuvianite (Idocrase) has been formed in skarns during the previous retrograde phase. The mentioned vesuvianite is seen with garnet and calcite. Vesuvianite in the area is due to the alteration of garnets. In the sense that the hydrothermal fluids of intrusive body, which are highly  $H_2O$ -rich and  $CO_2$ -poor, have caused the garnets have been converted to vesuvianite in the range of 350 to 650 °C.

Keywords: (Kashan, Skarn, Vesuvianite, Hydrothermal Fluids, Retrograde Phase)





### مقدمه:

همزمان یا پس از کوهزایی آلپ میانی و پایانی، ماگماتیسم عظیم و مهمی در طی دوران سنوزوئیک به وقوع پیوسته است که آثار آن در تمام نقاط ایران به جز زاگرس و کپه داغ دیده می شود، به گونهای که دوران سنوزوئیک را دوران فعالیت ماگماتیسم ایران نامیدهاند زیرا سنگهای آتشفشانی، آذرآواری و تودههای نفوذی این دوران به همراه رسوبات قارهای، بیش از ۷۵ درصد سطح ایران را پوشانیدهاند. این فعالیت ماگمایی هم به صورت خروجی و هم به صورت درونی عمل کرده و مربوط به جریان حرارتی مهمی است که در یی فازهای فشارشی و همسان با فاز کششی، ایران زمین را تحت تأثیر قرار داده است. به دنبال فاز فشارشی کرتاسه پایانی که با دگرگونی، چین خوردگی، بالاآمدگی و جابجایی افیولیتها همراه بوده است، فاز کششی مهمی در ایران (به جز زاگرس و کپه داغ) حکمفرما شده و نتیجه آن آتشفشانی شدید انوسن بوده است. این فعالیتهای آتشفشانی تنها محدود به ائوسن نبوده بلکه در چندین مرحله دیگر نظیر الیگوسن آغازین، میوسن میانی، پلیوسن و کواترنری تکرار شده و آتشفشانهای فعال و نیمه فعال کنونی را باید به دنبال همین مراحل به حساب آورد. به طور کلی آتشفشانهای ترشیری زون ارومیه ـ دختر از نوع انفجاری بوده و از نظر ترکیب شیمیایی غالباً اسیدی با MgO ناچیز و سرشار از CaO هستند. وجود فورانهای زیردریایی، رسوبات کم عمق، رخسارههای قارهای و قرمز رنگ (مانند سازندهای قرمز تحتانی و فوقانی) نشانه پسروی و پیشروی دریای کم عمقی است که روی مواد آتشفشانی را می پوشانیده است و سری های قرمز تحتانی و فوقانی، حاصل فرسایش این سنگها در محیط های قارهای و گرم می باشند. توده نفوذي قهرود با تركيب گرانوديوريت ـ توناليت نشانگر مهمترين فعاليت ماگمايي در منطقه جنوب شرق كاشان است. این توده نفوذی با تمام بیرون زدگیهای خود منطقهای بالغ بر ۶۵ کیلومتر مربع را به خود اختصاص داده است. تعیین سن مطلق توده گرانودیوریتی ـ تونالیتی موجود در کوههای کرکس که مشابه توده نفوذی قهرود میباشد، سن ۱۷ تا ۱۹ میلیون سال (میوسن میانی \_بالایی) را برای آن نشان داده است (عمیدی، ۱۹۷۵).

در منطقه جنوب شرق کاشان، سنگهای دگرگونی مجاورتی از قبیل اسکارن، مرمر، کوارتزیت و هورنفلس حضور دارند که با توده نفوذی قهرود و تحولات مربوط به آن ارتباط تنگاتنگ دارند.

اسکارنهای واقع در جنوب شرق کاشان (شرق قهرود) از جمله جالب توجه ترین اسکارنها از دیدگاه کانی شناختی و سنگ شناسی میباشند. کانیهای موجود در اسکارنهای بخش شرقی توده قهرود شامل وزوویانیت (ایدوکراز)، کلینوپیروکسن (دیوپسید)، اسفن، گارنت، ترمولیت \_اکتینولیت، ولاستونیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت و کوارتز میباشند. مطالعات کانی شناسی و مشاهدات صحرایی نشان دهنده دو مرحله اصلی دگرگونی پیشرونده و پسرونده در اسکارن های قهرود میباشد که وزوویانیت در طی مرحله پسرونده پیشین تشکیل شده است.

کانی وزوویانیت (ایدوکراز) در اسکارن قهرود (جنوب شرق کاشان)، اسکارن مزرعه حنا فشارک (نائین) اصفهان، اسکارن شرق قزان (جنوب قمصر، اصفهان)، اسکارن خونی \_انارک (شمال شرق نایین، اصفهان)، اسکارن شمال کلاته شب (شمال



درح، شرق خراسان جنوبی)، اسکارن حوش غرب تفت (یزد)، اسکارن حسن آباد (جنوب غرب یزد)، اسکارن کوه گبری (شرق رفسنجان)، اسکارن کوه صاحب الزمان کرمان، اسکارن تنگ حنا ( نیریز) دیده می شود. وزوویانیت همچنین همراه کانسارهای آهن تیپ اسکارنی و مس تیپ اسکارنی دیده می شود، همانند کانسار آهن چنار عباس خان (شمال اسدآباد)، کانسار آهن شترسنگ سبزوار و کانسار اسکارن آهن ابوذر شمال شرق سبزوار، کانسار اسکارن آهن باباعلی همدان، کانسار مس گزو (طبس) و کانسار مس سونگون آذربایجان. علاوه بر این وزوویانیت در اثرات دگرگونی حاصل از باتولیت شیر کوه یزد، باتولیت الوند همدان، توده های آذرین نفوذی شمال معلمان دامغان، توده های نظام آباد اراک و توده

۲۳ و ۲۶ آبان ماه ۱۳۹۷ و Qom, 14-15 Nov., 2018 دانشگاه بیام نور قم

# **\$\$\$\$\$**

# روش تحقيق:

در طی مطالعات صحرایی تعداد ۹۰ نمونه سنگ از قسمتهای مختلف منطقه برداشت شد. از بین نمونههای برداشت شده ۴۱ نمونه برای تهیه مقاطع نازک انتخاب و مقاطع نازک تهیه و برای شناسایی واحدهای سنگی منطقه استفاده شدند. ۵۰۰۰۰۰

# بحث:

منطقه مورد مطالعه در ۴۰ کیلومتری جنوب شرق کاشان (استان اصفهان) و شرق روستای قهرود در مختصات جغرافیایی بین ۲۴ ۵۱° تا ۲۸ ۵۱° طول شرقی و ۳۹<sup>۰</sup> ۳۳<sup>۰</sup> تا ۴۳<sup>۰</sup> عرض شمالی قرار دارد.

وزوویانیت (ایدوکراز) در منطقه قهرود همراه با گارنت ایزوتروپ و کلسیت دیده میشود. وزوویانیت در مقاطع نازک دارای برجستگی بالا (کمتر از گارنت) بوده و به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا کاملاً بیشکل دیده میشود. این کانی در PPL بی رنگ تا زرد رنگ با شکستگیهای فراوان و در XPL به رنگهای تداخلی غیر طبیعی بنفش، سبز حنایی، ارغوانی و آبی سیر دیده میشود. وزوویانیت گاه حالت ایزوتروپ داشته و اغلب به صورت بی شکل و یکپارچه وجود دارد. وزوویانیتهای منطقه احتمالاً در اثر دگرسانی گارنتها حاصل شدهاند (شکل ۱۵).

کانی های همراه وزوویانیت در منطقه شامل گارنت، کلینوپیروکسن، کوارتز، کلریت، اپیدوت، کلسیت و کانیهای اپاک (کانه آهن و کانه مس (مالاکیت و آزوریت)) هستند که سنگ مربوطه نیز گارنتیت کلینوپیروکسن کلریت دار نامگذاری شده است. در این سنگ، کانی های اصلی شامل گارنت ایزوتروپ، وزوویانیت و کلینوپیروکسن و کانی های فرعی شامل کوارتز، کلریت، اپیدوت (ثانویه)، اپاک (کانه آهن و کانه مس (مالاکیت و آزوریت)) می باشند. کانه مس در جاهائی در امتداد سطوح وزوویانیت دیده می شود (شکل ۱۵).

در گارنتیت تجزیه شده بافت اصلی گرانوبلاستیک و بافت فرعی آن پرشدگی حفره (روزنه ای) میباشد. کانیهای اصلی این اسکارن شامل گارنت و وزوویانیت (با رنگ غیرعادی) و کانیهای فرعی آن شامل کلریت، کلسیت، کوارتز و اپیدوت میباشند.





در گارنتیت وزوویانیتی شده بافتهای اصلی شامل پورفیروبلاستیک و تودهای میباشد. کانیهای اصلی گارنتیت وزوویانیتی شده شامل گارنت ایزوتروپ، کلینوپیروکسن و وزوویانیت و کانیهای فرعی آن شامل کوارتز و کلسیت میباشند. وزوویانیت دارای رنگ غیرعادی بوده و از حاشیه کربناتی و برشی شده است (شکل ۱۵). در گارنتیتهای وزوویانیتی شده، ارتباط ناپایدار وزوویانیت با گارنت و تبدیل گارنت به وزوویانیت نیز مشاهده میشود (شکل ۱۵).





شکل ۱: (a) تبدیل گارنت (Grt) به وزوویانیت (Ves) (PPL). (b) همراهی وزوویانیت با کانههای مس (مالاکیت و آزوریت) (-Mal (Azu)، (Azu). (c) وزوویانیت با رنگ غیرعادی و کربناتی و برشی شدن آن از حاشیه (PPL).

پتروژنز

تشكيل وزوويانيت

وزوویانیت در گارنتیتهای وزوویانیتی شده، به صورت تأخیری و تحت شرایط غنی از آب به وجود میآید و تشکیل کانی وزوویانیت از تبدیل و فروپاشی گارنتها مشاهده میشود.



بر اساس مطالعات هوچلا و همکاران (۱۹۸۲) وزوویانیت در فشار ۱ تا ۲ کیلوبار و درجه حرارت بیش از ۳۵۰ درجه سانتی گراد تشکیل می گردد. هوچلا و همکاران (۱۹۸۲) نشان دادهاند که تشکیل وزوویانیت با افزایش بخارآب نسبت مستقیم و با افزایش CO<sub>2</sub> نسبت معکوس دارد. چنانچه Xco2 به ۰/۵ برسد، وزوویانیت به گروسولار، دیوپسید، هدنبرژیت و ولاستونیت تبدیل

میشود. دیر و همکاران (۱۹۹۲) واکنش زیر را برای تشکیل وزوویانیت پیشنهاد کرده اند:

4Ca<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>Si<sub>3</sub>O<sub>12</sub> + 2CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>+2SiO<sub>2</sub> + 6CaCO<sub>3</sub> + 4H<sub>2</sub>O ≒ 2Ca<sub>10</sub>Al<sub>4</sub>Mg<sub>2</sub>Si<sub>9</sub>O<sub>34</sub>(OH)<sub>4</sub> + 6CO<sub>2</sub> وزوویانیت کورور دیوپسید گروسولار برای تشکیل وزوویانیت از گارنت، علاوه بر SiO<sub>2</sub> به Go<sub>2</sub> هم نیاز است، بنابراین وزوویانیت در X<sub>H2O</sub> بالا تشکیل می شود و آب و سیلیس مورد نیاز از سیالات ماگمایی توده نفوذی حاصل می شود. واکنش فوق از نوع واکنش های کربنزدایی می باشد، بنابراین برای پیشرفت این واکنش، X<sub>CO2</sub> باید پایین باشد. کاهش <sub>SCO2</sub> همراه با حضور سیالات غنی از H<sub>2</sub>O و مواد فرار، موجب رقیق شدن گاز 2O2 محیط و انجام واکنش فوق امکان پذیر می شود.

ایتو و آرم (۱۹۷۰) شرایط تشکیل وزوویانیت را در محیطی حاوی آب خالص و فاقد مواد آلکالی در فشارهای بین ۰/۴۵ تا ۲/۷ و دمای ۳۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتیگراد بررسی کردهاند (شکل ۲) که این شرایط را میتوان مشابه شرایط تشکیل وزوویانیت در اسکارنهای منطقه قهرود در نظر گرفت.

بنابراین تشکیل کانی وزوویانیت در X<sub>H2O</sub> بالا و X<sub>CO2</sub> پایین صورت می گیرد. در این مرحله محلول گرمابی به شدت غنی از H<sub>2</sub>O و فقیر از CO2 میباشد که H<sub>2</sub>O و SiO2 مورد نیاز آن از سیالات توده نفوذی فراهم می گردد و وزوویانیت در محدوده دمایی ۳۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی گراد تشکیل می شود. واکنش های تشکیل گارنت و وزوویانیت از نوع واکنش های کربنزدایی میباشند.



شکل ۲: منحنی فشار ـ دما برای تشکیل وزوویانیت در محیطی حاوی آب خالص و فاقد مواد آلکالی برای ترکیب ژل (ایتو و آرم، ۱۹۷۰). Ca20Mg4Alه(OH)،nH2O)





#### **\$\$\$\$\$**

# نتيجه گيري:

ماگماتیسم سنوزوئیک در ایران همزمان یا پس از کوهزایی آلب میانی و پایانی در پی فازهای فشارشی و همسان با فاز کششی رخ داده است. توده نفوذی قهرود (میوسن) با ترکیب گرانودیوریت ـ تونالیت نشانگر مهمترین فعالیت ماگمایی در منطقه جنوب شرق کاشان است. در منطقه جنوب شرق کاشان، سنگهای دگرگونی مجاورتی از قبیل اسکارن، مرمر، کوارتزیت و هورنفلس حضور دارند که با توده نفوذی قهرود و تحولات مربوط به آن ارتباط تنگاتنگی دارند. وزوویانیت (ایدوکراز) در طی مرحله پسرونده پیشین در اسکارنها تشکیل شده است. وزوویانیتهای مذکور همراه با گارنت و کلسیت دیده میشوند. وزوویانیت در منطقه در اثر دگرسانی گارنتها حاصل شدهاند. به این صورت که سیالات گرمابی توده نفوذی که به شدت غنی از H2O و فقیر از CO2 بوده اند، باعث تبدیل و فروپاشی گارنت ها به وزوویانیت در محدوده دمایی بین ۲۵۰ تا ۶۵۰ در جه سانتی گرا د شدهاند.

# **\$\$\$\$**

# منابع فارسى:

کبیری، س.، (۱۳۹۰)، "مطالعات کانیشناسی و زمین شیمیایی دگرسانی گرمابی در سنگهای آتشفشانی و آذر آواری قمصر (جنوب کاشان)"، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ۱۵۲ صفحه.

#### **\$\$\$\$\$**

#### **References:**

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. "An introduction to the rock forming minerals: Longman", London, p. 528. Hochella, M.F., Liou, J.G., Keskinen, M.J., Kim, H.S., 1982. "Synthesis and stability relations of magnesium idocrase", Economic Geology, 17, p. 798-808.

Ito, J., Arem, J.E., 1970. "Idocrase synthesis, phase relations and crystal chemistry", The American Mineralogist, 55, p. 880-912.

# **\$\$\$\$**