

بِسْمِ اللّٰهِ الرَّحْمٰنِ الرَّحِیْمِ

پترو لوجی  
علمی-پژوهشی

سال اول - شماره اول - بهار ۱۳۸۹

مجله پترو لوجی بر اساس ابلاغیه شماره ۳/۱۱/۲۰۰۳ مورخ ۱۳۸۸/۱۲/۰۱ کمیسیون بررسی نشریات علمی وزارت علوم، تحقیقات و فناوری، دارای درجه علمی - پژوهشی و شماره استاندارد بین المللی ۵۲۱۰-۲۲۲۸ از سازمان اسناد و کتابخانه ملی جمهوری اسلامی ایران می باشد.  
مجله پترو لوجی حاصل همکاری دانشگاه های اصفهان، دانشگاه بوعلی سینا، دانشگاه پیام نور اصفهان، دانشگاه تبریز، دانشگاه شهید بهشتی، دانشگاه صنعتی شاهرود و دانشگاه فردوسی است.

متن کامل مجله در پایگاه های اطلاع رسانی زیر نمایه می شود:

سایت اختصاصی مجله پترو لوجی <http://uijs.ui.ac.ir/ijp/>  
سایت اینترنتی مگ ایران <http://www.magiran.com>  
سایت اینترنتی جهاد دانشگاهی <http://www.SID.ir>  
پایگاه استنادی علوم جهان اسلام <http://www.ISC.gov.ir>

چاپ و لیتوگرافی: انتشارات دانشگاه اصفهان

ناشر: دانشگاه اصفهان

قیمت: ۲۰۰۰۰ ریال

تیراژ: ۱۰۰۰ نسخه

چاپ: زمستان ۱۳۸۹

## راهنمای نگارش مقاله در مجله پترو لوجی

مجله پترو لوجی مجله ای با درجه علمی - پژوهشی است که توسط دانشگاه اصفهان و با همکاری دانشگاه بوعلی سینا، دانشگاه پیام نور اصفهان، دانشگاه تبریز، دانشگاه شهید بهشتی، دانشگاه صنعتی شاهرود و دانشگاه فردوسی به منظور معرفی دستاوردهای علمی در زمینه پترو لوجی و علوم مرتبط با آن از جمله: پترو لوجی سنگ های آذرین و دگرگونی، پترو لوجی و زمین شناسی اقتصادی، پترو لوجی، پترو لوجی تجربی، ژئوشیمی سنگ ها و کانی ها، دگرسانی و سنجش از دور، پترو لوجی و بازرسی گذشته زمین شناسی، پترو لوجی و زمین شناسی زیست محیطی، پترو لوجی کانسارها و تکنیک های صفحه ای، کانی شناسی، پترو فابریک، ژئوگرو لوجی و ژئوشیمی ایزوتوپ ها و پترو لوجی سنگ های آسمانی دایر گردیده است.

از پژوهشگران گرامی که برای مجله علمی- پژوهشی پترو لوجی مقاله ارسال می نمایند، درخواست می شود که در تنظیم و تدوین مقالات به نکات زیر توجه فرمایند:

- ۱- مقالاتی باید به دفتر این مجله ارسال گردند که در مجله ای دیگر به چاپ نرسیده و یا در حال بررسی توسط مجله ای دیگر نباشند.
- ۲- از آنجایی که ارسال مقاله به دفتر مجله پترو لوجی بایستی با اطلاع و موافقت همه مؤلفان مقاله باشد، لذا مقالات باید در ۴ نسخه (صفحات یک رو) همراه با نامه Copyright که به امضای همه نویسندگان رسانده شده و نیز لوح فشرده مربوطه (حالی فایل word و PDF) به دفتر مجله ارسال گردد. مجله پترو لوجی در تلاش است که در آینده نزدیک، نحوه دریافت و بررسی مقالات را به صورت الکترونیک انجام دهد.
- ۳- پیش از ارسال مقاله، یک شماره رهگیری از دفتر مجله دریافت نمایند و آن را به صورت سر صفحه (Header) در بالا سمت چپ صفحات مقاله درج نمایند.

نمونه مثالی:

- ۴- مقالات باید توسط نرم افزار Microsoft Office Word در کاغذ A4، به صورت یک رو و یک ستونی، با حاشیه های متن ۳ سانتی متر از چهار طرف و فاصله خطوط ۱/۵ سانتی متر تاپ شده باشد.
- ۵- تمامی صفحات مقاله باید شماره گذاری شده باشند. محل قرار گیری شماره صفحات قسمت پایین و وسط صفحه باشد.
- ۶- مقالات ارائه شده باید به ترتیب دارای بخش های زیر باشند (عنوان ها به ترتیب زیر و عیناً با واژه های زیر ذکر شوند): عنوان، نام نویسندگان، نشانی نویسندگان، چکیده فارسی، واژه های کلیدی، مقدمه، زمین شناسی منطقه (نتایج بررسی های صحرایی و ارتباط واحدهای سنگی)، روش انجام پژوهش، پتروگرافی، شیمی کانی ها، ژئوشیمی، بحث، نتیجه گیری، سپاسگزاری، منابع، Title, Author's Name, Author's Address, Abstract, Key words.
- ۷- نام نویسنده پاسخگو (Corresponding Author) با علامت ستاره مشخص شده باشد.
- ۸- شکل ها و جدول های مقاله، در جای مناسب خود در درون متن مقاله قرار داشته باشند.
- ۹- توضیحات شکل ها در پایین آن ها و توضیحات جدول ها در بالای آن ها آورده شود.
- فرمت شکل ها به صورت JPEG و در فایل word در قالب In line with text باشد.
- از ارسال شکل های گروه بندی شده (Group) اکیداً خودداری شود.
- اعداد داخل جدول ها و نوشته های درون شکل ها باید به زبان انگلیسی باشند تا مقالات چاپ شده توسط محققان غیر فارسی زبان نیز مورد استفاده قرار گیرد.
- چکیده انگلیسی مقاله بایستی در صفحه آخر مقاله آورده شود. این بخش باید ترجمه دقیق و یکسان چکیده فارسی بوده و همراه با عنوان (Title)، نام (Authors' Names) و نشانی نویسندگان (Authors' Addresses) و واژه های کلیدی (Key words) به زبان انگلیسی باشد.

پترو لوجی  
شماره استاندارد بین المللی ۵۲۱۰-۲۲۲۸  
سال اول - شماره اول - بهار ۱۳۸۹  
علمی - پژوهشی

صاحب امتیاز: معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان

مدیر مسئول: دکتر محمود خلیلی

سر دبیر: دکتر ایرج نوربخت

### اعضای هیأت تحریریه

دکتر محسن آروین	دانشگاه شهید باهنر
دکتر ناصر آرزانی	دانشگاه پیام نور اصفهان
دکتر داریوش اسماعیلی	دانشگاه تهران
دکتر محمد هاشم امامی	دانشگاه آزاد اسلامی واحد اسلامشهر
دکتر صدراالدین امینی	دانشگاه تربیت معلم تهران
دکتر محمود خلیلی	دانشگاه اصفهان
دکتر علی درویش زاده	دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان
دکتر محمد رهگشای	دانشگاه شهید بهشتی
دکتر علی اصغر سیاهی گرو	دانشگاه بوعلی سینا
دکتر علی کنعانیان	دانشگاه تهران
دکتر محسن مؤذن	دانشگاه تبریز
دکتر عباس مرادیان شهر بابکی	دانشگاه شهید باهنر
دکتر سید احمد مقاهری	دانشگاه فردوسی
دکتر حسین مهدی زاده شهری	دانشگاه صنعتی شاهرود
دکتر ایرج نوربخت	دانشگاه اصفهان

مدیر اجرایی: فریبا هادیان

ویراستار ادبی: ناصر کریم پور

ویراستار انگلیسی تخصصی: دکتر محمود خلیلی

صفحه آرآء: بهزاد حکیمی نا

صفحه آرآء تخصصی: ترکس شیردشتزاده

ناشر: انتشارات دانشگاه اصفهان

نشانی پستی: اصفهان - دانشگاه اصفهان - سازمان مرکزی - معاونت تحقیقات و فناوری - طبقه دوم - اداره چاپ، انتشارات و مجلات  
کد پستی: ۸۱۷۶۶۷۲۴۴۱ - دفتر مجله پترو لوجی  
نشانی پست الکترونیک: petrology@res.ui.ac.ir

نمونه انگلیسی:

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.

Le Maitre, R. W. (1989) A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms (IUGS): Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, Oxford.

پ) مرجع دهی به بخشی از کتاب

Davoudzadeh, M. (1997) Geology of Iran. In: E. M. Moores and Fairbridge, R. W. (Eds.): Encyclopedia of Asian and European Regional Geology. Chapman and Hall, London, 384-405.

پ) مرجع دهی به ترجمه کتاب

رولیسون، م. (۱۳۸۱) کاربرد داده‌های ژئوشیمیایی: ارزیابی، نمایش، تفسیر. ترجمه کریمزاده نمرین، ع. انتشارات دانشگاه تبریز، تبریز.

ت) مرجع دهی به پایان نامه

به ترتیب شامل: نام نویسنده، سال انتشار، عنوان پایان‌نامه، مقطع تحصیلی، نام دانشگاه یا مؤسسه، نام شهر، نام کشور.

نمونه فارسی:

پیرنیا، ت. (۱۳۸۶) پتروژئولوژی پریدوتیت‌های گوشته افیولیت ناین. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ایران.

نمونه انگلیسی:

Bagheri, S. (2007) The exotic Paleo-tethys terrane in Central Iran: new geological data from Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam areas. Ph.D Thesis, Faculty of Geosciences and Environment, University of Leusanne, Switzerland.

ث) مرجع دهی به همایش‌ها

به ترتیب شامل: نام نویسنده، سال انتشار، عنوان مقاله، دوره و نام همایش، محل برگزاری، شهر، کشور.

نمونه فارسی:

مختاری، م. ع. ا. (۱۳۸۴) پتروگرافی و پتروژئولوژی توده نفوذی کمتال (خاور جلفا و سیرود). نهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم، تهران.

نمونه انگلیسی:

Rahgoshay, M. and Shafaii Moghadam, H. (2004) Metamorphism stages in Nains ophiolitic massif, central Iran. 5<sup>th</sup> International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Greece.

Rahgoshay, M. and Shafaii Moghadam, H. (2004) Amphibolite mylonites: an example of Itristic paleo - fault. 32<sup>th</sup> International Geological Congress, Florence, Italy.

ج) مرجع دهی به نقشه‌ها

به ترتیب شامل: نام تهیه‌کننده، سال انتشار، عنوان نقشه، سازمان یا نهاد تهیه‌کننده.

نمونه:

سهندی، م. رادفر، ج. حسینی‌دوست، س. ج. محجل، م. (۱۳۸۵) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

چ) شکل‌ها و جدول‌ها

شکل‌ها، نمودارها و جدول‌ها به ترتیب بیان شده در متن مقاله و درون متن قرار بگیرند و توضیحات شکل‌ها در پایین و توضیحات جدول‌ها در بالای آنها نوشته شود.

نمونه:

شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی از (a) دپوریت، (b) گرانودیوریت و (c) گرانیت (P.P.L.)-علایم اختصاری نام کانی‌ها از

از درج هرگونه پاورقی برای بیان توضیحات یا معادل انگلیسی و فارسی اصطلاحات یا نام افراد خودداری شود. بهتر است در حد امکان از معادل فارسی اصطلاحات استفاده شود.

نحوه مرجع دهی در متن مقاله:

در متن مقاله هنگام اشاره به منبع مورد استفاده باید "عین نام نویسنده و سال مربوطه" آورده شود.

نمونه مثالی:

ابتدای جمله:

Jackson و همکاران (۲۰۰۵) بررسی کردند ...

Newton (۱۹۸۹) روشی ابداع کردند ...

وسط جمله:

Blundy و Holland (۱۹۹۴) ...

مطالعات انجام شده توسط احمدی و همکاران (۱۳۸۸) در منطقه خور نشان می‌دهد که ...

انتهای جمله:

... سنگ‌های این منطقه در شرایط رخساره آمفیبولیت درگرون شده‌اند (Babaei and Hasani, 2004).

... مسیرهای لازم برای چرخش سیالات گرمایی فراهم می‌آید (Chao *et al.*, 1992; Chao *et al.*, 1997).

نحوه مرجع دهی در فهرست انتهایی مقاله:

در فهرست منابع مورد استفاده، باید ابتدا منابع فارسی و سپس منابع انگلیسی به ترتیب حروف الفبا ارائه شوند. از آنجایی که مقالات زیر چاپ (In press) دارای شماره صفحه نیستند، لذا DOI مقالات در حال چاپ در انتهای منبع ذکر گردد.

تذکر مهم: نام مجلات در فهرست منابع به صورت کامل آورده شوند.

الف) مرجع دهی به مقاله

به ترتیب شامل: نام نویسنده، سال، عنوان مقاله، عنوان کامل مجله، شماره مجله، شماره صفحات.

نمونه فارسی:

سیاری، م.، نورپهشت، ا.، ترابی، ق. و داوودیان دهکردی، ع. (۱۳۸۷) کریستال شیمی و مقایسه ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی آئوسن و انکلاوهای آذرین بازنگ آنها در شمال انارک (شمال شرق استان اصفهان). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۱۶۱ (۱): ۱۱۳ - ۱۲۴.

نمونه انگلیسی:

Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. and Irving, A. J. (1993) Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. Contributions to Mineralogy and Petrology 113: 333-351.

ب) مرجع دهی به کتاب

به ترتیب شامل: نام نویسنده، سال انتشار، عنوان کتاب، شماره مجلد، نام انتشارات، شهری که کتاب برای اولین بار در آن انتشار یافته است.

نمونه فارسی:

معین وزیری، ج. و احمدی، ع. (۱۳۸۰) پتروگرافی و پتروژئولوژی سنگ‌های آذرین. انتشارات دانشگاه تربیت معلم، تهران. آقاباتی، ع. (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

Kretz (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

جدول ۱- ترکیب شیمیایی واحدهای دیوریتی، گرانودیوریتی و گرانیتی. (-) به معنای عدم تعیین میزان عنصر، (\*) به روش ICP-MS تجزیه شده است.

نوع و اندازه قلم هنگام تایپ مقاله به صورت زیر باشد:

عنوان مقاله: قلم فارسی: Times New Roman 14 Bold , B Nazanin 16 Bold

نام، نشانی پستی و الکترونیک نویسنده (گان): قلم فارسی: Times New Roman 12 , B Nazanin 14 Bold

عنوان هر بخش از مقاله: قلم فارسی: Times New Roman 11 Bold , B Nazanin 13 Bold

چکیده، متن و منابع: قلم فارسی: Times New Roman 11 , B Nazanin 13

توضیحات شکل‌ها و جدول‌ها: قلم فارسی: Times New Roman 9 , B Nazanin 11

نحوه ارسال مقاله

مقالات باید در ۴ نسخه (صفحات یک رو) همراه با نامه Copyright که به امضای همه نویسندگان رسانده شده و نیز لوح فشرده مربوطه (حالی فایل word و PDF) به دفتر مجله ارسال گردد.

تذکر مهم: مقالات بدون Copyright تکمیل شده به هیچ عنوان مورد بررسی قرار نخواهد گرفت.

تماس با ما

شماره تماس: ۰۳۱۱-۷۹۳۴۱۶۴

دورنگار: ۰۳۱۱-۷۹۳۲۱۷۷

پست الکترونیک: petrology@res.ui.ac.ir

اصفهان- خیابان هزار جریب- دانشگاه اصفهان - سازمان مرکزی- طبقه دوم- اداره چاپ، انتشارات و مجلات دفتر مجله پتروژئولوژی، کدپستی: ۸۱۷۴۶ - ۷۲۴۴۱

داوران علمی این شماره (سال اول - شماره اول - بهار ۱۳۸۹)

اعضای محترم هیأت علمی دانشگاه‌ها و مؤسسات آموزشی و پژوهشی کشور که در داورى و ارزیابی مقالات این شماره از مجله علمی- پژوهشی پتروژئولوژی همکاری داشته‌اند، معرفی شده و از خدمات علمی آنها تقدیر می‌گردد:

دکتر علیجان آقایی	دانشگاه شهید باهنر
دکتر جمشید افتخار نژاد	سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
دکتر محمد هاشم امامی	دانشگاه آزاد اسلامی واحد اسلامشهر
دکتر مجید انصاری جعفری	دانشگاه صنعتی شاهرود
دکتر هاشم باقری	دانشگاه اصفهان
دکتر مرتضی خلعتبری	سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
دکتر محمود خلیلی	دانشگاه اصفهان
دکتر علی درویش‌زاده	دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان
دکتر مسیب سبزه‌ای	سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
دکتر علی اصغر سپاهی گرو	دانشگاه بوعلی سینا
دکتر سید محسن طباطبایی‌منش	دانشگاه اصفهان
دکتر محمدعلی مکی‌زاده	دانشگاه اصفهان
دکتر محسن مؤذن	دانشگاه تبریز
دکتر علیخان نصر اصفهانی	دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان
دکتر موسی کلیمی نقره‌نیا	دانشگاه اصفهان
دکتر بابک وهابی مقدم	دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان
دکتر سید مسعود هماد	دانشگاه فردوسی

### سخن سردبیر

شکر و سپاس بی‌پایان بزدان گیتی گستر را که بنای این جهان پهناور را بر پایهٔ ریزترین ذرات بنا نهاد و انسان را آن چنان خردی بخشید که قدرت نامتناهی کردگار را در زرفای آفریده‌ها نظاره کند و سر تعظیم در برابر جهان آفرین فرود آورد.

علیرغم دستیابی انسان به ابزار مدرن تحقیقاتی و اطلاع‌رسانی، هنوز رشته‌های موجود پاسخگوی برخی از مسایل دانشمندان، محققان، دانشجویان و انتظارات آنان نیست. بدین سبب وجود زیر شاخه‌های تخصصی‌تر برای رشته‌هایی چون زمین‌شناسی احساس می‌شود؛ این امر با ایجاد رشته‌های تخصصی مانند گرایش پتروژئولوژی در مقاطع تحصیلات تکمیلی دانشگاهی محقق گردید ولی انتشار دستاوردهای علمی - پژوهشی پروژه‌های این گرایش در نشریه‌ای تخصصی بسیار ضروری به نظر می‌رسید.

لذا دانشگاه اصفهان بر آن شد تا با رویکردی هوشمندانه و آینده‌نگری عمیق، با استفاده از قوانین موجود در آیین‌نامهٔ نشریات سازمان کمیسیون نشریات کشور وابسته به وزارت علوم، تحقیقات و فناوری و با همکاری دانشگاه‌های بی‌طولی سینا، پیام نور اصفهان، تبریز، شهید بهشتی، صنعتی شاهرود و فردوسی اقدام به تأسیس مجلهٔ علمی - تخصصی پتروژئولوژی نماید.

"مجلهٔ پتروژئولوژی" حاصل تلاش دست‌اندرکاران این رشته است که می‌کوشد مقالات ارزشمند تحقیقاتی اصیل را پس از داورى دقیق به چاپ رسانده و در دسترس پژوهشگران، استادان، دانشجویان و علاقمندان به این رشته قرار دهد.

امید است تمامی پژوهشگران، استادان، دانشجویان و علاقمندان رشته پتروژئولوژی و علوم مرتبط با آن، با ارسال مقالات ارزنده و تحقیقاتی خود بار علمی این مجله را فزونی بیشتری بخشند و در جهت توسعهٔ این علم مشارکت فعال داشته و ما را در خدمت به این عرصهٔ علمی یاری نمایند.

به باری خداوند یکتا و با تلاش ادارهٔ چاپ، انتشارات و مجلات دانشگاه اصفهان و اعضای محترم و فرهیختهٔ هیأت علمی دانشگاه‌ها که وقت گران‌بهای خود را به داورى بی‌طرفانهٔ مقالات می‌گذرانند، نخستین شمارهٔ مجلهٔ علمی - پژوهشی پتروژئولوژی به پیشگاه شما عزیزان تقدیم می‌گردد.

با آرزوی سرفرازی روز افزون  
دکتر ایرج نوربهبشت  
سردبیر مجلهٔ پتروژئولوژی

مجلهٔ علمی - پژوهشی پتروژئولوژی  
سال اول - شماره اول - بهار ۱۳۸۹  
شماره استاندارد بین‌المللی: ۲۲۲۸-۵۲۱۰

### فهرست

- ۱۰-۱ معرفى فیبرولیت‌های منطقهٔ قروه و شرایط تشکیل آنها  
هادی عمرانی، محسن مؤید، احمد جهانگیری و محسن مؤید
- ۲۶-۱۱ مدل‌بندی ژئوشیمیایی ذوب‌بخشی زئولیت‌های میکماتییتی تله‌پهلوانی شهر بابک  
عبدالناصر فضل‌نیا
- ۴۸-۲۷ ویژگی‌های کانه‌زایی و انواع دگرسانی‌های وابسته در مظهر معدنی نیسی‌جان (آذربایجان خاوری - شمال غرب ایران)  
فریده وزیری هشی، محمد لطفی و محمدحاشم امامی
- ۶۶-۴۹ استفاده از عناصر کمیاب و نادر خاکی در تعیین منشاء ماگمای سازندهٔ توده‌های نفوذی گرانودیوریتی - گرانیتی و دیوریتی مجموعه پلوتونیک قروه  
اشرف ترکیان
- ۸۶-۶۷ مطالعه کانه‌زایی با استفاده از شواهد دگرسانی گرمایی و مطالعات میان‌بازهای سیال در کانسنگ‌های آهن قطروبیبه، شمال شرق نیریز، زون سندج - سیرجان  
محمدعلی رجب زاده و سینا اسدی
- ۱۰۲-۸۷ پتروژئو تودهٔ گرانیتوئیدی جنوب شازند (جنوب غرب اراک)  
زهرا طهماسبی، محمود خلیلی، احمد احمدی خلجی و محمد علی مکی‌زاده
- ۱۲۰-۱۰۳ ژئوشیمی و پتروژئو سنگ‌های آتشفشانی عروسان کبودان (شمال شرق انارک)  
جمشید احمدیان، نوشین بهادران، قدرت ترابی و مامورو مورانا

از  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  به‌جای سیلیمانیت، فیبرولیت نامیده شد (Kerrick, 1990; Pattison, 1992; Kerrick, 1990). بررسی‌ها مشخص گردید که فیبرولیت انرژی آزاد مولی بالاتری نسبت به سیلیمانیت دانه درشت دارد. بررسی‌های کلی نشان داده است که فیبرولیت زودتر از سیلیمانیت ظاهر می‌شود و این مسأله با تعادلات ترمودینامیکی در تضاد است. در نتیجه مسأله فیبرولیت در طی یک دهه اخیر مورد بحث بوده است. یک فرض تشکیل فیبرولیت به‌صورت نیمه‌پایدار است.

ژئومتری گارنت - بیوتیت نشان داده است که فیبرولیت خارج از محدوده پایداری سیلیمانیت شکل می‌گیرد (Kerrick, 1990; Fleming, 1973). رشد همپایه که انرژی هسته‌بندی برای فیبرولیت را کاهش می‌دهد، فرض دیگری است که با مشاهدات گسترده پیشنهاد شده است. در این شرایط فیبرولیت به‌طور گسترده یک الگوی با قاعده و سه‌گوش منظم، درون برش‌های قاعده بیوتیت نشان می‌دهد (Chinner, 1961; Yardley, 1977).

Kerrick (1990) پیشنهاد کرده است که فیبرولیت احتمالاً نظم منثلی زنجیره Si و Al را از لایه‌های چهارگوش ساختار بیوتیت به ارت برده است، پس هسته‌بندی فیبرولیت روی بیوتیت راحت‌تر از هسته‌بندی بر روی آندالوزیت و کینایت است (Sassi et al., 2004). در دمای بالاتر واکنش‌های آیزوایبی بیوتیت و تشکیل پلی‌مورف  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  انجام می‌گیرد. با توجه به پایین بودن انرژی پتانسیل هسته‌بندی فیبرولیت، این کانی به‌جای سیلیمانیت تشکیل می‌شود؛ هر چند، پیدایش فیبرولیت در طول ایزوگراد سیلیمانیت-کینایت که بقایای ریز کینایت دالیت بر جانشینی آن توسط فیبرولیت دارد، مطالعه شده است (Grambling, 1981). کلیه توضیحات ذکر شده آشکارا نشان می‌دهد که فیبرولیت به‌طور سیستماتیک قبل از سیلیمانیت (درجه دگرگونی پایین‌تر) تشکیل می‌گردد. پس توزیع انرژی

سطحی فیبرولیت نسبت به انرژی آزاد کل باید انرژی روی پایداری اولیه فیبرولیت در مقابل سیلیمانیت نداشته باشد. بدین ترتیب، ظهور فیبرولیت قبل از سیلیمانیت را نمی‌توان در تمام موارد با رشد نیمه‌پایدار یا همپایه توجیه کرد. پس، این احتمال بیشتر است که تشکیل فیبرولیت توسط فاکتورهای کینیتیک صورت گیرد.

### زمین شناسی منطقه قروه

منطقه قروه در جنوب شرق سنندج در استان کردستان واقع شده است. این ناحیه جزئی از زون سنندج - سیرجان است (شکل ۱). دگرگونی به‌عنوان مهم‌ترین و بارزترین پدیده حاکم و به‌صورت دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی ظهور یافته است. علاوه بر این، ماگماتیسم و پدیده‌های وابسته نیز فعال و کارساز بوده و تأثیر بسزایی در سرنوشت زمین‌شناسی این منطقه داشته است. عملکرد عوامل یادشده مسائل بخرنج و پیچیده‌ای را در این قسمت از زون سنندج - سیرجان به‌وجود آورده است که حل آنها مستلزم تفکیک دقیق دگرگونی، ماگماتیسم و دگرگونی‌های موجود در سنگ‌ها و تعیین قلمرو خاص هر یک از این وقایع است. برزندهای موجود در این منطقه ادامه توالی‌های سنقر (بخش جنوبی قروه) است. از این رو، شباهت‌ها و همانندی‌هایی، به‌ویژه در اطراف مرز دو ورقه وجود دارد. نفوذ توده‌های مختلف در ناحیه قروه باعث از بین رفتن فسیل‌های شاخص در توالی‌های دگرگونی این منطقه شده است و به ناچار از یافته‌های مهم و کلیدی منطقه سنقر برای تعیین سن توالی‌های قروه استفاده شده است (حسینی، ۱۳۷۸).

توالی چینه‌های سنگ‌های موجود از پایین به بالا، شامل سنگ‌های دگرگونی تریاس، تریاس-ژوراسیک، ژوراسیک و سنگ‌های غیر دگرگون ائوسن است. در این ناحیه

پیشروزی، سال اول، شماره اول، بهار ۱۳۸۹، صفحه ۱-۱۰  
تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۸/۰۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۲/۲۹

### معرفی فیبرولیت‌های منطقه قروه و شرایط تشکیل آنها

هادی عمرانی<sup>۱\*</sup>، محسن مؤید<sup>۲</sup>، احمد جهانگیری<sup>۳</sup> و محسن مؤذن<sup>۴</sup>

<sup>۱\*</sup> گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه گلستان، گرگان، ایران  
<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

### چکیده

سنگ‌های دگرگونی منطقه قروه، جنوب شرق سنندج، جزو زون دگرگونی سنندج - سیرجان است. جنوب این ناحیه دارای مجموعه‌ای از دگرگونی‌های ناحیه‌ای و دگرگونی‌های مجاورتی حاصل از نفوذ توده‌ها است. درجات دگرگونی مختلف، نفوذ توده‌ها و پروتولیت‌های گوناگون، سنگ‌های دگرگونی مختلفی را به‌وجود آورده‌اند. متابلیت‌ها دارای دو نسل از کانی‌های آندالوزیت، گارنت و کینایت هستند که در پاسخ به دو مرحله نفوذ مجزا ایجاد شده‌اند. فیبرولیت به‌همراه آندالوزیت، گارنت، بیوتیت و مسکوویت در کنار توده نفوذی سرتیپ‌آباد برنزد دارد. مطالعات بافتی نشان می‌دهد که این فیبرولیت‌ها حاصل تأثیر فازهای نهایی ماگماتیسم است. رشد فیبرولیت‌ها بدون چین‌خوردگی و در همه جهات روی بیوتیت و آندالوزیت نشان می‌دهد که آنها در شرایط آرام تکونیک منطقه قروه به‌وجود آمده‌اند. مطالعات بافتی فیبرولیت‌ها نشان می‌دهد که از نوع نامحاذق هستند. فیبرولیت‌ها غالباً روی بیوتیت‌ها و به مقدار کمتر، روی آندالوزیت رشد کرده‌اند. مطالعات فشار و دما سنجی فشار و دمایی کمتر از ۳ کیلوپا و ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد را در زیر سیستم KMASH نشان می‌دهد. برخی مطالعات بافتی با ادامه رشد فیبرولیت‌ها بعد از تغییر شکل پلاستیک مطابق است.

**واژه‌های کلیدی:** قروه، دگرگونی، متابلیت، فیبرولیت

### مقدمه

دانه‌ریز دما بالای  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  است. در طی دگرگونی وقتی به میدان پایداری سیلیمانیت نزدیک می‌شویم، فیبرولیت در محدوده پایداری کینایت یا آندالوزیت تشکیل می‌شود. پیوستگی یکنواختی بین رشته‌های فیبرولیت و سیلیمانیت منشوری وجود دارد که نمی‌توان جدایش واضحی بین آنها بر اساس اندازه دانه و سرشت آن در نظر گرفت. توزیع انرژی پتانسیل مرز دانه‌ها نسبت به انرژی کل بررسی گردید (Hemingway et

سیلیمانیت رشته‌ای یا فیبرولیت در سال ۱۸۰۲ نامگذاری شد. مشاهدات پتروگرافی نشان می‌دهد، وقتی سرعت واکنش به دلیل واکنش فرا مرحله‌ای (ریک) واکنش در محدوده فراتر از حد معمول پایداری آن کانی) بالا است، سیلیمانیت به شکل فیبرولیت رشد می‌کند؛ زیرا انرژی سطحی وجه ۱۱۰ کم و نرخ رشد سریع‌تر است (Lee et al., 1999). فیبرولیت، رشته‌های

\*omrani.hadi@yahoo.com

### تعیین پارازن‌ها در منطقه قروه

در متابلیت‌های قروه پارازن‌های زیر مشخص گردید (عمرانی و همکاران، ۱۳۸۴) (علامت اختصاری کانی‌ها از Kretz, ۱۹۸۳).

- ۱) Chi+Cal+Qtz
- ۲) Bt+Ms+Chi+Qtz
- ۳) Crd+Bt+Ms+Qtz
- ۴) And+Crd+Bt+Ms+Qtz
- ۵) And+Bt+Ms+Qtz
- ۶) Grt+Ms+Bt+Qtz
- ۷) Grt+And+Sil (Fib)+Bt+Ms+Qtz

همه این پارازن‌ها دارای تورمالین، کانی‌های تیره، پلاژیوکلاز، زیرکن و آپاتیت به‌صورت کانی‌های فرعی هستند. پارازن‌های مذکور را می‌توان به‌صورت زیر تقسیم بندی کرد:

- ۱) پارازن‌های فاقد Grt + Crd + And
  - ۲) پارازن‌های دارای Crd + And
  - ۳) پارازن‌های دارای Grt و فاقد Crd + And
  - ۴) پارازن‌های دارای Fbi
- هر یک از این پارازن‌ها را به اختصار توضیح می‌دهیم.

### پارازن فاقد Grt + Crd + And

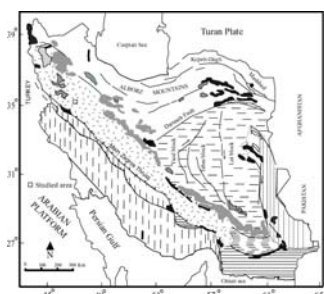
این پارازن دارای کانی‌های کلریت، مسکوویت و بیوتیت است که دور از توده‌های نفوذی منطقه قروه برنزد دارند. این نمونه‌ها در ارتباط با دگرگونی ناحیه‌ای درجه ضعیف در جنوب قروه هستند.

### پارازن‌های دارای And-Crd

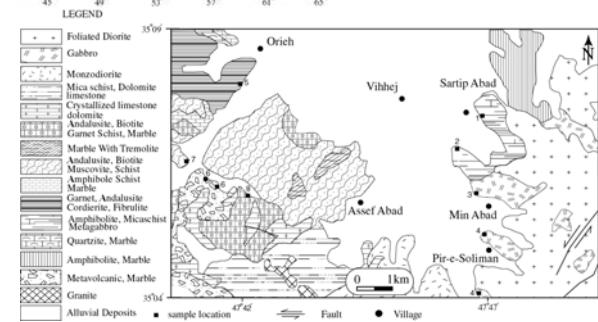
کانی‌های آندالوزیت، کینایت، بیوتیت و مسکوویت از جمله کانی‌های این پارازن هستند. اندازه کانی‌های

توده‌های نفوذی متعددی برنزد دارند (مثل گابرو، دیوریت، گرانیت). این توده‌ها به دو دسته کلی، توده‌های دارای برگرگاری و توده‌های فاقد برگرگاری تقسیم می‌شوند. توده‌های نفوذی جوان شامل گرانیت، دیوریت و گابرو و فاقد برگرگاری هستند و توده‌های قدیمی‌تر که دارای برگرگاری‌اند، شامل گابرو، دیوریت، گابرو دیوریتی و گرانیت هستند که به‌صورت موضعی میلوئینیزه نیز شده‌اند (عمرانی، ۱۳۸۴). بین قروه و

همدان، دگرگونی‌های ناحیه‌ای در حد رخساره شیبست سبز برنزد دارند. سنگ‌های دگرگونی قروه شامل کلریت شیبست، بیوتیت شیبست، شیبست‌های لکه‌ای، مرمرها و متابلیت‌ها هستند. پروولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه قروه، شامل گری-واکها، آهک‌ها، سنگ‌های بازیگ، رسوبات رسی و نیمه‌رسی می‌باشند (عمرانی و همکاران، ۱۳۸۵).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی و موقعیت روستاها در جنوب قروه (محل برداشت نمونه‌ها بر روی نقشه نشان داده شده است).



آندالوزیت حدود ۱ cm بوده، از نوع آندالوزیت‌های دارای ناخالصی گرافیتی (کیاستولیت) هستند. دو نسل آندالوزیت و کربیدهای سالم و تجزیه‌شده در کنار هم در نمونه‌های دارای این پارازن دیده می‌شوند.

### پارازن‌های دارای Grt و فاقد And-Crd

در این نمونه‌ها علاوه بر گارنت، بیوتیت، مسکوویت یا کلریت و کوارتز دیده می‌شوند. گارنت‌ها بی‌شکل و توسط کانی‌های صفحهای در بر گرفته شده‌اند. بیوتیت و مسکوویت دانه‌ریز هستند.

### پارازن‌های دارای Fbi

این پارازن‌ها دارای آندالوزیت، گارنت، بیوتیت، مسکوویت هستند. همراه این کانی‌ها، فیبرولیت و دو نسل بیوتیت در نمونه‌های دارای این پارازن دیده می‌شود. با استفاده از نرم‌افزار ترموکالک (Holland and Powell, 1985) حداکثر دما و فشار برای اوج دگرگونی مجاورتی منطقه قروه در زیر سیستم KMASH کمتر از ۳ کیلوپا و ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد به‌دست آمده است (شکل ۲). تمام پارازن‌های ذکر شده دارای کوارتز هستند.

### تشکیل فیبرولیت

مکانیزم‌های تشکیل فیبرولیت دالیت بر نرخ رشد سریع به‌دلیل واکنش فرا مرحله‌ای دارد. واکنش تک‌متغیره در سیستم کینایت- آندالوزیت- سیلیمانیت کند است زیرا احتیاج به گسیختگی پیوندهای محکم Al-O و Si-O دارد و نیروهای کنترل‌کننده کوچک هستند. اگر بلورهای فیبرولیت در طی دگرگونی جانشین می‌کاشا شوند، هسته‌بندی ممکن در مرز دانه‌های میکا به‌واسطه سد انرژی پایین‌تر در مقایسه با

منسقبماً جانسین بیوتیت شود، اما تشخیص تولید بیوتیت مشکل است، چون این کانی به واسطه مصرف فازهای پراکنده در زمینه حاوی بیوتیت در اطراف سیلیمانیت رشد می‌کند.

شکل ۲b واکنش سنگ کل تغییر و تبدیل پلی‌مورف کاینیت به سیلیمانیت را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل دیده می‌شود، مقادیر زیادی از کانی‌های صفحه‌ای (بیوتیت و مسکوویت) در این نمونه وجود دارد که به‌طور محلی فراوانی آنها متفاوت است. در این شرایط کانی‌های صفحه‌ای به‌عنوان کاتالیزور این واکنش عمل می‌کنند. واکنش محلی منجر به رشد فیبرولیت از بیوتیت و جانسین کاینیت توسط مسکوویت می‌شود که این فرآیند ساختارهای مجزایی را تولید می‌کند که به آسانی قابل تشخیص هستند. این واکنش‌های محلی ساختارهای نیمه‌پایداری تولید می‌کنند که تشخیص آنها مشکل است. فرآیند تبدیل کاینیت به فیبرولیت با از دست دادن Fe همراه است. این مسأله نشان می‌دهد که دست کم بخشی از این تغییر و تبدیل در ارتباط با فرآیندهای متاسوماتیسم بوده است و تنها به تغییر دما و فشار سیستم وابسته نیست (Charles and Foster, 1991).

پنج فاکتور کلی برای تشکیل فیبرولیت پیشنهاد شده است:

- الف) فیبرولیتی شدن به دلیل شستشوی کاتیونی و تهی‌شدگی (Kerrick, 1990).
- ب) فیبرولیتی شدن به علت واکنش بین پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم (Sassi et al., 2004).
- پ) فیبرولیتی شدن به علت متاسوماتیسم Al (Kerrick, 1990).
- ت) فیبرولیتی شدن به دلیل تغییر شکل (مؤذن و همکاران، ۱۳۸۵، Homam et al., 2002).

ث) فیبرولیتی شدن به دلیل افزایش دما (جعفری و همکاران، ۱۳۸۵).  
در طی هر یک از مراحل ذکر شده، فیبرولیت می‌تواند از تمام کانی‌های Al بالا تحت شرایط مطلوب تشکیل شود. از جمله کانی‌هایی که می‌توانند به فیبرولیت تبدیل شوند، می‌توان الومینوسیلیکات‌ها، بیوتیت، مسکوویت، گارنت و پلاژیوکلاز را نام برد.

#### فیبرولیت‌های ناحیه قروه

فیبرولیت‌های قروه به دلایل زیر از نوع ناهماهنگ است (شکل ۳).  
الف) مرز بین فیبرولیت و دیگر کانی‌ها دارای زوایای تصادفی است (شکل ۳a و ۳b).  
ب) مرز کانی‌ها به واسطه حضور فیبرولیت کج‌شده نیست و اشکال کانی‌ها حفظ شده است؛

پ) فیبرولیت‌هایی که در حواشی کانی‌ها به داخل کانی‌ها نفوذ کرده، با مرز کانی زاویه نسبتاً زیادی می‌سازد (شکل ۳b).

ت) فیبرولیت به صورت دسته‌های شعاعی شست‌زنیته را قطع می‌کند (شکل ۳c).

ث) در بر گرفته شدن برخی کانی‌ها مثل گارنت و پلاژیوکلاز، نشان‌دهنده رشد فیبرولیت بعد از کانی‌های دیگر است (شکل ۳d).

ج) رشد فیبرولیت‌ها در تمام جهات، روی بیوتیت و آندالوزیت‌ها (شکل ۳e).

چ) عدم چین‌خوردگی در بلورهای فیبرولیت نشان‌دهنده رشد پس از تکونیک آنها است (شکل ۳f).

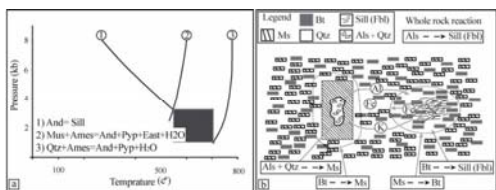
د) در شکل ۳g تصویری از فیبرولیت‌های هماهنگ ناحیه Ronda (غرب Betics) برای مقایسه آن با فیبرولیت‌های ناهماهنگ قروه نشان داده شده است.

هسته‌بندی یک بلور مجزا در زمینه رخ می‌دهد (Lee et al., 1999). این هسته‌بندی با رشته‌های بی‌شمار در مناطق میکروسکوپی نشان می‌دهد که انرژی فعال‌سازی برای هسته‌بندی فیبرولیت کم بوده است (Cesare et al., 2002; Vernon and Flood, 1985).  
فیبرولیت‌ها را بر اساس روابط بافتی به دو دسته فیبرولیت‌های هماهنگ (Harmonious fibrolite) و فیبرولیت‌های ناهماهنگ (Disharmonious fibrolite) تقسیم‌بندی کرده‌اند. هر گاه مرز کانی‌های مجاور با فیبرولیت به‌صورت آشکار و واضح باشد، اصطلاح فیبرولیت هماهنگ به‌کار برده می‌شود. این فیبرولیت ویژگی‌های بافتی تعادلی را از خود نشان می‌دهد و نشان‌دهنده این مطلب است که فیبرولیت هم‌زمان با دیگر کانی‌ها از ابتدای تبلور تا خاتمه تبلور با دیگر کانی‌ها حضور داشته است (Grambling and

Williams, 1985).

در عوض، اصطلاح فیبرولیت ناهماهنگ هنگامی به‌کار برده می‌شود که هیچ مرز و ارتباط آشکاری بین فیبرولیت و دیگر کانی‌ها وجود ندارد. وجود این فیبرولیت‌ها نشان‌دهنده رشد آنها بین دیگر فازها در مراحل بعدی است. در این حالت، رشته‌های نازک فیبرولیت که به‌وسیله کانی‌های دیگر احاطه شده، ترتیب هندسی منظمی را نشان می‌دهند (Homam et al., 2002).

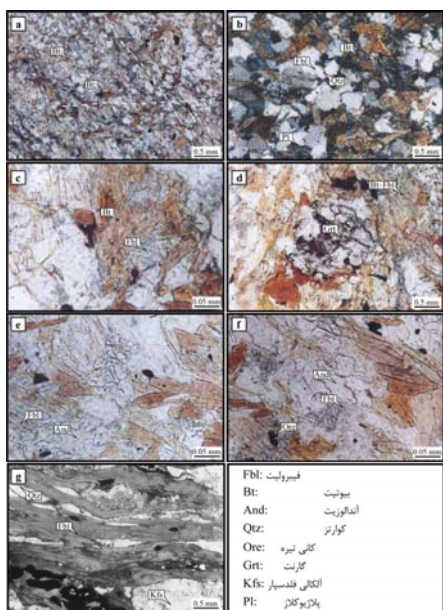
فیبرولیت در هاله‌های دگرگونی بر خلاف سیلیمانیت که محدود به سنگ‌های مجاور با توده است در فاصله دورتری از تماس با توده دیده می‌شود و مقدار فراوانی فیبرولیت در جهت تماس با توده افزایش پیدا می‌کند (مؤذن و همکاران، ۱۳۸۵؛ جعفری و همکاران، ۱۳۸۵؛ Homam et al., 2002).



شکل ۲- T-P دما و فشار به‌دست آمده از اعضای انتهایی غنی از منیزیم و (b) مکانیزم تشکیل فیبرولیت از بیوتیت.

دما پایین‌تر نسبت داده شده است (Charles and Foster, 1991). انتخاب بین فرآیندهای ایزوشیمیایی (سیستم بسته) و متاسوماتیک (سیستم باز) تولیدکننده فیبرولیت از بیوتیت در سنگ‌ها، مستلزم پیدا کردن واکنش‌های محلی است که بیوتیت تولید می‌کنند. به‌طور کلی، مصرف بیوتیت برای تشکیل فیبرولیت به آسانی قابل تشخیص است، چون این کانی می‌تواند

برخی از محققان تشکیل سیلیمانیت در سنگ‌های رمی را در ارتباط با متاسوماتیسم گسترده، مثل شستشوی بیوتیت در نتیجه نفوذ مواد فرار اسیدی می‌دانند و برخی دیگر از محققان تشکیل فیبرولیت را در توازن با تشکیل بیوتیت در ناحیه‌ای دیگر از سنگ می‌دانند. این فرآیند مستلزم هسته بودن سیستم (بدون مواد فرار) است و رشد فیبرولیت نیز به شکستن مجموعه کانی‌های



شکل ۳- نمایش تصاویر میکروسکوپی فیبرولیت‌های منطقه قروه.

هورنفلس‌های رسی و نیمه‌رسی شامل آندالوزیت، کربیریت و گارنت است. اثر دگرگونی ناحیه‌ای دوم روی این پارائز تجزیه‌شدگی گسترده در آنهاست. به‌طوری‌که آندالوزیت‌ها به سرسیت، و کربیریت‌ها به پینیت تبدیل شده و گارنت‌ها نیز از اطراف تحلیل‌رفته‌اند. از جمله آثار دیگر این فاز،

مکانیزم تشکیل فیبرولیت در قروه و مقایسه آن با فیبرولیت‌های چاه قند و اوریل (ایرلند) همان‌طور که قبلاً ذکر شد، توده‌های نفوذی در جنوب قروه به دو دسته قدیمی (دارای برگراگی) و جدیدتر (فاقد برگراگی) تقسیم می‌شوند. در مرحله اول نفوذ کانی‌های شاخص در

می‌گیرند. از جمله شواهد رشد هم‌زمان با حرکات تکتونیک، جهت‌یافتگی فیبرولیت‌ها در زون‌های تغییرشکلی بالا و در برگرفت پورفیروبلست‌های آندالوزیت، استارولیت و پلاژیوکلازها است. در مطالعه فیبرولیت‌های قروه مشخص گردید که این کانی‌ها از شواهد بافتی ذکر شده تبعیت نمی‌کنند. این فیبرولیت‌ها روی بیوتیت و در مرز کانی‌ها رشد کرده‌اند.

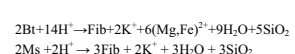
از جمله مطالعات دیگر روی فیبرولیت‌ها می‌توان به مطالعات مؤذن و همکاران (۱۳۸۵) اشاره کرد که به مطالعه فیبرولیت‌ها و نحوه تشکیل آنها در منطقه چاه قند پرداخته‌اند. آنها در این مطالعه دو مکانیزم کلی برای تشکیل فیبرولیت در نظر گرفته‌اند: الف) تهی‌شدگی کاتیونی؛ ب) فیبرولیتی شدن در اثر تغییر شکل.

طبق مدل اول، فیبرولیت‌ها در سنگ‌های هوازده تشکیل شده است. در این نمونه‌ها، تأثیر محلول‌های گرمایی باعث تجزیه مسکوویت و بیوتیت‌ها به فیبرولیت شده است. در نمونه‌هایی که آثار تغییرشکل شدید (مثل کج‌شدگی بیوتیت‌ها) در آنها مشهود است، تشکیل فیبرولیت در ارتباط با تغییر شکل در نظر گرفته شده است (مؤذن و همکاران، ۱۳۸۵).

هنگام تبدیل آندالوزیت به فیبرولیت بر اثر حضور سیالات معمولاً سرسیتی شدن آندالوزیت نیز رخ می‌دهد (Glen, 1979). فیبرولیت‌های قروه به‌صورت دسته‌جاری در بین کانی‌ها و بر روی بیوتیت‌ها دیده می‌شوند. فیبرولیت به‌طور ناقص جانسین آندالوزیت نیز شده است و همان‌طور که ذکر شد، با توجه به این‌که فیبرولیت‌ها با

میلونیتی شدن توده‌های دیوریتی، گسارویی و گرانیتی است (عمرانی، ۱۳۸۴).

با نفوذ توده‌های بعد از تکونیک، نسل جدیدی از کانی‌های آندالوزیت، کربیریت، گارنت و همچنین فیبرولیت در متابلت‌ها به‌وجود آمده است. کانی‌های کاملاً سالم در کنار کانی‌های تجزیه شده نشان‌دهنده رشد آنها در فاز دوم نفوذ است. فیبرولیت‌ها در نتیجه نفوذ سیالات حاصل از این توده‌ها به‌وجود آمده است. این فرآیند باعث تجزیه بیوتیت و تبدیل آنها به فیبرولیت شده است. فیبرولیت‌ها غالباً روی میکاها هسته‌بندی کرده، ظهور آنها روی آندالوزیت و در اطرف آن کمتر دیده می‌شود. وجود فیبرولیت‌ها بر روی کانی بیوتیت به‌دلیل تهی‌شدگی کاتیونی است. نمونه‌های حاوی فیبرولیت احتمالاً تحت‌تأثیر دگرسانی گرمایی اسیدی بوده‌اند (در امتداد رگه‌ها) که در نتیجه آن عناصر  $OH$ ,  $Mg$ ,  $Fe$ ,  $K$  از کانی‌ها خارج و فیبرولیت به‌وجود می‌آید. واکنش‌های احتمالی تشکیل فیبرولیت‌های قروه تحت‌تأثیر این فرآیند، عبارت هستند از:



همان‌طور که در این واکنش‌ها نیز مشاهده می‌شود هم‌رشدی فیبرولیت و کوارتز اتفاق می‌افتد. رشد فیبرولیت در تمام جهات ثابت‌کننده تشکیل آنها بعد از تکونیک و در شرایط تکتونیک آرام منطقه است.

Homam و همکاران (۲۰۰۲) کلسه فیبرولیت‌های منطقه اوریل، شمال غرب ایرلند را مطالعه کرده‌اند. هم‌رشدی فیبرولیت‌ها با بیوتیت‌ها را هم‌زمان و بعد از حرکات جنبشی در نظر

- of biotite as a catalyst in reaction mechanism that form sillimanite. *Canadian Mineralogist* 29: 943-963.
- Chinner, G. A. (1961) The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus. *Journal of Petrology* 2: 312-323.
- Fleming, P. D. (1973) Mg-Fe distribution between coexisting garnet and biotite and the status of fibrolite in the andalusite-staurolite zone of the Mt. Lofty Ranges, South Australia. *Geological Magazine* 100: 477-482.
- Glen, R. A. (1979) Evidence for cyclic reactions between andalusite, sericite and sillimanite, mount Franks area, Willyama complex, N.S.W., *Tectonophysics* 58(1-2): 97-112.
- Grambling, J. A. (1981) Kyanite, andalusite, sillimanite and related mineral assemblage in the Truchas Peaks region, New Mexico. *American Mineralogist* 66: 702-722.
- Grambling, J. A. and Williams, M. L. (1985) The effects of Fe<sup>3+</sup> and Mn<sup>2+</sup> on aluminum silicate phase relations in North-Central New Mexico, U.S.A., *Journal of Petrology* 26: 324-354.
- Hemingway, B. S., Robie, R. A., Howard, T. E. and Kerrick, D. M. (1991) Heat capacity and entropies of sillimanite, fibrolite, andalusite and quartz and the Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> phase diagram. *American Mineralogist* 79(9-10): 1597-1613.
- Holland, T. J. B. and Powell, R. (1985) An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlation: 2: Data and results. *Journal of Metamorphic Geology* 3(4): 343-370.
- Homam, S. M., Boyle, A. and Atherton, M. P. (2002) Syn- to post-kinematic fibrolite-biotite intergrowth in the Ardara aureole, NW Ireland. *Journal of Science*
- Islamic Republic of Iran 13(4): 327-337.
- Kerrick, D. M. (1987) Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland. *American Mineralogist* 72(3-4): 240-254.
- Kerrick, D. M. (1990) The Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> polymorphs, *Reviews in Mineralogy. Mineralogical society of America* 22: 207-221.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Lee, P. R., Jillian, R., Banfield, F., Derrill, F. and Kerrick, M. (1999) Tem investigation of Lewiston, Idaho, fibrolite: Microstructure and grain boundary energetic. *American Mineralogist* 84: 152-159.
- Pattison, D. R. M. (1992) Stability of andalusite and sillimanite and the Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub> triple point: constraints from the Ballachulish Aureole, Scotland. *Journal of Geology* 100: 423-446.
- Sassi, R., Mazzoli, C., Spiess, R. and Cester, T. (2004) Towards a better understanding of the fibrolite problem: the effect of reaction overstepping and surface energy anisotropy. *Journal of Petrology* 45(7): 1467-1479.
- Vernon, R. H. and Flood, R. H. (1977) Interpretation of metamorphic assemblages containing fibrolitic sillimanite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 59: 227-235.
- Yardley, B. W. D. (1977) The nature and significance of the mechanism of sillimanite growth in the Connemara schists, Ireland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 65: 53-58.

کانی‌های مجاور خود مرز اشکال و مشخصی ندارند و بدون جهت‌یافتگی و تحت زوایای تصادفی با دیگر کانی‌ها برخورد می‌نمایند، جزء فیبرولیت‌های ناهماهنگ است. این کانی‌ها بیشتر در امتداد رگه‌ها تشکیل شده‌اند.

#### نتیجه‌گیری

نفوذ دو نسل توده‌های آذرین در جنوب قروه، دو نسل آندالوزیت، گارنت و کوردیریت حاصل کرده است. وجود کانی‌های شکل‌دار و سالم در کنار کانی‌های تجزیه‌شده (مثل تبدیل آندالوزیت به سرسیت) گواهِ این مطلب است. اوج دگرگونی در جنوب منطقه قروه که در نتیجه نفوذ توده‌های جوان در این منطقه صورت گرفته، شامل گارنت، آندالوزیت، بیوتیت و مسکوویت است. با بررسی‌های میکروسکوپی صورت‌گرفته، مشخص گردید که فیبرولیت‌ها در نتیجه نفوذ توده‌ها و سیالات حاصل از آنها تشکیل شده (سیستم باز) و از نوع ناهماهنگ هستند. رشد فیبرولیت‌ها در همه جهت‌های حاکمی از تشکیل آنها در شرایط تکنوتیکی آرام منطقه است. هسته‌بندی گسترده فیبرولیت‌ها روی بیوتیت در حضور آندالوزیت نشان‌دهنده این مطلب است که فیبرولیت‌ها بر روی میکالها نسبت به آلومینوسیلیکات‌ها آسان‌تر هسته‌بندی می‌کنند.

#### سیاست‌گذاری

به این وسیله، گارنته لازم می‌داند از زحمات معاون محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز، به‌خاطر حمایت مالی ایشان و آقایان دکتر مؤید و دکتر جهانگیری، به‌خاطر کمک‌های علمی آنها تشکر و قدرانی نماید. همچنین بر خود فرض می‌دانم از اهالی روستاهای ویج و اوریه و حسین‌آباد به‌خاطر کمک‌هایشان به‌نگام کارهای صحرایی سیاست‌گذاری نمایم.

#### منابع

- جعفری، س. ر.، مسائی‌کاشانی، س. و سپاهی، ع. ا. (۱۳۸۵) معماری فیبرولیت: مطالعه رویداد و تغییرات فیبرولیت‌ها در سنگ‌های دگرگونی و پلوتونیک ناحیه همدان. بیست و پنجمین همایش سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
- حسینی، م. (۱۳۷۸) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قروه. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- عمرانی، ه. (۱۳۸۴) بررسی دگرشکلی و دگرگونی‌های جنوب و جنوب‌غرب قروه. استان کردستان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ایران.
- عمرانی، ه. مؤذن، م. مؤید، م. و جهانگیری، ا. (۱۳۸۵) بررسی‌های پتروژنولوژیکی سنگ‌های دگرگونی قروه. دهمین انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- عمرانی، ه. مؤذن، م. مؤید، م. و جهانگیری، ا. (۱۳۸۴) معرفی کانی‌شناسی و روابط پتروژنولوژیکی متابلیت‌ها در منطقه قروه. سیزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- مؤذن، م. همام، س. م. و قادری، ز. ع. (۱۳۸۵) بررسی مسأله فیبرولیت و شرایط تشکیل آن در هاله دگرگون گابرویدوریت چاه قند، شمال شرق تبریز. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۱۴ (۱): ۱۱۳ - ۱۲۸.
- Cesare, B., Gomez-Pugnaire, M. T., Sanchez - Navas, A. and Grobettey, B. (2002) Andalusite - sillimanite replacement (Mazaron - SE Spain): microstructural and TEM study. *American Mineralogist* 87: 433-444.
- Charles, T. and Foster, J. R. (1991) The role

ذوب‌بخشی در سنگ‌های دگرگونی رخساره آمفیبولیت، معمولاً در شرایط بدون بخار، به‌همراه آب مورد نیاز برای آغاز ذوب در حرارت پایین به‌وسیله واکنش‌های آب‌زدایی میکالها و آمفیبول انجام می‌پذیرد (Harris *et al.*, 1995; Jung *et al.*, 1998; Genier *et al.*, 2008; Sawyer, 2010) تحت حرارت‌های حدود ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد، شکست مسکوویت تنها واکنشی در غیاب بخار است که می‌تواند ۵ تا ۱۵ درصد حجمی در سنگ مذاب ایجاد نماید (Miller, 1985; Gardien *et al.*, 1995) اما برای خروج مذاب نیاز به درصد‌های ذوب‌بخشی بالاتر است. این شرایط با آغاز ذوب آب‌زدایی بیوتیت انطباق می‌یابد. در این شرایط، حجم لوکوسوم در میگماتیت می‌تواند به بیش از ۲۵ درصد حجمی برسد (Sawyer, 1996; Genier *et al.*, 2008) و مذاب قابلیت خروج را پیدا کند. اگر این مذاب‌ها به هم پیوندند، می‌توانند میگماتیت‌های دیانکسیتی و نهایتاً گرانیت‌های پراآلومینوس را ایجاد نمایند (برای مثال: Brown, 1994). مدل‌بندی‌های ژئوشیمیایی بر اساس عناصر اصلی و فرعی می‌تواند در حل پیچیدگی فرآیندهای ذوبی در میگماتیت‌ها مفید واقع شود. مذاب‌های تولید شده می‌تواند بر اساس شواهد صحرایی و میکروسکوپی به‌صورت متعادل یا نامتعادل تولید شوند.

#### محیط زمین‌شناسی

مجموعه دگرگونی قوری (شمال‌شرق تبریز) که عمدتاً از سنگ‌های بازیک (آمفیبولیت)، آهکی (مرمریت) و رسی (کیانیت شیست) دگرگون‌شده تشکیل یافته (شکل ۱)، به‌وسیله دو واقعه دگرگونی ناحیه‌ای تکامل یافته است (Fazlma *et al.*, 2009). اولین واقعه دگرگونی در زمانی بین ۱۸۷ و ۱۸۰ میلیون سال پیش بر اثر ضخیم‌شدن پوسته قاره‌ای به‌وقوع پیوسته است. این رخداد دگرگونی هم‌زمان با کوهزایی رخ داده است. بر اثر این واقعه سنگ‌های با سن پالئوزوئیک میانی و پایانی در حد رخساره میانی باروون (رخساره آمفیبولیت؛ اوج شرایط دگرگونی معادل ۶۴۰ درجه سانتی‌گراد و ۸/۱ کیلوبار) دگرگون شده‌اند.

پس از اولین واقعه دگرگونی، عملکرد سیستم ریفت در سرزمین ابرقاره گندوانا (Golonka, 2004; Sears *et al.*, 2005; Saki, 2010) باعث شده است تا در یک سیستم ریفتی اولیه در حال گسترش (Incipient Rift)، ماگماتیسیم غیر کوهزایی در شمال‌شرق مجموعه دگرگونی قوری توسعه یابد (فضل‌نیا، ۱۳۸۹). بر اثر این واقعه، باتولیت ناهمگن تله‌پهلوانی با سن ۱۷۰۷±۱۰/۹ Ma (Fazlma *et al.*, 2009) نشان می‌دهد که درصد‌های

پتروژنولوژی، سال اول، شماره اول، بهار ۱۳۸۹، صفحه ۱۱-۲۶  
تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۱۱/۲۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۶/۱۵

### مدل‌بندی ژئوشیمیایی ذوب‌بخشی زئولیت‌های میگماتیتی تله‌پهلوانی

#### شهر بابک

#### عبدالناصر فضل‌نیا\*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

#### چکیده

قروه افتادن قطعاتی از گارنت-بیوتیت-کیانیت شیست‌های مجموعه دگرگونی قوری (بخش جنوبی زون سندج-سرجان، شمال‌شرق تبریز) به داخل توده نفوذی تله‌پهلوانی با ترکیب اولیه لوکوکواتر دیوریت-آنوروتزیت باعث شده است تا این شیست‌ها (زئولیت‌ها) درجات دگرگونی مجاورتی شدیدی را در حد اواخر رخساره پروکسوزون تحمل نموده، به میگماتیت‌های فلیسک تبدیل شوند. حجم مذاب تولید شده (لوکوسوم) بر اساس مدل‌بندی ژئوشیمیایی عناصر فرعی، حدود ۵ تا ۲۰ درصد حجمی بوده است. خروج بخشی از این مذاب‌ها (احتمالاً کمتر از ۲۵ درصد حجمی) و اتصال آنها به یکدیگر، مبارزات کوچک گرانیت پراآلومینوس را تولید نموده است.

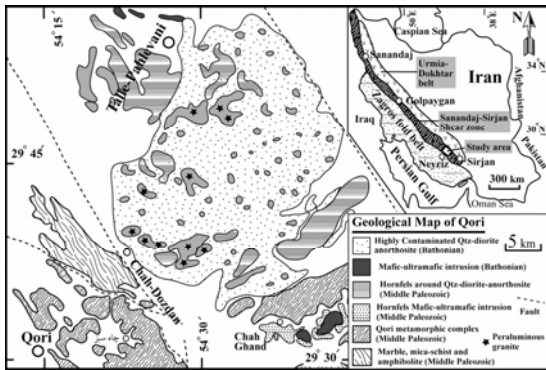
**واژه‌های کلیدی:** مدل‌بندی ژئوشیمیایی، ذوب‌بخشی، میگماتیت، متابلیت، عناصر خاکی نادر

#### مقدمه

میگماتیت‌های پلیتی-نیمه‌پلیتی و نفوذی‌های گرانیتی پراآلومینوس موارد ایده‌آلی برای بازسازی شرایط دگرگونی، آناتکسی و نحوه تشکیل گرانیت‌ها در طول کوهزایی‌ها هستند. میگماتیت‌ها به‌طور گسترده در سنگ‌های رخساره آمفیبولیت میانی تا بالا، در سرزمین‌های نوع باروون توزیع می‌شوند. آنها منابع مناسبی برای ماگمات‌های گرانیتی پراآلومینوس پوسته هستند. آناتکسی پوسته‌ای، شواهدی از اشفتگی حرارتی

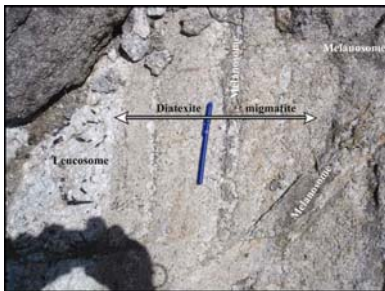
را باعث شده است.

در طول واقعه دوم، واکنش‌های دگرگونی، باعث ذوب‌بخشی در سنگ‌های دگرگونی لبه قوس فعال قاره‌ای شده است. بر اثر این واقعه، میکمانیت‌هایی با ترکیب مافیک و بر حد رخساره میانی باروین (رخساره آمفیبولیت) تشکیل و بر اثر خروج درج‌ت کوچک از مذاب‌ها از آمفیبولیت‌های میکمانیتی، تولید نفوذی‌های کوچک ترونجمیتی شده است (Fazlnia *et al.*, 2009; Fazlnia *et al.*, 2007).  
دومین واقعه دگرگونی با شرایط اوج دگرگونی ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۸/۵ کیلوپا (Fazlnia *et al.*, 2009; Fazlnia *et al.*, 2008) در حدود ۱۴۷ میلیون سال پیش در ارتباط با قوس قاره‌ای فعال زون سندج-سیرجان جنوبی به‌وقوع پیوسته است (Fazlnia *et al.*, 2009). آغاز فرورانش اقیانوس نتوتیس کمی قبل از این زمان به لبه جنوبی زون دگرگونی سندج - سیرجان در حوالی شرق نیریز، این نوع فرایند دگرگونی

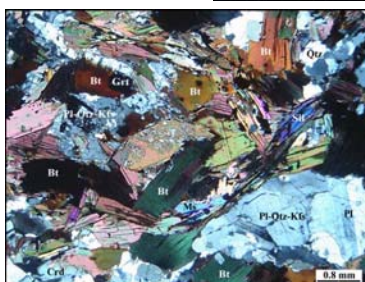


شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی محدوده شمال‌شرق نیریز فارس (با تغییرات از سیرزای و همکاران، ۱۳۷۲).

به‌دلیل افزایش ذوب‌بخشی و در نتیجه افزایش لوکوسوم برده بین لوکوسوم و مزوسوم قرار می‌گیرد. زئولیت‌های میکمانیتی دارای دو مشخصه صحرایی و ژئوشیمیایی هستند. برخی از آنها فلاریک متاکستی و برخی دیگر دیاتکستی هستند. انواع متاکستی مشخصات لایه‌بندی یک میکمانیت را حفظ نموده‌اند و بنابراین، دیاتکست-گرانیت قرار می‌گیرند (شکل ۴).



شکل ۲- رخنمون متداولی از ساختار میکمانیتی در زئولیت‌های سیستی فرو افتاده از شیست‌های کمپلکس دگرگونی ناحیه‌ای قوری. این شکل یک میکمانیت دیاتکستی را که دارای ساختار رفت (شولن) است، نمایش می‌دهد.



شکل ۳- تصویر میکروسکوپی از متداولترین زئولیت‌های میکمانیتی این شکل یک میکمانیت دیاتکستی را که دارای ساختار رفت (شولن) است، نمایش می‌دهد. عدسی‌های حاصل از ذوب از بخش‌های رستنی غنی در بیوتیت جدا شده و به‌دلیل جریان یافتن بخش‌های تیره را از هم جدا نموده‌اند.

به‌صورت قدرتمند (forceful) به داخل سنگ‌های نیمه‌رسی - رسی دگرگون‌شده (بیوتیت-گارت-کیانیت شیست) شمال‌شرق کمپلکس دگرگونی قوری نفوذ نموده است. ترکیب اولیه این باتولیت عمدتاً سنگ‌های لوکوکوارتز دیوریت-آئوریزیت همراه با نفوذی‌های کوچک مافیک-اولترامافیک است (فضل‌نیا، ۱۳۸۹; Fazlnia *et al.*, 2007; Fazlnia *et al.*, 2009).  
دومین واقعه دگرگونی با شرایط اوج دگرگونی ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۸/۵ کیلوپا (Fazlnia *et al.*, 2009; Fazlnia *et al.*, 2008) در حدود ۱۴۷ میلیون سال پیش در ارتباط با قوس قاره‌ای فعال زون سندج-سیرجان جنوبی به‌وقوع پیوسته است (Fazlnia *et al.*, 2009). آغاز فرورانش اقیانوس نتوتیس کمی قبل از این زمان به لبه جنوبی زون دگرگونی سندج - سیرجان در حوالی شرق نیریز، این نوع فرایند دگرگونی

## روش انجام پژوهش

در مطالعه صحرایی سعی شد تا ارتباط بین نمونه‌های زئولیتی میکمانیتی شده، توده اصلی ماگمایی و سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای مجاور برقرار و بر این اساس نمونه‌برداری انجام گردد. سپس روابط میکروسکوپی بین نمونه‌ها مطالعه گردید. بر اساس روابط صحرایی و میکروسکوپی چندین نمونه از سنگ‌های ذکر شده در بالا انتخاب و عناصر اصلی به روش XRF و عناصر فرعی به روش ICP-MS در دانشگاه کیل آلمان تجزیه شدند. در مطالعه مدل‌بندی ژئوشیمیایی به منظور به‌دست آوردن مقدار ذوب‌بخشی و فازهایی که این ذوب و عناصر را کنترل می‌نمودند، از معادلات ریاضی Shaw (۱۹۷۰) استفاده گردید.

## روابط صحرایی و میکروسکوپی

بررسی صحرایی رخنمون‌های سنگی مختلف در کمپلکس باتولیتی تله‌پهلوانی نشان می‌دهد که چندین نوع رخنمون سنگی مختلف در محدوده مورد مطالعه وجود دارد. سنگ‌های اصلی موجود در باتولیت فوق بخش‌هایی هستند که اکنون مشخصه یک گرانودیوریت-تولایت بیوتیت‌دار را دارند. این سنگ‌ها در واقع از ماگمای لوکوکوارتز دیوریتی-آئوریزیتی که به وسیله زئولیت‌های رسی فرو افتاده از کمپلکس دگرگونی قوری آلیش یافته‌اند، به‌وجود آمده‌اند (فضل‌نیا، زیر چاپ). در واقع، واپاشی برخی از این زئولیت‌ها منجر به پراکندگی بیوتیت، مسکویت، گارت، کوارتز و کربیدیت در بسیاری از بخش‌های توده ماگمایی فوق گردیده است. گاه درصد این بلورها تا ۴۰ درصد حجم سنگ می‌رسد. بقیه درصد حجمی این سنگ‌ها را پلاژیوکلاز با ۴۰-۴۵ درصد آنورتیت تشکیل

داده است (فضل‌نیا، زیر چاپ). برخی دیگر از این زئولیت‌ها احتمالاً ذوب‌بخشی و در نتیجه ساختارهای میکمانیتی را توسعه داده‌اند (شکل ۲). این ساختارها بیشتر در قسمت‌های مرکزی و جنوب‌غربی توده نفوذی قابل مشاهده هستند. زئولیت‌های با ساختار میکمانیتی در بخش‌هایی که لوکوکوارتز‌های پرآلومینوس و پگماتیت‌ها حضور دارند، گسترش زیادی یافته‌اند (شکل ۱). اندازه این زئولیت‌ها از چندین سانتی‌متر تا چندین ده متر می‌رسند. در این زئولیت‌ها و یا در داخل بخش‌های آلیش‌یافته، بخش‌های روشنی به صورت رگه‌ای و عدسی‌شکل و یا به‌صورت ساختارهایی در سایه فشارشی حضور دارند که لوکوسوم هستند و بیشتر مرز تدریجی و گاهی مشخص با بخش‌های تیره‌تر دارند. بخش‌های روشن دارای گردهمایی کانایی عمدتاً کوارتز و فلدسپار پتاسیم هستند که با کانی‌های فرعی پلاژیوکلاز + بیوتیت + مسکویت + کربیدیت + گارت + سیلمنیت همراهی می‌شوند (شکل ۳).

در بسیاری بخش‌ها، لوکوسوم‌ها به‌وسیله بخش‌های بسیار تیره شامل گردهمایی مسکویت + کربیدیت + بیوتیت + گارت + سیلمنیت منشوری + کربیدیت + فلدسپار پتاسیم + پلاژیوکلاز + کوارتز محاصره می‌شوند (اشکال ۲ و ۳). این قسمت‌ها که عمدتاً گسترش اندک وضاحت نازکی دارند و از اجزای عمدتاً مافیک تشکیل شده‌اند، می‌توانند ملانوسوم نامیده شوند. گاه ملانوسوم‌ها به‌صورت متناسب و یا به‌دام افتاده در لوکوسوم‌ها مشاهده می‌شوند (رک: فضل‌نیا، ۱۳۸۸).

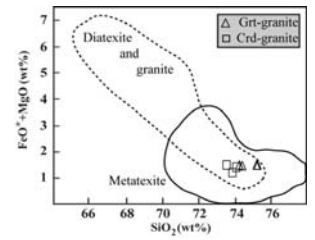
در ساختارهای میکمانیتی قسمت‌های حجمی وجود دارد که مخلوطی از اجزای مافیک (مانند ملانوسوم) و فلسیک (مانند لوکوسوم) هستند که به‌صورت لایه‌بندی تفریقی (تفریق دگرگونی) قابل مشاهده بوده و مزوسوم

و ایلمنیت افزوده شده است. این مشخصات با غنی‌تر شدن زئولیت‌های میکمانیتی در کربیدیت، گارت و بیوتیت هم‌انگهی دارد. بالا بودن کربندوم در تمام نمونه‌های سنگی نشان‌دهنده طبیعت پرآلومینوس این سنگ‌ها است. افزایش نسبت‌های  $La_2O_3/Yb_2O_3$ ،  $Sm_2O_3/Yb_2O_3$  و  $Gd_2O_3/Yb_2O_3$  در زئولیت‌های میکمانیتی شده نسبت به زئولیت‌های بدون ذوب‌بخشی و متاپلیت‌ها نشان می‌دهد که کانی‌های نگهدارنده عناصر خاکی نادر حدواسط و سنگین (مانند گارت) به ذوب حساس‌تر بوده و در واکنش‌های ذوب شرکت نموده‌اند.

برای تعیین مقدار احتمالی ذوب‌بخشی می‌توان از مدل‌بندی ژئوشیمیایی که بر اساس مدل‌های ذوب‌بخشی متعادل و نامتعادل استوار هستند، سود برد. با توجه به اینکه مذاب‌ها در کنار سنگ مادر اولیه حضور دارند و قسمت اعظم مذاب به‌دلیل واکنش‌های برگشتی (واکنش‌هایی هستند که بین مذاب تولید شده و بخش‌های رستنی به‌هنگام حرکت مذاب، انجام می‌شود) است و همین عامل می‌توانسته جلوی خروج بیشتر مذاب را بگیرد) در داخل زئولیت‌ها، نتوانسته‌اند خارج شوند، از مدل‌بندی ساده ذوب متعادل (Shaw, 1970) استفاده گردید.

در این محاسبات، مقادیر متوسط عناصر اصلی و فرعی زئولیت‌های بدون ذوب‌بخشی و متاپلیت‌ها و زئولیت‌های میکمانیتی مد نظر قرار گرفت. بنابراین، عبار عناصر در متوسط نمونه سنگ مادر اولیه (Co) و سنگ مادر باقی‌مانده (Cs)، به‌صورت رستنی مد نظر قرار گرفتند (جدول‌های ۲).

با توجه به اینکه نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه منشأ متاپلیت فلسیک و متاگنی‌واک دارند (شکل ۵-الف)، از متوسط ترکیب شیمیایی شیل‌ها (Li, 2000) برای مدل‌بندی استفاده گردید.



شکل ۴- نمودار توصیفی میکمانیت و گرانیت‌های همراه (Sawyer, 1996).

## مدل‌بندی ژئوشیمیایی

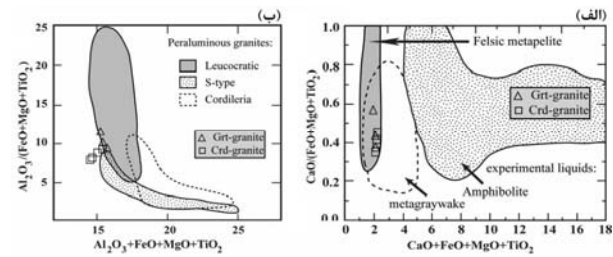
متوسط ترکیبی هر گروه سنگی رخنمون یافته در نفوذی تله‌پهلوانی بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی موجود در فضل‌نیا (۱۳۸۹) محاسبه و در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. در این محاسبات متوسط سه گرانیت پرآلومینوس گارت‌دار، چهار گرانیت پرآلومینوس کربیدیت‌دار، سه زئولیت میکمانیتی و ده زئولیت بدون ذوب‌بخشی و متاپلیت گردآوری شده است. ضمناً مقادیر نرم CIPW نیز در جدول‌های ۱ گردآوری شده است. کاهیدژی مقادیر  $SiO_2$ ،  $P_2O_5$ ،  $Na_2O$  و  $K_2O$

افزودگی مقادیر  $FeO^*$ ،  $MgO$ ،  $TiO_2$ ،  $Al_2O_3$  و  $CaO$  در زئولیت‌های میکمانیتی شده نسبت به زئولیت‌های بدون ذوب‌بخشی و متاپلیت‌ها نشان می‌دهد که عناصر درگاز هنگام درجات شدید دگرگونی مجاورتی از سنگ خارج نشده‌اند، اما عناصر دیگر با خروج موضعی و یا کامل خود به‌ترتیب بخش‌های روشن میکمانیت‌ها و میانبره‌های لوکوکوارتز را ایجاد نموده‌اند. چنین تغییراتی در عناصر اصلی، در نرم CIPW هم قابل مشاهده است؛ به‌طوری‌که کوارتز، ارتوکلاز، آلپیت، آنورتیت و آپاتیت کاهیده و به درصد کم، همیبرستن

جدول ۱- متوسط ترکیب شیمیایی عناصر اصلی سنگ‌های مختلف زئولیت‌یافته در کمپلکس باتولیتی تله‌پهلونی (منبع: فضل‌نیا، ۱۳۸۹).

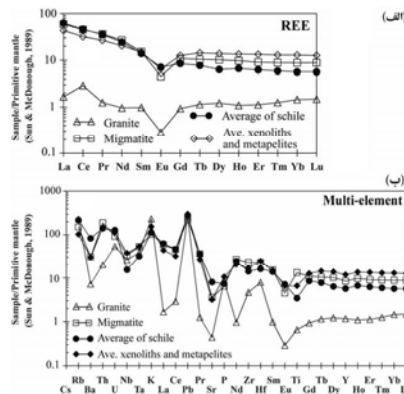
Sample Rock type (wt%)	Average garnet granite	Average cordierite granite	Average of granite	Average migmatitic xenolith	Average metapelite and xenolith
SiO <sub>2</sub>	73.87	74.82	74.41	54.43	62.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.02	13.45	13.69	21.53	17.47
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.08	0.07	1.41	0.70
MgO	0.13	0.28	0.21	4.04	2.85
FeO*	1.25	1.22	1.23	11.06	6.26
CaO	0.65	0.64	0.65	1.13	1.56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.12	0.11	0.09	0.14
Na <sub>2</sub> O	2.06	2.85	2.51	1.14	1.86
K <sub>2</sub> O	6.08	5.10	5.52	2.40	3.63
MnO	0.06	0.05	0.05	0.28	0.18
Total	98.31	98.62	98.49	97.63	96.73
H <sub>2</sub> O*	1.03	0.93	0.97	1.97	2.38
CIPW norm					
Qtz	36.28	36.27	36.33	21.97	25.3
Or	35.93	30.14	32.63	14.20	21.45
Ab	17.43	24.12	21.23	9.65	15.74
An	2.51	2.39	2.46	5.04	6.82
Crn	3.13	2.37	2.69	15.21	7.98
Hy	2.65	2.9	2.69	28.57	17.77
Ilm	0.09	0.15	0.13	2.68	1.33
Ap	0.25	0.28	0.26	0.20	0.32

FeO\* is total FeO.



شکل ۵- نمودارهای توصیفی برای سنگ‌های گرانیتی از Patinõ Douce (۱۹۹۹).

هورنفلس) از یک منبع زئولیت رسی میگماتیسی شده (فضل‌نیا، ۱۳۸۸) تولید شده است، استفاده می‌شود. ضرایب توزیع کلی با فرض ۵، ۱۰، ۳۰، ۵۰ و ۷۰ درصد محاسبه شدند (جدول ۴). به علاوه، درجه ذوب بخشی برای عناصر ناسازگار و به شدت ناسازگار با فرض ضرایب توزیع صفر محاسبه گردید.



شکل ۶- نمودار عنکبوتی برای عناصر خاکی نادر و چند عنصری نورمالیز بر اساس Sun & McDonough (۱۹۸۹) است. بر اساس الگوی عناصر در متوسط شیل‌ها تغییراتی در عبار متوسط برخی عناصر زئولیت‌های بدون ذوب و متاپلیت‌ها ایجاد شد تا الگوی آنها از الگوی متوسط عناصر شیل‌ها تبعیت نماید (جدول ۳).

نتایج حاصل از این مدل‌بندی (جدول ۴) نشان می‌دهد که رفتار HREEs و Y به مقدار گارنت در باقی‌مانده (میگماتیسی) متناقص است حساس هستند، اما به غنی‌بودن سنگ منشأ حساسیت ندارند. کاهیدگی گارنت در منشأ، مقادیر ضرایب توزیع کلی باقی‌مانده به اولیه (جدول ۲) را افزایش می‌دهد. بنابراین، گارنت

جدول ۲- متوسط ترکیب شیمیایی عناصر فرعی سنگ‌های مختلف زئولیت‌یافته در کمپلکس باتولیتی تله‌پهلونی.

Rock type	Average garnet granite	Average cordierite granite	Average of granite	Average migmatitic xenolith	Average metapelite and xenolith	Average Schel (Li, 2000)
Sample No.	No. 3	No. 4	No. 7	No. 3	No. 10	
V (ppm)	2.80	6.65	5	196.88	101.97	130
Cr	0.97	2.68	1.95	109.16	69.61	90
Co	0.69	0.83	0.77	21.34	13.47	19
Ni	1.04	1.47	1.28	67.53	31.37	50
Rb	152.6	143.9	147.6	96.25	65.21	140
Sr	6.02	11.74	9.29	75.24	67.10	170
Y	3.96	6.36	5.33	38.45	53.82	26
Zr	56.69	49.25	52.44	256.3	190.3	160
Nb	37.91	4.04	18.55	23.77	26.70	11
Ba	42.45	56.44	50.44	214.1	210.3	580
La	0.97	1.28	1.15	40.65	30.02	43
Ce	4.54	5.63	5.16	80.54	56.65	82
Pr	0.27	0.41	0.35	9.98	7.37	9.8
Nd	0.99	1.55	1.31	36.35	27.67	33
Sm*	0.21	0.53	0.44	6.74	6.62	6.2
Eu	0.04	0.06	0.05	0.76	1.10	1.2
Gd	0.41	0.66	0.56	6.49	7.53	5.1
Tb	0.08	0.16	0.12	1.13	1.56	0.84
Dy	0.67	1.08	0.90	7.54	10.20	4.7
Ho	0.14	0.21	0.18	1.60	2.22	1.1
Er	0.45	0.61	0.54	4.36	6.42	3
Tm	0.08	0.10	0.09	0.66	0.96	0.44
Yb	0.70	0.74	0.72	4.35	6.38	2.8
Lu	0.12	0.10	0.11	0.66	0.94	0.42
Hf	2.75	2.21	2.44	7.06	7.55	5
Ta	2.65	0.78	1.58	2.18	2.20	1.3
Pb	17.61	18.56	18.15	16.06	21.57	20
Th	1.14	2.15	1.72	16.19	12.71	12
U	0.88	1.33	1.14	1.94	2.42	2.7
Ti	668	1033	876	17647	8773	4600
P	775	810	795	611	1007	700
K	64582	54142	58616	25514	38579	28239
Na	44802	61875	54558	24793	40474	12832
Rb/Sr	25.41	13.34	18.5	1.32	1.04	0.82
K/Ba	3.66	3.21	3.4	0.53	0.40	0.24
K/Ba	1535.3	1166.2	1324.4	127.9	231.0	48.69
Sm*	0.4	0.6	0.5	6.6	7.1	5.65
Eu/Eu*	0.11	0.09	0.10	0.11	0.16	0.21
La <sub>n</sub> /Sm <sub>n</sub>	0.88	1.36	1.16	7.09	3.42	11.03
La <sub>n</sub> /Sm <sub>n</sub>	2.05	1.56	1.77	3.88	2.94	4.48
Gd <sub>n</sub> /Yb <sub>n</sub>	0.49	0.75	0.64	1.32	0.97	1.51
Sm/Yb	0.44	0.72	0.61	1.55	1.04	2.21
La/Sm	3.13	2.41	2.63	6.03	4.54	6.94

بر اساس شکل ۶، الگوی متوسط زئولیت‌های بدون ذوب بخشی و متاپلیت‌ها با متوسط شیل‌ها مقایسه شدند. با توجه به اینکه الگوی برخی از عناصر نمونه‌های سنگی فوق با الگوی عناصر متوسط شیل‌ها هماهنگ نیست، تغییراتی در مقدار عیار این عناصر داده شد (جدول ۳) تا بتوان از آنها در مدل‌بندی ژئوشیمیایی استفاده نمود (Champion and Smithies, 2007; Fazlizia *et al.*, 2009). تغییر در عیار عناصر Rb, Ba.

جدول ۳- متوسط عناصر فرعی در زئولیت‌های میگماتیسی و متاپلیت‌ها و زئولیت‌های بدون ذوب بخشی. مقدار بازاری برخی عناصر نیز در این جدول ارائه شده است (بر اساس جدول ۱ و ۲).

Source	Tables 1 and 2.						Average of metapelites and xenoliths		Recalculate		Average of migmatitic xenoliths	
	f	f	f	f	f	Kd	f	f	f	f	f	f
Value	0.05	0.1	0.3	0.5	0.6	0.7	0					
Kd	1.03	1.04	1.05	1.07	1.09							
Ba	1.03	1.03	1.04	1.05	1.07	1.09		210.27	214.13	n=10, Table 1	n=2, Table 1	
Rb	0.71	0.70	0.61	0.45	0.32	0.09	0.73	65.21	70	70	96.25	
Sr	1.07	1.07	1.09	1.13	1.16	1.21		67.10	80	80	75.24	
U	1.26	1.27	1.35	1.49	1.61	1.81		2.42	2.4	2.4	1.94	
Th	0.77	0.76	0.69	0.57	0.46	0.28	0.78	12.71	12.7	12.7	16.19	
Nb	1.36	1.38	1.49	1.69	1.87	2.15		26.70	32	32	23.77	
Zr	0.56	0.54	0.41	0.17	-0.04	-0.38	0.59	190.30	150	150	256.33	
Y	1.18	1.19	1.24	1.34	1.43	1.57		53.82	45	45	38.45	
La	0.72	0.71	0.63	0.48	0.35	0.13	0.74	30.02	30	30	40.65	
Ce	0.69	0.67	0.58	0.41	0.26	0.01	0.70	56.65	56.6	56.6	80.54	
Pr	0.72	0.71	0.63	0.48	0.34	0.13	0.74	7.37	7.4	7.4	9.98	
Nd	0.75	0.73	0.66	0.52	0.40	0.20	0.76	27.67	27.7	27.7	36.35	
Sm	0.98	0.98	0.97	0.96	0.95	0.94	0.98	190.30	150	150	256.33	
Eu	1.48	1.50	1.65	1.91	2.13	2.51		1.10	1.1	1.1	0.76	
Gd	1.17	1.18	1.23	1.32	1.40	1.54		7.53	7.5	7.5	6.49	
Tb	1.15	1.16	1.21	1.29	1.37	1.49		1.56	1.3	1.3	1.13	
Dy	0.85	0.85	0.80	0.72	0.66	0.54	0.86	10.20	6.5	6.5	7.54	
Ho	1.20	1.21	1.27	1.38	1.47	1.63		2.22	1.9	1.9	1.60	
Er	1.15	1.16	1.21	1.29	1.37	1.49		6.42	5	5	4.36	
Tm	1.14	1.15	1.19	1.27	1.34	1.45		0.96	0.8	0.8	0.66	
Yb	1.16	1.17	1.21	1.30	1.37	1.50		6.38	5	5	4.35	
Lu	1.31	1.33	1.42	1.59	1.74	1.98		0.94	0.9	0.9	0.66	
Cr	0.62	0.60	0.48	0.28	0.09	-0.21	0.64	69.61	69.6	69.6	109.16	
Ni	0.44	0.41	0.24	-0.07	-0.34	-0.78	0.46	31.37	31.4	31.4	67.53	
P	1.68	1.72	1.93	2.30	2.63	3.17		1007	1007	1007	611	
Ti	0.47	0.44	0.28	-0.01	-0.26	-0.68	0.50	8773	8773	8773	17647	
K	1.54	1.57	1.73	2.02	2.28	2.71		38579	38579	38579	25514	
Na	1.67	1.70	1.90	2.26	2.58	3.11		40474	40474	40474	24793	
V	0.49	0.46	0.31	0.04	-0.21	-0.61	0.32	101.97	102.0	102.0	196.88	
Co	0.61	0.59	0.47	0.26	0.08	-0.23	0.63	13.47	13.5	13.5	21.34	
Hf	0.92	0.91	0.89	0.84	0.80	0.74	0.92	7.55	6.5	6.5	7.06	
Ta	1.01	1.01	1.01	1.02	1.02	1.03		2.20	2.2	2.2	2.18	
Pb	1.36	1.38	1.49	1.69	1.86	2.14		21.57	21.6	21.6	16.06	

ملاحظه شد که Eu و Sr نشان می‌دهد که پلازیوکلاز یک فاز باقی‌مانده در منبع نبوده و در واکنش‌های ذوب دخالت داشته است. چنین استدلالی به‌وسیله کاهش درصد وزنی CaO و درصد مولد پلازیوکلاز زئولیت‌های میگماتیسی نسبت به زئولیت‌های بدون ذوب بخشی و متاپلیت‌ها قابل توجیه است. بررسی عناصر ناسازگارتر مخصوصاً Rb و La, Th نشان می‌دهد که درجات بزرگی از ذوب بخشی (بیش از ۶۰ درصد) در برخی از زئولیت‌ها امکان‌پذیر بوده است.



## سیاست‌گذاری

به این وسیله از پروفیسور دکتر فولکر شنگ که شرایط لازم را برای انجام آزمایش‌های مختلف در دانشگاه کیل آلمان برای نگارنده فراهم نمودند. خانم استروئید واینکاف و آندریاس فیلر که نمونه‌های سنگی را برای آزمایش ICP-MS, XRF و تهیه مقاطع نازک آماده‌سازی کردند و دکتر عباس مرادیان از دانشگاه شهید باهنر و دکتر محسن موذن از دانشگاه تبریز که پیشنهادهای مفیدی را برای بهتر شدن مطالب ارائه نمودند. همچنین علیرضا شاکر اردکانی و دکتر سید جواد یوسفی که در نمونه‌برداری صحرایی کمک‌های فراوانی به نویسنده مبدول داشتند و سر انجام وزارت علوم، تحقیقات و فن‌آوری جمهوری اسلامی ایران، دانشگاه‌های ارومیه، شهید باهنر کرمان و کیل آلمان که مساعدت‌های لازم را برای این تحقیق مبدول داشتند، صمیمانه قدراتی و سیاست‌گذاری می‌نمایم.

## منابع

سبزه‌ای، م.، نوازی، م.، قوردل، م.، حمیدی، س. ب.، روشن‌روان، ج.، اشراقی، س. ا. (۱۳۷۲). نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی کشور.

فضل‌نیا، ع. ن. (زیر چاپ) آلیش ماگمای به‌وسلیه زئولیت‌های رسی سیستی فرو افتاده در باتولیت تله پهلوانی، شهرباک، ایران. مجله علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی.

فضل‌نیا، ع. ن. (۱۳۸۹) روابط ژئوشیمیایی بین میانبراهای گرانیتی پرآلومینوس و زئولیت‌های میگماتیته موجود در کمپلکس باتولیتی تله پهلوانی، شهرباک، ایران. فصل‌نامه زمین‌شناسی ایران (شماره پانز، زیر چاپ).

فضل‌نیا، ع. ن. (۱۳۸۸) ذوب‌بخشی زئولیت‌های رسی فرو افتاده در باتولیت تله پهلوانی، شهرباک: دلایل تشکیل میانبراهای گرانیتی پرآلومینوس. مجله علوم دانشگاه شهید چمران (شماره زمستان، زیر چاپ).

فضل‌نیا، ع. ن.، مرادیان، ع. و علی‌پور، ص. (۱۳۸۹) مدل‌بندی ژئوشیمیایی فازهای کنترل‌کننده فراوانی عناصر اصلی و فرعی در آمفیبولیت‌های مافیک میگماتیته سفلاتون، نیریز، ایران. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران (شماره پانز، زیر چاپ).

Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Journal Canadien des Sciences de la Terre* 18: 210-265.

Brown, M. (1994) The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth Science Review* 36: 83-130.

Champion, D. C. and Smithies, R. H. (2007) Geochemistry of Paleoproterozoic granites of the East Pilbara terrane, Pilbara craton, Western Australia: Implications for Early Archean crustal growth. *Developments in Precambrian Geology* 15: 369-409.

Dargahi, D., Arvin, M., Pan, Y. and Babaei, A. (2010) Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: Constraints on the Arabian-Eurasian continental collision. *Lithos* 115: 190-204.

Fazlnia, A. N., Moradian, A., Rezaci, K., Moazzen, M. and Alipour, S. (2007) Synchronous activity of anorthositic and S-type granitic magmas in Chah-Dozdan batholith, Neyriz, Iran: evidence of zircon SHRIMP and monazite CHIME dating. *Journal of Sciences of Islamic Republic of Iran* 18: 221-237.

عبارت‌های Rb به‌طور مشخص با مقدار پتاسیم مرتبط است، اما با ضریب توزیع K انطباق ندارد. شواهد پتروگرافسی نشان می‌دهد که در میگماتیته‌های دیاتکستی که درصد ذوب‌بخشی بالاتری دارند، بیوتیت فراوانتر است. چنین شواهدی نشان می‌دهد که احتمالاً بیوتیت عامل اصلی در حفظ Rb بوده است. نهایتاً اینکه گارنت و پلازیوکلاز و بخش بزرگی از مسکوویت و بخش کوچکی از بیوتیت در فرآیندهای ذوب‌بخشی دخالت کرده‌اند. همچنین فازهای فرعی مانند آپاتیت نیز در واکنش‌های ذوب‌بخشی وارد شده‌اند. این واکنش‌ها، میگماتیته‌های متاتکستی را ایجاد نموده‌اند.

در بخش‌هایی که درصد ذوب‌بخشی بالاتر بوده، ساختار لایه‌ای میگماتیته از بین رفته است و ساختار دیاتکست و نهایتاً میانبراهای لوکوکراتیک گرانیتی ایجاد شده‌اند (شکل ۵-ب). به هر حال، ذوب‌بخشی گسترده (۵۰ تا ۷۰ درصد؛ جدول ۴) در زئولیت‌های رسی میگماتیته تونسته است ساختارهای میگماتیته و میانبراهای گرانیتی پرآلومینوس را ایجاد نماید.

واکنش‌های برگشتی و نیروی چسبندگی مذاب - بلور در زئولیت‌های متاتکستی و دیاتکستی باعث شده است تا بخش اعظم مذاب‌های تولیدشده در ساختارهای میگماتیته باقی بمانند (شکل ۴). این واکنش‌ها باعث شده تا بخشی از مذاب با قسمت‌های رستنی وارد واکنش شود و کانی‌های بعد از واقعه ذوب را ایجاد نماید. این مشخصات باعث می‌شود تا تغییراتی در عیار عناصر اصلی و فرعی میانبراهای گرانیتی ایجاد شود و بنابراین، عیار متوسط کلبه عناصر در این سنگ‌ها نسبت به سنگ مادرشان پایین‌تر باشد (شکل ۶). با توجه به این تغییرات و همچنین شواهد صحرایی و شیمیایی، احتمالاً درصدهای خیلی کمتر مذاب (احتمالاً کمتر از

۲۵ درصد حجمی)، تونسته از زئولیت‌های میگماتیته خارج شود و تفاوت در ترکیب شیمیایی این مذاب جدید با مذاب اصلی باتولیت (لوکوکواتر زئولیت - آنورتزیت)، باعث شده است تا میانبراهای کوچکی در مقیاس متر تا چندین ده متر در باتولیت تله پهلوانی ایجاد شوند.

این احتمال وجود دارد که بخش کوچکی از مذاب خروجی تونسته است به صورت مکانیکی با ماگمای اصلی وارد واکنش شده و بنابراین مانند واکنش‌های برگشتی و نیروهای چسبندگی در میگماتیته‌ها، محاسبات ذوب‌بخشی به‌روشنی مدل‌بندی ژئوشیمیایی را دچار اشکال نماید.

## نتیجه‌گیری

میانبراهای گرانیتی رخنمون یافته در مجاور زئولیت‌های رسی میگماتیته‌شده در کمپلکس باتولیتی تله پهلوانی بر اثر ذوب‌بخشی این زئولیت‌ها تولید شده‌اند. محاسبات درصد ذوب‌بخشی بر اساس مدل‌بندی ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی و همچنین محل فرو افتادن زئولیت‌ها، نشان می‌دهد که در حدود ۵۰ تا ۷۰ درصد سنگ مادر اولیه ذوب شده و احتمالاً در حدود کمتر از ۲۵ درصد حجمی این مذاب‌ها خارج و باعث تشکیل میانبراهای گرانیتی پرآلومینوس شده است.

بر اساس مدل‌بندی ژئوشیمیایی، کانی‌هایی که در واکنش‌های ذوب شرکت نموده‌اند، عمدتاً گارنت، پلازیوکلاز و مسکوویت بوده‌اند. البته، بلورهای بیوتیت در مقادیر کمتر نیز در واکنش‌های ذوب دخالت نموده‌اند. کانی‌های فرعی آپاتیت و مونازیت فازهای ناپایدار در حین ذوب‌بخشی بوده‌اند.

Journal of Asian Earth Sciences 31: 504-521.

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. and Norry, M. J. (Eds.) *Migmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication 42: 313-345.

Fazlnia, A. N., Schenk, V., van der Straaten, F. and Mirmohammadi, M. S. (2009) Petrology, geochemistry and geochronology of trondhjemites from the Qori complex, Neyriz, Iran. *Lithos* 112: 413-433.

Gardien, V., Thompson, A.B., Grujic, D. and Ulmer, P., 1995, Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz + orthose + muscovite assemblage and implication for crustal melting. *Journal of Geophysical Research* 100 (B8) 15: 581-15, 591.

Genier, F., Bussy, F., Epard, J. L. and Baumgartner, L. (2008) Water-assisted migmatization of metagraywackes in a Variscan shear zone, Aiguilles-Rouges massif, western Alps. *Lithos* 102: 575-597.

Golonka, J. (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381: 235-273.

Harris, N., Ayres, M. and Massey, J. (1995) Geochemistry of granitic melts produced during the incongruent melting of muscovite-implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. *Journal of Geophysical Research* 100: 15767-15777.

Jung, S., Mezger, K., Masberg, P., Hoffer, E. and Hoernes, S. (1998) Petrology of an intrusion-related high-grade migmatite — implications for partial melting of metasedimentary rocks and leucosome-forming processes. *Journal of Metamorphic Geology* 16: 425-445.

Li, Y. H. (2000) A compendium of geochemistry: from Solar Nebula to the Human Brain. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.

Miller, C. F. (1985) Are strongly per-aluminous magmas derived from mature sedimentary (pelitic) sources? *Journal of Geology* 93: 67-689.

Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M.

R. (2003) Cretaceous-Tertiary con-vergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397-412.

Patinó Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C. and Vigneresse, J. L. (Eds.): *Understanding Granites: Integrating new and classical techniques*. Geological Society of London, Special Publication 168: 55-75.

Saki, A. (2010) Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks. *Gondwana Research* 17: 704-714.

Sarkarinejad, K. and 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.

Sawyer, E. W. (1996) Melt segregation and magma flow in migmatites: implications for the generation of granitic magmas. *Transactions. Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 87: 85-94.

Sawyer, E. W. (2010) Migmatites formed by water-fluxed partial melting of a leucogranodiorite protolith: Microstructures in the residual rocks and source of the fluid. *Lithos* 116: 273-286.

Sears, J. W., George, G. M. S. and Winne, J. C. (2005) Continental rift systems and anorogenic magmatism. *Lithos* 80: 147-154.

Shahabpour, J. (2007) Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 652-665.

Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24: 405-417.

Shaw, D. M. (1970) Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34: 237-243.

Sheikhholeslami, M. R., Pique, A., Mobyen, P., Sabzehei, M., Bellon, H. and Emami, H. (2008) Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Qori-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran).

گروه اکتشافات معدنی سازمان زمین شناسی به عنوان یک محدوده امیدبخش از عناصر طلا و مس شناسایی و معرفی شد. منطقه مذکور به لحاظ خصوصیات زمین شناسی و کانی سازی، از جمله مناطقی است که نیازمند مطالعه و ارزیابی دقیق تر است. به همین سبب، در این نوشتار سعی شده است ضمن توصیف ویژگی های کانه زایی و دگرسانی ها در محدوده مذکور، ارتباط گسترش کانی سازی با انواع دگرسانی ها تعیین گردد.



شکل ۱- موقعیت محدوده مورد مطالعه در نقشه زون های ساختمانی ایران (نبوی، ۱۳۵۵).

**روش انجام پژوهش**

در این مطالعه، برای بررسی های ژئوشیمیایی تعداد ۴۲۵ نمونه از یک ترازه (T3) و ۷۴ چاهک اکتشافی با متر از نمونه برداری در فواصل ۲-۳ متر از یکدیگر از بخش های سنگی منطقه برداشت گردید. تجزیه نمونه های برداشت شده با روش جذب اتمی در محل آزمایشگاه شیمی سازمان زمین شناسی کشور صورت گرفت (جدول ۱). به منظور بررسی های سنگ نگاری، تعداد ۵۵ مقطع نازک (از بخش های دگرسان و

غیردگرسان منطقه) و برای مطالعات کانه نگاری، ۲۱ عدد مقطع نازک تهیه گردید.

**زمین شناسی**

شناخت واحدهای سنگی ناحیه مورد بررسی نخستین گام در جهت فراهم ساختن اطلاعات پایه در راستای مطالعات تفصیلی است. به همین دلیل، بر مبنای عکس های هوایی ۱:۲۰۰۰۰ محدوده، پیمایش های صحرایی، مطالعات سنگ نگاری و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوش ورزقان، نقشه زمین شناسی منطقه با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ تهیه گردید. به طور کلی، قدیمی ترین رخنمون سنگی در منطقه مورد بحث که در بخش غربی و شمال غربی محدوده برنزد داشته، شامل سری های آتشفشانی کرتاسه با ترکیب متغیر از اسیدی (ریوداسیت) تا حدواسط (آندزیت تا تراکی آندزیت) است (شکل ۲). مجموعه فوق توسط واحدهای سنگی مازنی، شیلی و آهکی به سن کرتاسه فوقانی پوشیده شده است (شکل ۳) و در کل تحت تأثیر توده های نفوذی به سن الیگوسن در برخی نقاط واحدها متحمل دگرگونی همیری (مجاورتی) شده اند؛ به گونه ای که در تماس با واحدهای رسوبی کرتاسه فوقانی اسکارن و گه گاه هورنفلس، و در حاشیه غربی توده، در مجاورت باقصل با واحدهای آتشفشانی حاشیه دگرسانی ایجاد کرده است. گدازه های آندزیتی - بازالتی با ساختار منشوری، نشانه آخرین فعالیت آذرین در منطقه شمال و شمال باختری اهر بوده و بخش گسترده ای از خاور محدوده مورد بررسی را می پوشاند. در محدوده مورد مطالعه، توده های نفوذی به دو واحد اصلی و مشخص، مونوزودیوریتی - کوارتز مونوزودیوریتی تا دیوریتی و دیگری واحد گابروی - مونوزوگابروی قابل تمایز هستند.

**ویژگی های کانه زایی و انواع دگرسانی های وابسته در مظهر معدنی نبی جان (آذربایجان خاوری - شمال غرب ایران)**

فریده وزیر و هشی<sup>۱</sup>، محمد لطفی<sup>۲</sup> و محمد هاشم امامی<sup>۳</sup>  
<sup>۱</sup> پژوهشگاه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران  
<sup>۲</sup> پژوهشگاه علوم زمین، دانشکده علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران  
<sup>۳</sup> پژوهشگاه علوم زمین، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اسلامشهر، تهران، ایران

**چکیده**

نشانه معدنی نبی جان از نظر جغرافیایی در ۲۰ کیلومتری جنوب باختری شهرستان کلیبر و بر اساس تقسیم بندی های ساختمانی در زون البرز- آذربایجان واقع شده است. واحدهای نفوذی منطقه به سن الیگوسن و با ترکیب سنگ شناسی مونوزودیوریت-دیوریت تا گابرو-مونوزوگابرو در واحدهای آهکی و ولکانیکی کرتاسه فوقانی نفوذ کرده و سیال های با منشأ ماگمایی حاصل از این توده ها، سبب دگرگونی خود توده و سنگ های آتشفشانی و دگرگونی واحد آهکی اطراف شده است. چهار زون دگرسانی اصلی پتانسیک، فلیک، سیلیسی و پدیده تورمالینی شدن در مظهر معدنی نبی جان شناسایی شده اند. از نظر کانی زایی، می توان کانی های پیریت، طلای آزاد، کالکوپیریت، آرسنوپیریت، اسفالریت، مالاکیت، آزوریت، مانگنیت و هماتیت را در منطقه مشاهده نمود. اکتشافات ژئوشیمیایی با برداشت ۴۲۵ نمونه صورت گرفته است که بر اساس داده ها، بالاترین عیار مس در منطقه ۴۱۲۰۰ گرم در تن و پایین ترین عیار آن ۱۲ گرم در تن تعیین گردیده است. میانگین عیار طلا در منطقه ۴۴ ppm است. شواهد صحرایی و مطالعات آزمایشگاهی، تشکیل و کانه زایی طلا و مس در منطقه را در کنترل عوامل ساختمانی و شیمیایی نشان می دهد.

**واژه های کلیدی:** مظهر معدنی نبی جان، دگرسانی، مس، طلای آزاد

**مقدمه**

مظهر معدنی نبی جان در شمال روستای نبی جان و در حدود ۲۰ کیلومتری جنوب باختر شهرستان کلیبر (شمال باختری ایران) بین طول های خاوری ۴۶°۵۰' و ۴۶°۴۷' و عرض های شمالی ۳۸°۴۶' و ۳۸°۴۸' واقع شده است. این محدوده به لحاظ تقسیم بندی زون های ساختمانی ایران (شکل ۱) در زون البرز غربی- آذربایجان قرار دارد (نبوی، ۱۳۵۵). مظهر معدنی نبی جان به وسعت تقریبی ۹ کیلومترمربع، طی اجرای طرح اکتشاف سیستماتیک در زون متالوژنی اهر - ارسباران توسط

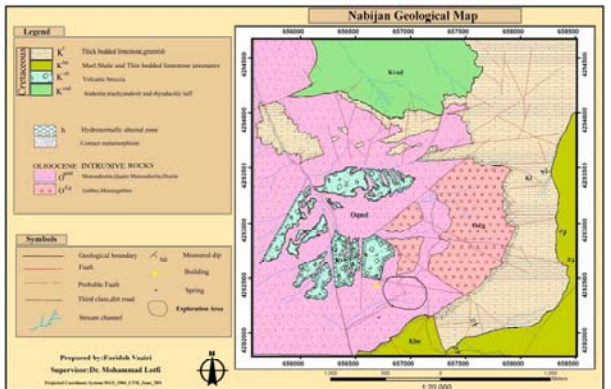
\*vaziriheshi@yahoo.com

جدول ۱- نتایج حاصل از تجزیه نمونه های چاهک های اکتشافی رخدادهای معدنی نبی جان.

Sample	Au (ppm)	Cu	Pb	Zn	Ag	As	Sample	Au (ppm)	Cu	Pb	Zn	Ag	As
Nb-A0-1	0.6	38	24	75	0.6	96.8	Nb-A5-3	0.1	640	55	200	1.5	35
Nb-A0-2	0.2	85	34	80	0.9	128	Nb-A5-4	0.1	410	35	200	0.6	24.7
Nb-A0-3	0.1	85	65	80	0.7	170	Nb-A5-5	0.1	285	25	170	0.6	34.6
Nb-A0-4	0.1	90	60	45	0.7	142	Nb-A5-6	0	210	15	110	0.3	19.6
Nb-A0-5	0.1	115	50	50	0.6	375	Nb-A6-1	0.2	150	45	150	0.7	69.3
Nb-A0-6	0.3	780	25	115	0.3	99	Nb-A6-10	0.1	340	20	150	0.7	33.7
Nb-A0-7	0.1	200	34	125	0.4	101	Nb-A6-11	0.1	145	22	110	0.4	18.2
Nb-A0-11	0.3	80	220	90	1.3	123	Nb-A6-12	0	140	27	135	0.4	15.4
Nb-A0-12	0.2	285	62	105	0.9	185	Nb-A6-2	0.1	160	31	140	0.4	58.4
Nb-A0-13	0.1	360	51	160	1.1	151	Nb-A6-3	0.1	130	35	135	0.3	29.4
Nb-A0-14	0.1	310	33	130	0.7	96.5	Nb-A6-4	0.1	105	19	120	0.2	29.4
Nb-A0-15	0.1	170	35	125	0.4	67.4	Nb-A6-5	0.2	1320	28	110	1.6	5.2
Nb-A1-1	0.1	105	95	200	0.9	103	Nb-A6-6	0	260	20	125	0.6	16.6
Nb-A1-2	0.1	90	60	135	0.5	92	Nb-A6-7	1.5	2575	24	120	2.1	49
Nb-A1-3	0	80	35	100	0.5	46.7	Nb-A6-8	0.5	800	22	100	0.9	41.2
Nb-A1-4	0	100	45	140	0.7	97.1	Nb-A6-9	0.2	730	45	195	1.1	35
Nb-A1-5	0	47	20	60	0.3	93.2	Nb-B0-1	0.1	100	204	100	0.2	35.7
Nb-A1-6	1	85	215	350	2.6	1684	Nb-B0-2	0	150	28	140	0.3	21.8
Nb-A1-7	0	45	28	240	0.6	300	Nb-B0-3	0.1	130	44	125	0.8	15.1
Nb-A1-8	0	90	18	180	0.3	200	Nb-B0-4	0	120	70	155	8.2	34
Nb-A1-9	0	135	45	600	0.8	232	Nb-B0-5	0	100	21	200	0.4	18
Nb-A10-1	1	75	45	67	1.4	210.5	Nb-B0-6	0.3	95	30	180	0.8	132
Nb-A10-2	1.4	55	50	50	1.5	182	Nb-B0-11	0.1	70	60	210	1.6	28.5
Nb-A10-3	2.2	28	35	37	1.5	227.3	Nb-B0-12	0.1	60	42	145	3.6	15.4
Nb-A10-4	2.9	42	28	50	1.5	206	Nb-B0-13	0.2	90	220	145	1.8	19.3
Nb-A10-5	1.1	130	38	75	0.8	483.2	Nb-B0-14	0.8	65	35	170	1.2	45.8
Nb-A10-6	0.7	160	38	65	0.8	165	Nb-B0-15	0.2	130	40	100	0.6	90.3
Nb-A2-1	0.1	105	47	305	1.1	270	Nb-B0-16	0.2	12	110	140	1.1	24.8
Nb-A2-2	0.3	115	78	450	1	366	Nb-B0-17	0.2	28	280	300	2.6	78.3
Nb-A2-3	0.2	122	800	800	9.9	443	Nb-B1-1	0.3	85	28	105	0.7	24.3
Nb-A2-4	0.1	90	520	630	5.5	350	Nb-B1-2	2.4	80	35	200	2.8	1614
Nb-A2-5	0.1	295	420	660	7.2	292	Nb-B1-3	2.2	68	38	140	2.8	1703
Nb-A3-1	0	100	25	170	0.5	19.6	Nb-B1-4	0.7	85	20	160	0.6	2332
Nb-A3-2	0	85	33	150	0.6	19.5	Nb-B1-5	0.8	90	190	180	13.7	1820
Nb-A3-3	0	90	28	205	0.4	26.2	Nb-B1-6	0.4	160	50	175	1.8	880
Nb-A3-4	0.1	90	29	200	0.4	24	Nb-B1-7	0.2	320	380	370	20	323
Nb-A4-1	0.4	640	220	470	2.9	120.5	Nb-B1-8	0.2	220	650	325	13.6	13.9
Nb-A4-2	0.5	750	210	460	7.5	113	Nb-B2-1	0.6	140	180	270	7.5	464
Nb-A5-1	0.1	1375	40	200	1.6	26.3	Nb-B2-2	0.1	120	35	285	1.1	206
Nb-A5-2	0.3	905	30	160	1.3	22.6	Nb-B2-3	0.5	230	42	205	1.5	425.3
Nb-B2-4	0.6	225	450	1350	4.2	955	Nb-B7-13	0	260	25	110	0.4	46.4
Nb-B3-1	0.2	190	50	175	0.9	81.4	Nb-B7-2	0.3	500	105	290	2.5	223
Nb-B3-10	0	105	125	320	10.7	199	Nb-B7-3	0.1	265	51	225	1.4	119
Nb-B3-2	0.1	170	30	140	0.6	38.6	Nb-B7-4	0	185	24	215	0.5	85.6
Nb-B3-3	0	110	25	95	0.2	17.1	Nb-B7-5	0	175	38	230	1	76.3
Nb-B3-4	0	85	15	110	0.3	20.5	Nb-B7-6	0.1	190	48	180	0.7	88.3
Nb-B3-5	0.1	125	350	180	1.9	180.6	Nb-B7-7	0.1	400	51	180	1.5	86.3
Nb-B3-6	2.9	180	4600	1565	26.5	6265	Nb-B7-8	0.2	265	48	130	1	126.5
Nb-B3-7	0.1	130	1500	1446	15.2	1149	Nb-B7-9	0.2	180	51	110	1.1	109
Nb-B3-8	0.1	80	160	310	1.6	478	Nb-B8-1	0	120	48	190	0.5	32.9
Nb-B3-9	0.1	50	90	150	0.4	161.5	Nb-B8-2	0	105	45	300	0.6	29.6
Nb-B4-1	0.4	350	45	165	0.6	31.9	Nb-B8-3	0	130	26	190	0.2	10.9
Nb-B4-2	0.1	210	33	115	0.3	27.5	Nb-B8-4	0	85	130	80	0.3	10.5
Nb-B4-3	0.1	170	25	110	0.3	35	Nb-B8-5	0	160	90	225	0.8	40.9
Nb-B4-4	0.2	245	31	145	0.4	28.6	Nb-B8-6	0.2	155	25	140	0.3	41.8
Nb-B4-5	0.1	170	28	120	0.3	23.3	Nb-Bc-1	0.1	1090	320	650	8.3	221
Nb-B4-6	0.1	130	23	115	0.3	21.7	Nb-Bc-2	0.1	365	65	265	1.6	128.6
Nb-B5-1	0.1	150	33	120	0.4	33.5	Nb-Bc-3	0.1	800	60	300	3.2	96.3

کوارتز است. این واحد با نفوذ به درون واحدهای گابرویی سبب ایجاد شکستگی و خردشدگی در آن شده است. توده نفوذی گابرویی نیز با بافت گرانولار، هولوکریستالین حاوی بلورهای پلاژیوکلاز، بیروکسن، اولوین، آلکالی فلدسپار و بیوتیت است.

واحد مونوزودیوریتی به عنوان سنگ میزبان کانه زایی با بافت غالب گرانولار تا پورفیروئیدی، حاوی فنوکریست های درشت پلاژیوکلاز و بیروکسن در زمینه ای هولوکریستالین ریزنده از آمفیبول، بیروکسن، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت و به مقدار اندک



شکل ۲- نقشه زمین شناسی محدوده مطالعاتی، موقعیت بخش حفاری (چاهک های اکتشافی) در نقشه مشخص شده است.



شکل ۳- نمایی از توده نفوذی مونوزودیوریتی نبی جان (Opl) و همیری آن با واحدهای آتشفشانی (Ksp) و واحدهای رسوبی کرتاسه فوقانی (Kfs, Kpl) (دید به سمت شمال خاور).

Table with 11 columns: Samples, Au, Cu, Pb, Zn, Ag, As. It contains two main data blocks, one for 'جدول ۱- ادامه' and another for 'جدول ۱- ادامه'.

Table with 11 columns: Samples, Au, Cu, Pb, Zn, Ag, As. It contains two main data blocks, one for 'جدول ۱- ادامه' and another for 'جدول ۱- ادامه'.

Table with 11 columns: Samples, Au, Cu, Pb, Zn, Ag, As. It contains two main data blocks, one for 'جدول ۱- ادامه' and another for 'جدول ۱- ادامه'.

ریزشکاف‌های ناشی از فعالیت عوامل زمین‌ساختی، علاوه بر حالت انتخابی به‌صورت رگچه‌ای نیز قابل ملاحظه است (شکل ۵). در این دگرسانی کانی‌سازی ایاک، معمولاً مگنتیت هم‌زمان با تجزیه بیروکسن‌ها به بیوتیت به‌فرم برانگنده و به‌میزان اندک صورت می‌گیرد. در مجموع، فرآیند متاسوماتیسم بتاسیم در هر دو توده بی‌پار از کانی‌سازی است.

ریزشکاف‌های ناشی از فعالیت عوامل زمین‌ساختی، علاوه بر حالت انتخابی به‌صورت رگچه‌ای نیز قابل ملاحظه است (شکل ۵). در این دگرسانی کانی‌سازی ایاک، معمولاً مگنتیت هم‌زمان با تجزیه بیروکسن‌ها به بیوتیت به‌فرم برانگنده و به‌میزان اندک صورت می‌گیرد. در مجموع، فرآیند متاسوماتیسم بتاسیم در هر دو توده بی‌پار از کانی‌سازی است.

۲- دگرسانی سریستی شدن در منطقه مورد مطالعه، دگرسانی سریستی بر اثر هیدرولیز و هجوم سیالات اسیدی بر واحد سنگی موزودپوریتی تشکیل شده است. این دگرسانی با پارازنهای کانیایی سریستی (مسکویت) + کوارتز ± کلریت ± کانی‌های رسی در محدوده مورد بررسی مشخص می‌شود. این فرآیند عمدتاً در نتیجه کاهش درجه حرارت و تغییرات نسبت غلظت عنصر واکنش‌گر

۱- دگرسانی بتاسیک کانی‌های شاخص دگرسانی بتاسیک در محدوده مورد بررسی بتاسیم فلدهسپار و بیوتیت ثانویه است. این دگرسانی با جانشینی فلدهسپار بتاسیم و مسطح و پیرامون پلاژیوکلازها و کانی‌های بیروکسن توسط بیوتیت مشخص می‌شود (شکل ۴). متاسوماتیسم بتاسیم در واحد سنگی موزودپوریتی به‌صورت انتخابی و در واحد گابرویی به‌سبب توسعه درزه‌ها و

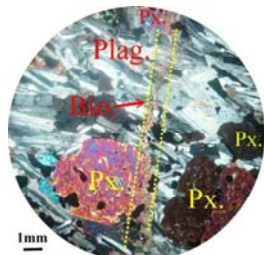
چشمگیری بر میزان و تراکم کانه‌زایی افزوده می‌شود. دگرسانی در زون فلیک از نوع انتخابی است. گسترش این دگرسانی محدود به بخش‌های منطقه حفاری شده است (شکل ۸).

۲- دگرسانی سیلیسی این دگرسانی در محدوده مورد مطالعه به‌صورت رگه‌رگچه‌های کوارتز و کوارتز-بیوتیت در بخش‌های فوقانی زون فلیک مشاهده می‌شود. در این محدوده، سیلیسی شدن به‌صورت کوارتزهای متبلور بی‌رنگ، شیری‌رنگ و به‌علت وجود آغشتگی‌هایی از اکسیدهای آهن قهوه‌ای‌رنگ مشخص می‌گردد. اندازه بلورهای کوارتز نیز از چند میلی‌متر تا متجاوز از ۵ سانتی‌متر متغیر است. توسعه و گسترش شکستگی‌ها و درزه‌های ناشی از تنش‌های تکتونیکی در منطقه و وجود سیالات داغ آب‌گین غنی از سیلیس، از عوامل اصلی افزایش قابلیت انتشار یون‌ها بوده، از این رو، نرخ رشد بلورها در فضاهای خالی ایجاد شده به‌مقدار درخورد توجهی بیشتر خواهد نمود. این دگرسانی افزون بر قطع‌نمودن دگرسانی سریستی شدن (شکل ۹) باعث تبلور دوباره بلورهای کوارتز و سریستی زون فلیک نیز شده است.

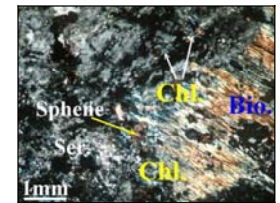
۳- دگرسانی بتاسیک کانی‌های شاخص دگرسانی بتاسیک در محدوده مورد بررسی بتاسیم فلدهسپار و بیوتیت ثانویه است. این دگرسانی با جانشینی فلدهسپار بتاسیم و مسطح و پیرامون پلاژیوکلازها و کانی‌های بیروکسن توسط بیوتیت مشخص می‌شود (شکل ۴). متاسوماتیسم بتاسیم در واحد سنگی موزودپوریتی به‌صورت انتخابی و در واحد گابرویی به‌سبب توسعه درزه‌ها و

۴- پدیده تورمالینی شدن تورمالینی شدن در محدوده مطالعاتی به‌صورت محدود همراه با کانه‌زایی مالاکیت فضاهای خالی شکاف‌ها و ریز درزه‌های حاصل از تنش‌های زمین‌ساختی بعدی را بر نموده‌است (شکل ۹). فرآیند متاسوماتیسم یور در منطقه با تشکیل کانی شورلیت (نوع آهن‌دار تورمالین) مشخص می‌شود. در بررسی میکروسکوپی این کانی دارای بلورهای خودشکل تا

منطقه اکسیداسیون کانی‌های سولفور و نیز در بخش‌هایی خارج از زون فیلیک با شدت‌های کاملاً ناهمسان و به‌صورت فراگیر مشاهده می‌شود. این استقرار از نظم و منطقه‌بندی معینی پیروی نمی‌کند، بنابراین، بین دگرسانی فیلیک و آرزلیک نمی‌توان مرز و محدوده‌های دقیق و شاخص ترسیم نمود.



شکل ۵- نفوذ بیوتیت‌های ثانویه (Bio.) به درون شکستگی ایجاد شده در گابرو (بزرگنمایی 10X، نورپolarized).

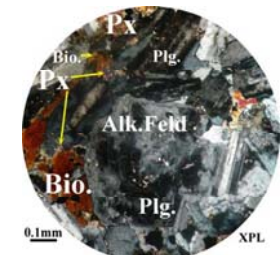


شکل ۷- تجزیه بیوتیت به کلریت در حواشی کانی. شبکه کانی بیوتیت اولیه، اسفن تولید نموده است.

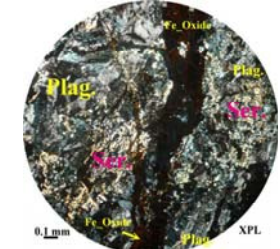
بی‌شکل و ابعاد ۰/۱mm تا حدود ۲mm است و دگرسانی‌های سریستی و سیلیسی را قطع نموده است.

**۵- دگرسانی آرزلیک**

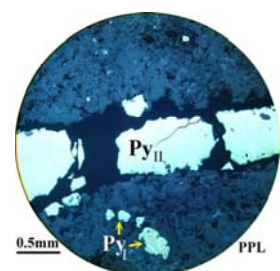
این دگرسانی با پارازنز کانیاپی کانولینیت، مونت‌موریونیت و ایلیت در منطقه قابل شناسایی است. گسترش کانی‌های رسی در اطراف رگچه‌های سیلیسی،



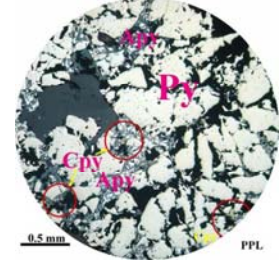
شکل ۲- سیمای میکروسکوپی از دگرسانی پتاسیک در موزودپورت.



شکل ۶- سیمای میکروسکوپی از سریستی‌شدن کانی‌های پلاژیوکلاز به‌صورت فراگیر به‌همراه شکستگی‌های پر شده از هیدروکسید آهن.



شکل ۱۱- نمای از حضور دو نسل پیریت در کنار یکدیگر. پیریت نسل اول (PyI) با بافت افشان و نسل دوم (PyII) با بافت رگچه‌ای.



شکل ۱۲- نمای از کانی آرسنوپیریت (Apy). بزرگنمایی 10X.

نمونه از ۷۴ جاگه اکتشافی حفر شده در منطقه، وجود طلا به‌صورت آزاد مشخص گردیده، و بیشترین تمرکز آن در افق‌های سطحی و عموماً در جبهه غربی محدوده مطالعاتی است.

**کانه‌زایی پروژناد (Supergene) و اکسیدان**

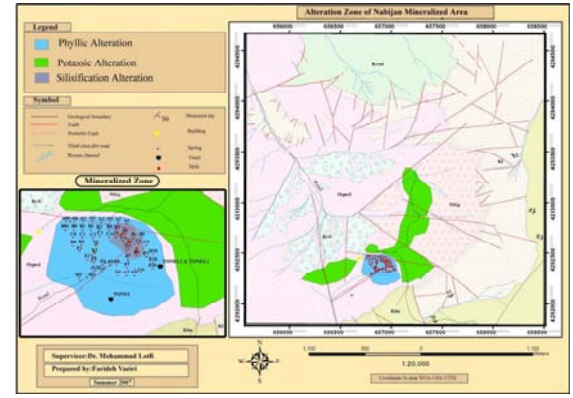
این نوع کانه‌زایی بر نقش محلول‌های سطحی فرورو در اکایش و فروشست کانه‌های سولفید و در نتیجه جایگزینی سولفیدهای اولیه به‌وسیله سولفیدهای ثانویه و در مراحل شدیدتر توسط کانی‌های اکسیدی دلالت دارد. کالکوسیت و کولین، متداول‌ترین کانی‌های زون سوپرزن بوده، حضور مالاکیت و آزوریت در قسمت غربی محدوده حفاری و همچنین کانی‌های لیمونیت، گوتیت، هماتیت و اکسیدهای منگنز به‌صورت انشاری و عمدتاً رگچه‌ای، همراه با رگچه‌های سیلیسی به‌عنوان کانی‌های ویژه زون اکسیدان در سراسر محدوده مشاهده می‌شود. کانی کولین نیز در حاشیه‌های بیرونی کالکوپیریت و در داخل سطوح ضعف کانی‌های کالکوپیریت تشکیل شده‌است.

**پیریت‌های نسل اول (پیریت I):** در سنگ درونگیر به‌صورت بافت افشان و غالباً به‌فرم خودشکل قرار دارند (شکل ۱۱).

**پیریت‌های نسل دوم (پیریت II):** در آخرین مراحل فعالیت محلول‌های گرمابی و هم‌زمان با تشکیل بلورهای کوارتز به‌فرم رگچه‌ای تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱). پیریت در بیشتر نمونه‌ها، به‌ویژه آنهایی که به‌فرم افشان در متن سنگ قرار دارند به‌شدت خردشدگی نشان می‌دهد. این مطلب گویای این مسأله است که این کانی پس از تشکیل متأثر از فشارهای تکنونیک بوده است.

**آرسنوپیریت:** این کانی به‌صورت بی‌شکل، پراکنده به‌رنگ سفید با سایه کرمی و قدرت انعکاس در حد ۵۲/۲-۵۱/۹ و بسدود انعکاس داخلی در مقاطع میکروسکوپی مشخص است. آرسنوپیریت با بافت کاناکلاستیک کانی‌های پیریت نسل اول را شکافته و وارد فضای بین آنها و شکستگی‌های خود بلورها شده‌است (شکل ۱۲).

**کالکوپیریت:** به‌صورت کاملاً بی‌شکل، به‌رنگ زرد و گاه به‌حالت افشان و گاه به‌صورت ادخال‌های بی‌شکل در درون کانی‌های آرسنوپیریت و یا در امتداد شکستگی‌ها و ریز درزه‌های موجود در پیریت به‌صورت فاز تزرفنی (شکل ۱۳) دیده می‌شوند.

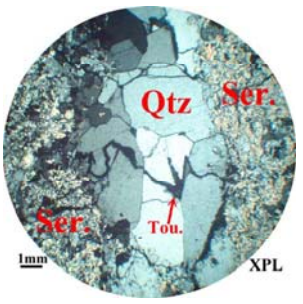


شکل ۸- توزیع موقعیت مکانی دگرسانی‌ها.

**بررسی کانه‌زایی در منطقه (مطالعات کانه‌نگاری)**

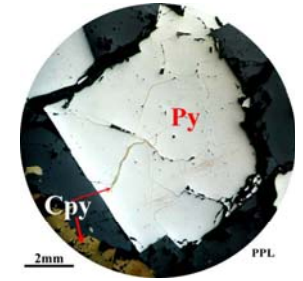
به‌طور کلی، فرایند کانی‌سازی در منطقه مورد بررسی، طی دو مرحله کانه‌زایی و به دو گونه افشان و رگه‌رگچه‌ای قابل شناسایی است (شکل ۱۰). چنین مشخص است که کانی‌سازی افشان در بخش‌های میانی و پایینی، و در بخش‌های فوقانی کانه‌زایی رگچه‌ای مقاطع و سازنده ساخت استوک‌ورک، عمومیت دارد. فراوان‌ترین رگه‌های استوک‌ورک رگچه‌های کوارتز (دگرسانی سیلیسی‌شدن) هستند که عموماً کانی‌های پیریت آن را همراهی کرده، غالباً با هیدروکسیدها و اکسیدهای آهن و منگنز آغشتگی نشان می‌دهند.

**پیریت:** کانی پیریت فراوان‌ترین کانی سولفیدی در منطقه است که به‌صورت شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و با بافت انشاری و رگچه‌ای در مقاطع دیده می‌شود. شواهد صحرایی و مطالعات میکروسکوپی نسل‌های متفاوتی از پیریت را مشخص می‌نمایند.



شکل ۹- سیمای میکروسکوپی از دگرسانی‌های تورمالینی‌شدن و سیلیسی (رگه کوارتز) که دگرسانی سریستی را قطع نموده‌است.

**کانه‌های اسفالریتی نیز به‌صورت بی‌شکل، به‌رنگ خاکستری و به‌صورت همرشد با کالکوپیریت مشاهده شده‌اند.** شایان ذکر است در مطالعات کانی‌سنجین اسفالریت‌ها دارای تنوع رنگی وسیعی هستند؛ به‌طوری که از رنگ زرد-عسلی تا سبز روشن- تیره به‌سمت قهوه‌ای و قرمز تا ارغوانی و قرمز تیره تا سیاه‌رنگ دیده می‌شوند. به‌نظر می‌رسد که اسفالریت‌ها از نظر ترکیبی فقیر از آهن و غنی از آن تشکیل شده‌اند.



شکل ۱۳- سیمای میکروسکوپی از فاز تزرفنی کالکوپیریت (Cpy) به درون پیریت (Py).

**مگنتیت:** مگنتیت با برجستگی قوی و انعکاس نوری ضعیف به‌مقدار نسبتاً فراوان در مقاطع دیده می‌شود. در برخی مقاطع، به‌صورت ادخال درون پیریت‌های نسل اول مشاهده می‌شوند و گاهی نیز به‌صورت افشان در متن سنگ حضور دارند. در نمونه‌های سطحی غالباً به هماتیت و گوتیت تبدیل شده‌اند.

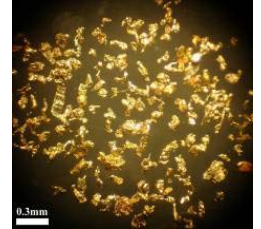
**طلا:** از دیگر کانه‌زایی‌های صورت گرفته در محدوده مورد بررسی است. بر پایه مطالعات کانی‌سنجین، ۴۲۵

در برخی موارد، چانشینی کالکوپیریت توسط کولین به‌گونه‌ای است که تنها آثاری از این کانی باقی مانده است. در مطالعات میکروسکوپی و در نور پلاریزه خطی، کانی کالکوسیت به‌رنگ سفید با وضوح ضعیف در اطراف کالکوپیریت مشخص می‌شود.

**تهیه نقشه‌های هم‌عیار ژئوشیمیایی عناصر**

به منظور بررسی و تعیین نقاط مستعد کنسارسازی عناصر مختلف (Ag, Au, As, Zn, Cu, Pb) به‌ویژه طلا و مس و نیز بی‌بدن به غنی‌شدگی و یا تهی‌شدگی عناصر معرف در محدوده تحت بررسی، نقشه‌های هم‌عیار

بررسی شده از این بخش، حضور مقادیر بالایی از مالاکیت، آزوریت (ناشی از فرآیندهای سوپرژن) و به مقدار اندک کالکوپیریت را تأیید می‌کند. مس در شرایط اسیدی حلالیت بسیار بالایی دارد و در زون‌های گوسان، مس عنصری است که به‌واسطه حلالیت بالایی ترکیب سولفات آن و حلالیت اندک ترکیب سولفیدهای اش در زون احیایی (زیر سطح ایستایی) غنی‌شدگی سوپرژن وسیعی ایجاد می‌کند (Levinson, 1980).



شکل ۱۵- نمای میکروسکوپی از طلا، حاصل از مطالعه نمونه‌های کانی سنگین محدوده اکتشافی.

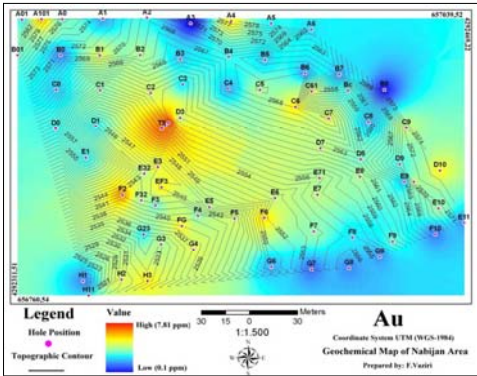
سورب: به‌واسطه قابلیت تحرک و حلالیت پایین این عنصر (Nickel, 1979) در محدوده مورد بررسی، ناهنجاری گسترده‌ای از آن مشاهده نمی‌شود، سرب در pH خنثی به آسانی به‌صورت کربنات (سروژیت) و یا سولفات (انگلزیت) رسوب می‌کند. محدوده تمرکز این عنصر بیشتر در بخش‌های حاشیه غربی و مرکزی است (شکل ۱۷). با توجه به اینکه حاشیه غربی، شمال- غربی فرسایش کمتری یافته است، بنابراین، فراوانی این عنصر در این بخش احتمالاً به این سبب بوده است.

**روی:** نقشه تراکم و توزیع این عنصر در (شکل ۱۸) نشان داده شده است. روند گسترش آن منطبق با روند توزیع سرب است. البته، تراکم این عنصر کمی به‌سمت افق‌های پایین‌تر توپوگرافی، به‌سمت حاشیه جنوب‌غربی تمایل نشان می‌دهد که علت آن را می‌توان به‌دلیل وجود اسفالت‌های غنی از آهن (معروف دمای بالا) دانست. این عنصر به‌دلیل قابلیت تحرک بسیار بالا، به‌ویژه در سیستم‌های گرمایی، همان‌گونه که در نقشه نیز مشخص است، هاله بزرگ‌تری نسبت به سرب برجای می‌گذارد.

**نقره:** بیشترین تمرکز این عنصر در (شکل ۱۹) مشخص شده است. از مقایسه آن با نقشه هم‌عبار سرب انطباق بسیار خوبی حاصل می‌شود. نقره می‌تواند در ساختار کانی‌های تراندزیت، کالکوپیریت، گالن و بورنیت قرار گیرد (Rankama and Sahama, 1950). بنابراین، با توجه به توزیع گسترده عنصر نقره هم‌روند با ناهنجاری‌های سرب و ناچیز بودن کانی‌های آن در مطالعات کانه‌نگاری و کانی سنگین، حضور این عنصر در شبکه کانی‌های سرب محتمل به نظر می‌رسد.

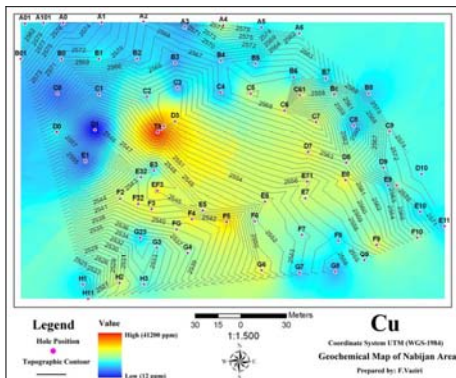
**آرسنیک:** روند گسترش آرسنیک در شکل ۲۰ نشان داده شده است، مدل توزیع این عنصر همانند طلا است. تمرکز این عنصر از بخش جنوب‌غربی محدوده آغاز شده، تا شمال‌غربی امتداد می‌یابد که این موضوع را می‌توان به تحرک بالای این عنصر مربوط دانست. انتقال آرسنیک در محلول‌های گرمایی عمدتاً به‌صورت کمپلکس‌های  $H_3AsO_3$  و  $HAsS_6^{2-}$  صورت می‌پذیرد (Guilleminette, 1993).

(Isograds) طلا، مس، سرب، روی، نقره و آرسنیک، به‌صورت دویعدی ترسیم شد. تهیه این نقشه‌ها با استفاده از نرم‌افزار GIS و با روش کرجینگ (Kriging method) صورت گرفت. این نوع تکنیک، یکی از روش‌های زمین آماری است. به‌طورکلی، تخمین زمین‌آماری فرآیندی است که طی آن می‌توان مقدار یک کمیت در نقاطی با مختصات نامعلوم را با استفاده از مقدار همان کمیت در نقاط دیگری با مختصات معلوم به‌دست آورد (حسنی‌پاک، ۱۳۷۷)، که متکی به مقدار شباهت نقطه با نقاط مجاور است و در آن فرآیند تخمین بر اساس ساختار فضایی موجود در محیط مورد نظر و بر پایه توابع ریاضی صورت می‌گیرد. در این روش، فرض نرمال‌بودن داده‌ها صادق است. گردکردن داده‌ها به‌طور کامل توسط خود نرم‌افزار انجام می‌پذیرد.

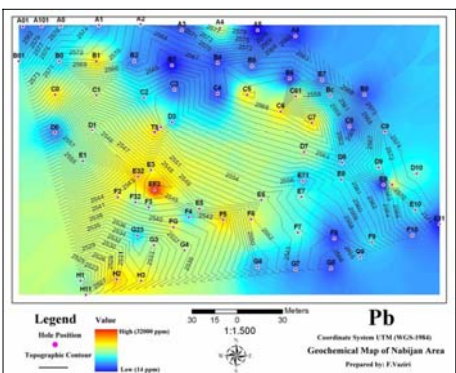


شکل ۱۴- نقشه هم‌عبار ژئوشیمیایی طلا.

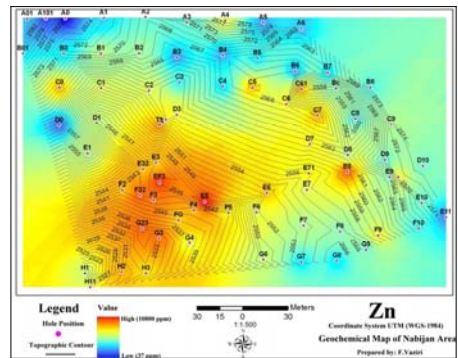
علاوه بر آن، نقشه هم‌عبار این عنصر با هاله ژئوشیمیایی عناصر نقره و آرسنیک هم‌پوشانی نشان می‌دهد. مس، تمرکز و تراکم این عنصر عمدتاً در بخش‌های مرکزی محدوده حفاری ما است (شکل ۱۶). حداکثر تراکم موجود در امتداد ترانشه T9 (۴۱۲۰۰ ppm) است. با توجه به مطالعات کانی سنگین و مقاطع صیقلی طلا، نقشه هم‌عبار ژئوشیمیایی طلا در شکل ۱۴ نشان داده شده است. بر پایه این نقشه، روند گسترش بی‌هنجاری طلا روندی با امتداد شمال‌غربی-جنوب‌غربی را دنبال می‌کند (این روند به‌خوبی با گسل موجود در منطقه همگرایی نشان می‌دهد). حضور طلای آزاد در مطالعات کانی سنگین (شکل ۱۵) تأییدکننده این روند است. فراوانی و تراکم باهنجاری‌های به‌دست آمده عمدتاً در بخش‌های سطحی و افق‌های بالادست محدوده است.



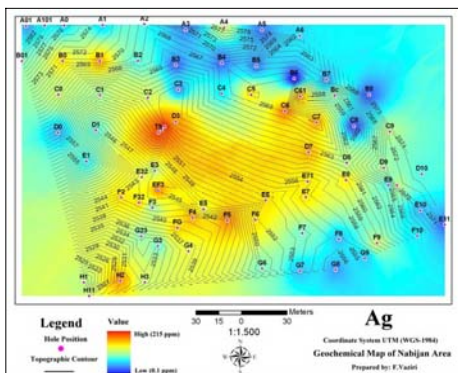
شکل ۱۶- نقشه هم‌عبار ژئوشیمیایی مس.



شکل ۱۷- نقشه هم‌عبار ژئوشیمیایی سرب.



شکل ۱۸- نقشه هم‌عبار ژئوشیمیایی روی.



شکل ۱۹- نقشه هم‌عبار ژئوشیمیایی نقره.

**بحث و نتیجه گیری**

با توجه به مباحث ذکر شده، پنج نوع دگرسانی در محدوده مورد نظر قابل تصور است که به انواع دگرسانی های آرزلیک، سرپنتینی، پتاسیک، سیلیسی و پدیدة تورمالینی شدن قابل تفکیک هستند. کانی سازی در منطقه اکتشافی نیی جان نیز در طی دو مرحله صورت پذیرفته است. مرحله نخست کانه زایی که به عنوان مهم ترین و فراوان ترین کانی سازی در منطقه است، به صورت انتشاری در قسمت زرف زارد همراه با دگرسانی سرپنتینی مشاهده می شود. بنابراین، با توجه به حضور بخش عمده کانه زایی در این زون، بخش های با دگرسانی سرپنتینی از مناطق با اهمیت برای اکتشاف است.

عیار میانگین مس (۲۲۴/۳۳ ppm) است و الگوی توزیع و فراوانی آن غالباً محدود به بخش مرکزی و سطحی منطقه است که وجود کانی سازی مالاکیت و آزوریت عامل افزایش تمرکز مس در این قسمت بوده است. عیار میانگین طلا (۰/۱۴) گرم در تن بوده و غلظت های آن از عمق به سطح افزایش نشان می دهد (جدول ۳). مخلوط شدن سیال حامل طلا با یک سیال خارجی (آب های جوی)، در بخش های فوقانی توده معدنی، بیشترین نقش را در نهشت طلا بر عهده دارد (Crawe and Koons, 1989; Hagemann *et al.*, 1994) و با توجه به تمرکز طلا در بخش های سطحی کانه زایی نیی جان به نظر می رسد این مکانیسم در ترسیب طلا در این قسمت مؤثر بوده باشد.

**همبستگی ژئوشیمیایی عناصر**

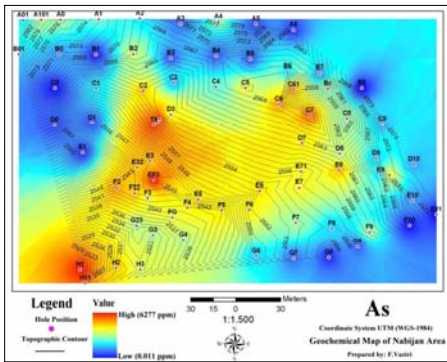
از آنجایی که برخی عناصر در یک سری از شرایط محیطی رفتار مشابهی را دارند، لذا در بررسی های ژئوشیمیایی شناخت ارتباط متقابل بین عناصر می تواند در فهم این شرایط و ارائه تفسیر دقیق تری از محیط های ژئوشیمیایی مؤثر باشد. به همین منظور، تعیین ضرایب همبستگی به روش اسپیرمن صورت گرفت (جدول ۲). از آنجایی که ضریب همبستگی اسپیرمن به نوع تابع توزیع حساس نیست، بنابراین، برای محاسبه آن از داده های خام استفاده شد (جدول ۳). مطابق جدول ۲

طلا بیشترین همبستگی را به ترتیب با نقره، آرسنیک و سرب دارد. بررسی نقشه های هم عیار ژئوشیمیایی، تأیید کننده این موضوع است. همبستگی مثبت موجود دلالت بر وجود شرایط فیزیکوشیمیایی و مکانیزم مشابه نهشت عناصر در کانه زایی دارد؛ بر عکس، همبستگی کم و یا منفی گویای عدم برقرار بودن این شرایط است. بر این اساس و بر پایه بررسی های ژئوشیمیایی کانه زایی طلا در شرایطی تقریباً مشابه با سایر عناصر و به عبارتی، زایش آن در مراحل پایانی تکامل مظهر معدنی نیی جان صورت گرفته است.

جدول ۲- ماتریس همبستگی به روش اسپیرمن.

Specimen's no	Correlations							
		Au	Cu	Pb	Zn	Ag	As	
	Au	Correlation Coefficient	1	.472(**)	.697(**)	.508(**)	.730(**)	.719(**)
	Cu	Correlation Coefficient	.472(**)	1	.548(**)	.621(**)	.684(**)	.611(**)
	Pb	Correlation Coefficient	.697(**)	.548(**)	1	.808(**)	.876(**)	.725(**)
	Zn	Correlation Coefficient	.508(**)	.621(**)	.808(**)	1	.770(**)	.703(**)
	Ag	Correlation Coefficient	.730(**)	.684(**)	.876(**)	.770(**)	1	.795(**)
	As	Correlation Coefficient	.719(**)	.611(**)	.725(**)	.703(**)	.795(**)	1

\*\* Correlation is significant at the 0.01 level (2-tailed).



شکل ۲۰- نقشه هم عیار ژئوشیمیایی آرسنیک.

جدول ۳- مشخصات چاهک های اکتشافی در رخداد معدنی نیی جان.

مشخصات چاهک های اکتشافی جاری شده			
عمق نهایی (م)	کد چاهک	عمق نهایی (م)	کد چاهک
Nb-A0	22	Nb-E32	12
Nb-Ac1	15	Nb-E5	10.5
Nb-A1	18	Nb-E6	5
Nb-A101	18.5	Nb-E7	7
Nb-A2	15.5	Nb-E71	6
Nb-A3	13	Nb-E8	8.5
Nb-A4	6	Nb-E9	8
Nb-A5	13	Nb-E91	2.5
Nb-A6	25	Nb-E10	4
Nb-D0	18	Nb-E11	4
Nb-D01	22	Nb-EF3	8
Nb-B1	16.5	Nb-F2	3
Nb-B2	8	Nb-F3	18.5
Nb-B3	20.5	Nb-F32	12.5
Nb-B4	12	Nb-F4	6
Nb-B5	20.5	Nb-F45	9
Nb-B6	18	Nb-F5	10
Nb-B7	27	Nb-F6	3
Nb-B8	12.5	Nb-F7	6
Nb-Bc	18.5	Nb-F8	8.5
Nb-C0	22	Nb-F9	8.5
Nb-C1	22	Nb-F10	9
Nb-C2	8.5	Nb-FG	4
Nb-C3	27	Nb-G23	12
Nb-C4	24.5	Nb-G3	20
Nb-C5	17	Nb-G4	6
Nb-C6	6.5	Nb-G6	6

جدول ۲- ادامه.

Sample	Au (ppm)	Cu	Pb	Zn	Ag	As
Nb-G9-1	0.0	200.0	70.0	400.0	0.8	144.0
Nb-G9-2	0.0	135.0	60.0	205.0	0.9	115.0
Nb-G9-3	0.0	120.0	40.0	250.0	1.3	106.0
Nb-G9-4	0.0	78.0	20.0	120.0	0.7	36.9
Nb-G9-5	0.0	79.0	20.0	170.0	0.6	55.7
Nb-G9-6	0.0	1075.0	20.0	310.0	2.3	75.7
Nb-G9-7	0.0	640.0	25.0	160.0	0.7	36.0
Nb-G9-8	0.0	300.0	55.0	220.0	0.5	21.5
Nb-G9-9	0.0	1550.0	50.0	160.0	0.4	19.6
Nb-H1-1	0.0	160.0	160.0	380.0	2.5	2468.0
Nb-H1-2	3.6	270.0	1000.0	845.0	10.4	5421.0
Nb-H1-3	1.7	200.0	2605.0	2605.0	13.8	3360.0
Nb-H1-4	0.1	95.0	200.0	450.0	1.9	281.0
Nb-H1-5	6.1	16600.0	450.0	300.0	85.0	861.0
Nb-H1-6	1.4	3470.0	200.0	150.0	25.5	240.0
Nb-H1-7	0.4	905.0	90.0	150.0	7.2	219.0
Nb-H11-1	0.2	1025.0	1045.0	850.0	11.2	529.0
Nb-H11-2	0.3	855.0	900.0	730.0	11.6	583.0
Nb-H12-1	0.2	1095.0	750.0	930.0	15.8	625.0
Nb-H12-2	0.4	1156.0	750.0	1180.0	12.4	608.0
Nb-H13-1	0.4	270.0	560.0	675.0	3.0	264.0
Nb-H13-2	0.8	240.0	655.0	700.0	3.2	525.0
Nb-T9-1	3.0	6235.0	200.0	500.0	52.8	2140.0
Nb-T9-2	0.9	26800.0	750.0	720.0	23.5	1144.0
Nb-T9-3	1.6	41200.0	655.0	1280.0	36.2	2427.0
Nb-F8-4	0.2	3350.0	140.0	1400.0	2.5	517.0
Nb-G8-5	0.0	90.0	20.0	135.0	0.3	35.3

استوک و راک های (شکستگی های داربستی) کوارتز- پیریت، وجود یافت کاتاکلاستیکی در پیریت های فاز اولیه و نیز تزریق کالکوپیریت و آرسنوپیریت به درون شکستگی های پیریت های مذکور، در حقیقت نقش عوامل ساختاری را به عنوان کنترل کننده های کانه زایی در منطقه بارزتر می سازد.

**سیاسازاری**

این پژوهش در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد در پژوهشکده علوم زمین و با حمایت سازمان زمین شناسی کشور انجام شده است. بدین وسیله، از همکاری و مساعدت معاونت محترم اکتشاف و مجری طرح اکتشاف سراسری مواد معدنی سیاسازاری می شود.

وجود همبستگی قوی نقره با طلا و سرب می تواند نشان دهنده حضور بخشی از نقره در ساختار کانی قابل رؤیت (Visible) طلا و ساختار کانی گالن باشد. با توجه به بالا بودن مقدار زمینه As (دامنه تغییرات ۰/۱ تا ۶۲۷۷ گرم در تن و عیار میانگین ۶۱۳/۱۵ گرم در تن)، وجود همبستگی قوی طلا با آرسنیک و همراهی قوی این دو عنصر با یکدیگر در تمامی چاهک ها حضور کمپلکس های بی سولفیدی برای حمل و نقل طلا را محتمل می سازد. الگوی انتشار فلز روی، همچنین علاوه بر هم روند بودن با الگوی توزیع سرب نسبت به آن، هاله ژئوشیمیایی وسیع تری را ایجاد می کند. این ویژگی را می توان به سبب شسته شدن روی در مراحل پایانی تکابوی محلول های گرمایی و رانده شدن آن به مناطق هم جوار حاشیه های مربوط دانست. تشکیل

**منابع**

بنی ادم، ف. (۱۳۸۲) بررسی زمین شناسی اقتصادی و خاستگاه احتمالی کانی سازی مس و طلا در محدوده اکتشافی نیی جان کلیبر. پایان نامه کارشناسی ارشد پژوهشکده علوم زمین، تهران، ایران.

شکویی، ح. (۱۳۸۲) گزارش اکتشاف طلا در محدوده شمال روستای نیی جان، طرح اکتشاف سراسری پروژه اکتشاف طلای زون اسپران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

حسنی پاک، ج. ا. (۱۳۷۷) زمین آمار (ژئواستاتستیک). انتشارات دانشگاه تهران، تهران.

مهرپرست، م.، امینی فضل آ. و ج. رادفر (۱۳۷۱) نقشه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ووزقسان. سازمان زمین شناسی کشور.

نیوی، م. (۱۳۵۵) دیباچه های بر زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی کشور، تهران.

وزیری هشتی، ف. (۱۳۸۶) بررسی عوامل کنترل کننده کانه زایی مس و طلا با نگاه ویژه بر انتشار آن ها در اقصای زیر سطحی و شرایط فیزیکوشیمیایی سیالات درگیر مربوطه در منطقه نیی جان، آذربایجان خاوری. پایان نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم زمین، تهران، ایران.

Crawe, D. and Koons, P. O. (1989) Tectonically induced hydrothermal activity and gold mineralization adjacent to major fault zones. Economic Geology Monograph 6: 463-47.

Guillemit, N. (1993) Genesis of the Sb-W-Au deposit at Ixtahuacan, Guatemala: evidence from fluid inclusion and stable isotopes. Mineralium Deposita 28: 167-180.

Hagemann, S. G., Gebre-Mariam, G. and Groves, D. L. (1994) Surface-water influx in shallow-level Archean lode gold deposits in Western Australia. Geology 22: 1067-1107.

Levinson, A. A. (1980) Introduction to Exploration Geochemistry. Applied pub-lishing Ltd, Wilmette, Illinois. U.S.A.

Meyer, C. and Hemley, J. J. (1967) Wall rock alteration. In Barnes H. L. (Eds.): Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York, United States, Holt, Rinehart and Winston.

Nickel, E. H. (1979) Gossan mineralogy viewed in the context of solution chemistry. In: Glover, I. E. and Smith, R. E. (Eds.): Pathfinder and multielement geochemistry in mineral exploration. Geology Department Extension Service Publication, University of Western Australia.

Rankama, K. and Sahama, T. G. (1950) Geochemistry. University of Chicago Press.

Robb, L. J. (2005) Introduction to ore-forming processes. Wiley-Blackwell.

Titley, S. R. (1982) Advances in geology of the porphyry copper deposits. University of Arizona Press.

نفوذی گرانیتوئیدی و یا به عبارتی، باتولیت‌های گرانیتوئیدی از گوناگونی ترکیبی گسترده‌ای برخوردارند. به اعتقاد Altherr و همکاران (۲۰۰۰) عوامل متعدد زیر در این گوناگونی ترکیبی بیش از هر عامل دیگری مؤثرند:

- الف) ترکیبات متفاوت ناحیه منشأ؛
- ب) شرایط متغیر ذوب؛
- ج) واکنش‌های شیمیایی و فیزیکی پیچیده بین ماگماهای فلیسک و مافیک؛
- د) آلیاژ بوستهای.

از سوی بسیاری از محققان (Wolf and Wyllie, 1994; Rapp, 1995; Rapp and Watson, 1995; Patin'o Douce, 1996; Patin'o Douce and Beard, 1996) برای مثال ذوب بدون آب بخش‌های مستعد پوسته قاره‌ای در دمای ۷۸۰ درجه سانتی‌گراد منجر به تشکیل ماگماهای کالک‌آلکان توالیتی تا گرانیتی می‌گردد. این دما در کمربندهای کوهزایی در رژیم‌های تکتونیکی همگرا بین ۸۵۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد است (Chapman, 1986).

حضور ماگماهای مافیک، ام از دیوریت‌های گابرویی و یا گابروها، به‌صورت توده‌های مجزا و یا حتی انکلاوهای میکروگنولار مافیک در سنگ‌های میزبان فلیسک‌تر در این محیط‌ها، از وجود ماگماهای مافیک گوشته‌ای حکایت دارد که با افزایش دما، در ناحیه پوسته، سنگ‌های این ناحیه را ذوب کرده و ماگماهایی با ترکیب دیوریتی-گرانیتی را به‌وجود آورده‌اند. توده‌های مورد بررسی در این مقاله، بخشی از مجموعه پلوتونیک قروه هستند. این مجموعه در کمربند کوهزایی زاگرس، در پهنه سنندج-سیرجان (Stocklin, 1968) قرار دارد. این پهنه تکتونیکی از فروپاشی و برخورد صفحه‌های عربی و خرد قاره ایران

مرکزی در زمان کرتاسه پایانی تا تریاسی شکل گرفته است (Berberian and King, 1981; Mohajjel and Fergusson, 2000; Ghaseemi and Talbot, 2005) توده‌های مورد مطالعه ترکیب گرانودیوریتی، گرانیتی و دیوریتی دارند که در جنوب قروه، در ۸۰ کیلومتری شمال‌غرب همدان، نفوذ کرده‌اند. پیش از این، پتروگرافی و پتروژئولوژی مجموعه پلوتونیک جنوب قروه از سوی مؤلف و همکاران (۱۳۸۷) بررسی شده، لیکن با تکیه ویژه بر داده‌های ژئوشیمیایی سنگ کل، با استفاده از تجزیه‌های دقیق‌تر و جامع‌تر کنونی، این مقاله سعی می‌کند که منشأ ماگماهای سازنده این توده‌ها را مشخص نماید. با این حال، توصیف صحرائی و مطالعات پتروگرافی جزئی‌تر توده‌های مورد مطالعه را ضروری دانسته، به این موارد نیز اشاره‌ای خواهد شد.

### زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

حرکات کوهزایی و عملکرد حرارتی فازهای مختلف ماگمایی مجموعه پلوتونیک قروه که توده‌های مورد نظر در این مقاله جزئی از آن هستند، از جمله عواملی هستند که مطالعه زمین‌شناسی منطقه را، به‌سبب به‌هم‌ریختگی ساختار اولیه رسوبی و چینش‌شناسی و تبلور مجدد سنگ‌ها (به‌ویژه آهک‌ها)، با دشواری همراه نموده است. با این حال، تریاس قدیمی‌ترین واحد چینش‌شناسی این منطقه است. رسوبات تریاس از دولومیت کاملاً بلورین و خرد شده تشکیل شده است. روی این واحد چینه‌ای از شیل، شیست و ولکانیک‌های مشابه با سازند شمشک در البرز ایران مرکزی، به سن زوراسیک، می‌باشند.

آخرین توالی رسوبی به‌ظاهر پیوسته مزوزوئیک-تریاسی، شیل‌ها و ماسه سنگ‌های دارای عدسی‌های آهکی به‌همراه سنگ‌های آتشفشانی هستند که به‌طور

پتروژئولوژی، سال اول، شماره اول، بهار ۱۳۸۹، صفحه ۴۹-۶۶  
تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۱۰/۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۱/۰۱

## استفاده از عناصر کمیاب و نادر خاکی در تعیین منشأ ماگمای سازنده توده‌های نفوذی گرانودیوریتی-گرانیتی و دیوریتی مجموعه پلوتونیک قروه

### اشرف ترکیان

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

### چکیده

مجموعه پلوتونیک قروه در جنوب قروه، ۸۰ کیلومتری شمال‌غرب همدان، در مختصات جغرافیایی ۴۳° ۴۷' تا ۴۸° ۲۸' طول شرقی و ۵۰° ۳۴' تا ۵۱° ۳۵' عرض شمالی قرار دارد. این مجموعه در پهنه سنندج-سیرجان جایگزین شده است. نفوذی‌های مافیک و فلیسک در این مجموعه شناسایی شده است و این مقاله بر بررسی‌های ژئوشیمیایی سه واحد اصلی گرانودیوریت، گرانیت و دیوریت گابرویی متمرکز است. این واحدها بر اساس مشاهدات صحرائی، ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی تکنیک شاند، دیوریت‌ها به‌سبب محتوی سیلیس‌شان (۴۸ تا ۵۴ درصد) و نیز فراوانی کم عناصر نام‌آزادگراشان (La و Nb) نسبت به گوشته‌های مشخص می‌شوند، لیکن مقادیر این عناصر با فراوانی آنها در پوسته میانی شبیه است. افزون بر این، آنها از نسبت مولی  $Al_2O_3/(MgO + FeO) = 1.54 - 0.98$  و نسبت مولی  $CaO/(MgO + FeO) = 0.71 - 0.59$  برخوردار هستند بنابراین، احتمالاً منشأ ماگمای دیوریتی ذوب پوسته مافیک بوده است. شاخص‌های ژئوشیمیایی و حجم زیاد سنگ‌های گرانیتوئیدی (گرانودیوریت و گرانیت) با این موضوع که آنها از طریق تفریق بلورین ماگمای والد بازالتی مشتق از گوشته‌های آلیاژ پیوسته آمده باشند، سازگار نیست. سنگ‌های گرانودیوریتی و گرانیتی دارای مقادیر متوسطی از نسبت مولی  $CaO/(MgO + FeO)$  و  $Al_2O_3/(MgO + FeO)$  هستند. این مشخصه بر ذوب‌بخشی بدون آب متاگرویک‌ها، به‌عنوان منبع پروتوتی، برای این گروه از سنگ‌ها (گرانودیوریتی-گرانیتی) دلالت دارد. بررسی داده‌های ژئوشیمیایی عناصر REE، Sr و Y در واحدهای اخیر نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز و آمفیبول، بدون حضور گارنت، فازهای اصلی تفریق‌یافته در طی جدایش مذاب هستند.

**واژه‌های کلیدی:** گرانودیوریت، گرانیت، پوسته مافیک، متاگرویک، پهنه سنندج-سیرجان، قروه

### مقدمه

مطالعه توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی در کلیه محیط‌های تکتونیکی از اهمیت فوق‌العاده‌ای برخوردار هستند. مطالعه این توده‌ها که سازندگان اصلی

کمربندهای کوهزایی هستند، در محیط‌های همگرا جایگاه و اعتبار ویژه‌ای دارند، زیرا که تعیین سرشت ماگمای سازنده آنها در بررسی‌ها و مطالعات ژئودینامیک پوسته این مناطق بسیار مهم و ارزشمند است. توده‌های

\*a.torkian@basu.ac.ir

### روش انجام پژوهش

پس از جمع‌آوری و بررسی اطلاعات، گزارش‌ها و نقشه‌های مربوط به منطقه، بررسی روابط صحرائی در قالب موارد زیر انجام گرفت:

- ۱- شناسایی توده‌های نفوذی با ترکیب مختلف و برداشت‌های زمین‌شناسی در ارتباط با نوع تماس، وجود و عدم وجود تغییرات بین محل تماس توده‌ها و غیره
- ۲- نمونه‌برداری بیش از ۱۰۰ نمونه از توده‌های مختلف؛
- ۳- تهیه مقاطع نازک از نمونه‌های واحدهای نفوذی برای مطالعات پتروگرافی نمونه‌ها؛
- ۴- انتخاب ۱۹ نمونه از سنگ‌ها جهت مطالعات ژئوشیمیایی و ارسال آنها به آزمایشگاه ژئوآنالیتیکال دانشگاه واشنگتن (آمریکا) به‌منظور تجزیه سنگ‌کل برای تعیین مقادیر عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی. این نمونه‌ها که همگی در این آزمایشگاه با هاون آگات پودر گردیده بودند، به روش‌های ICP-MS و XRF تجزیه شدند.

داده‌های تجزیه برای عناصر  $Al_2O_3, TiO_2, SiO_2, MgO, Fe_2O_3, CaO, MnO, K_2O, Na_2O, P_2O_5, Ba, Sr, Rb, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, Cr, Ni, V, Sc, Cu, Zn, Pb, Ce, Nd$  با استفاده از دستگاه اسپکترومتر فلوروسانس اشعه ایکس (XRF) انجام شده است. در این حال، عناصر  $Ho, Dy, Tb, Gd, Eu, Sm$  به روش ICP-MS یا دستگاه طیف‌سنج ماسه ۲۵۰ ELAN SCIEX تجزیه شدند. حد آشکارسازی غلظت برای عناصر اصلی ۰/۰۱ تا ۰/۱ درصد وزنی و برای عناصر کمیاب و نادر خاکی ۱۰ ppm است. استانداردهای مورد استفاده شامل BCR-P و MON-01 و GMP-01 هستند.

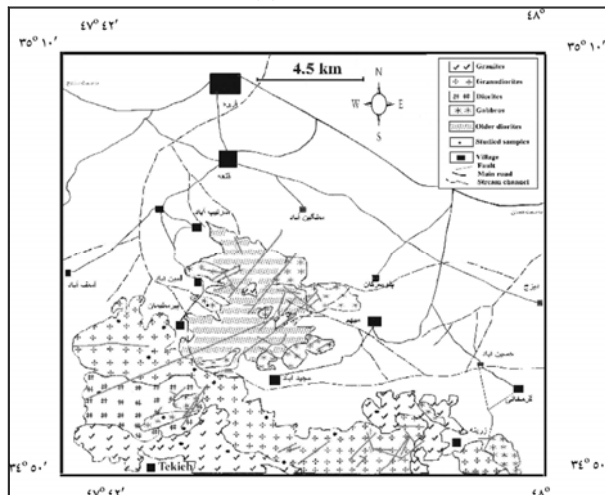
### روابط صحرائی و پتروگرافی

مجموعه پلوتونیک قروه که در رخنمون دو بعدی از ایزوتروپ، بیضی شکل و دارای کشیدگی در امتداد NW-SE است، از واحدهای مختلف سنگی تشکیل شده است. همان‌گونه که اشاره شد، این مقاله بر مطالعه واحدهای گرانیتوئیدی (گرانودیوریتی، گرانیتی) و دیوریتی متمرکز شده است. واحد دیوریتی، سازنده اصلی ارتفاعات کوه دروازه است، در شمال واحدهای گرانیتوئیدی قرار دارد و واحدهای گرانودیوریت و گرانیت ارتفاعات پریشان و بدر را به‌وجود آورده است. مرز بین واحدها کاملاً مشخص و ناگهانی است و فاقد هرگونه حاشیه واکنشی و تغییرات تدریجی در لیتولوژی و نوع سنگ است (شکل ۱).

### واحد دیوریت

این واحد به‌صورت استوک و توده‌های نفوذی کوچک و پراکنده رخنمون دارد. همبندی این نفوذی‌ها با سنگ دربرگیرنده در اکثر جاها کاملاً تیز و واضح است. در بخش عمده‌ای از واحد دیوریتی که در شمال منطقه مورد مطالعه برونزد دارد، ساخت ورقه‌ای مشخصی مشاهده می‌شود. به‌لحاظ ضریب رنگینی مزوکرات تا ملانوکرات است و از ساخت گرانولار تا پورفیروئیدی برخوردار است. طیف سنگ‌شناسی این واحد شامل دیوریت-گابرویی، دیوریت، کوارتز-دیوریت، کوارتز موزوددیوریت و موزونیت است. سنگ‌های واحد دیوریتی دارای ترکیب کانی‌شناسی مودال زیر هستند: پلاژیوکلاز (۲۵-۵۹٪)، آمفیبول (۱۷-۲۱٪)، بیوتیت (۲-۷٪)، کوارتز (۲-۱۴٪)، آنکالی‌فلدسپار (۱۵-۶٪) و به‌ندرت پیروکسن، زیرکن، آپاتیت و اکسیدهای فلزی کانی‌های جزئی محسوب

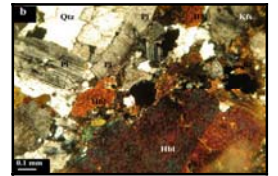
همساز بر روی رسوبات کرتاسه بالا-پالئوسن قرار دارند. این واحدها همگی از حاشیه دگرشکلی و دگرگونگی مرتبط با واقع مهم تکتونیکی باز و بسته شدن اقیانوس تیبس جوان در موزوئیک-تریاسی متأثر شده‌اند. دگرگونگی در این منطقه در حد رخساره آمفیبولیت است و دگرگونی مجاورتی حاصل از نفوذ مجموعه پلوتونیک قروه در سنگ‌هایی که قبلاً در موزوئیک متحمل دگرگونی ناحیه‌ای شده بودند، تا رخساره پیروکسن هورنفلس (حریری، ۱۳۷۴) پیش رفته است.



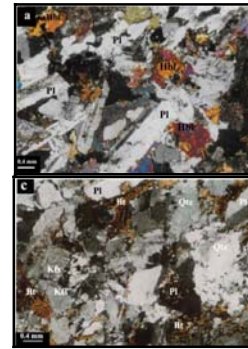
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده توده‌های نفوذی مورد مطالعه (مرزبندی بر اساس حسینی، ۱۳۷۶).

و گاهی آنها را نوارهایی از روزشدهای آلکالی فلدسپار (پریت) احاطه کرده است. آلکالی فلدسپار عمدتاً شامل نوارهایی ازتوز پرتیتی و میکروکلین است. بافت گرانولار معمول است، اما بهطور محلی با وجود فلدسپارهای نسبتاً درشت بلورتر، بافت پورفیروئیدی نیز در این

سنگها شکل گرفته است. از دیگر بافتها می‌توان به بافت را پاکویی و آنتی‌راپاکویی نیز اشاره نمود. کوارتز علاوه بر بلورهای درشت، گاهی به‌صورت یزدانه یا خاموشی موجی فواصل بین کانی‌های بزرگ‌تر را پر کرده است.



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی (a) دیوریت، (b) گرانودیوریت و (c) گرانیت (P.P.L.) عالم اختصاری نام کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۲) اقتباس گردیده است.



**ژئوشیمی عناصر اصلی**

دامنه محتوی SiO<sub>2</sub> برای واحدهای دیوریت-کاریوری تا دیوریت (۴۸-۵۴ درصد) و گرانودیوریت و گرانیت (۴۲-۷۶ درصد) است (جدول ۱). این مجموعه از نظر درجه اشباعی از آمینا، در نمودار تغییرات A/CNK در مقابل A/NK در قلمرو گرانودیوریت‌های متآلومین قرار دارد (ترکیان، ۱۳۸۷). تصویر نمونه‌های واحدهای سنگی دیوریتی و گرانودیوریتی- گرانیتی مورد مطالعه در نمودار AFM پیمانگر ترکیب کالک‌آلکان بودن آنهاست (شکل ۳). دیوریت‌ها در مرز بین سری کالک‌آلکان متوسط تا کم پتانسیم و واحدهای گرانودیوریتی و گرانیتی از نوع کالک‌آلکان‌های متوسط پتانسیم هستند (شکل ۴).

شکل ۳- نمونه‌های واحدهای سنگی دیوریتی و گرانودیوریتی- گرانیتی مورد مطالعه در نمودار AFM که پیمانگر ترکیب کالک‌آلکان بودن آنها است. مرز جداکننده سری‌های کالک‌آلکان از تولیتی بر اساس Irvine and Baragar (۱۹۷۱) ترسیم شده است.

می‌شوند (شکل ۲a). بافت این سنگ‌ها دانه‌ای (گرانولار) است، اما گاهی بلورهای درشت پلاژیوکلاز (۳-۵ mm) بافت پورفیروئیدی را به نمایش می‌گذارد. بلورهای نسبتاً درشت پلاژیوکلاز نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار بوده، از ساخت منطقه‌بندی (زونینگ) برخوردار هستند. آمفیبول این سنگ‌ها نیمه‌شکل‌دار و از نوع هورنبلند سبز است. اندازه بلورهای این کانی از ریز تا متوسط متغیر است. بلورهای درشت‌تر آمفیبول گاهی هسته‌هایی از پیروکسن را در خود جای داده که این حالت در بافت حاکمی از آن است که پیروکسن در شرایط سولیدوس پایدار نیوده است (Anderson, 1984). کوارتز و آلکالی فلدسپار به‌صورت بین‌روزنه‌ای (اینترستینال) فضای بین پلاژیوکلاز و آمفیبول را پر نموده است.

**واحد گرانودیوریت**

این واحد سنگی به تبعیت از کشیدگی مجموعه پلوتونیک، به‌صورت توده بیضی ماندنی در امتداد شمال غرب- جنوب شرق، برزود دارد. سنگ‌های این واحد، بیشتر در بخش مرکزی و جنوبی منطقه جغرافیایی مورد نظر این مقاله قرار دارد. این واحد پیش از این با ترکیب مونوزودیوریت معرفی شده بود (ترکیان و همکاران، ۱۳۸۷). ترکیب سنگ‌شناسی واحد گرانودیوریت از تونالیت، مونوزونیت کوارتز‌دار تا گرانودیوریت متغیر است. این سنگ‌ها متوسط تا درشت‌دانه، ساخت آنها دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار (هیبایدیومورفیک‌گرانولار) و ضریب رنگینی آنها متناسب با فراوانی کانی‌های تیره (فرومنیزین) متفاوت است. ترکیب کانی‌شناسی مودال آنها را پلاژیوکلاز (۲۰-۳۸٪)، هورنبلند سبز (۱۰-۲۲٪)، کوارتز (۱۴-۲۰٪)، آلکالی فلدسپار (۱۵-۲۰٪) و بیوتیت (کم‌تر از

۵٪) تشکیل داده است (شکل 2b). زیرکن، آلانیت، آپاتیت، اسفن و منگنیت کانی‌های اصلی را همراهی می‌کنند. در این سنگ‌ها پلاژیوکلازها به‌صورت تیغه‌ای شکل (Lath)، نیمه‌شکل‌دار تا گاهی شکل‌دار، و به‌طول ۱-۳ میلی‌متر ظاهر می‌گردند. پلاژیوکلازها دارای ماکل آلیت هستند و وجود ساخت منطقه‌بندی در آنها معمول و عادی است. بلورهای آلکالی فلدسپار بیشتر به‌صورت ارتوز پرتیتی هستند. آلکالی فلدسپارها در مجاورت با پلاژیوکلازها بافت میرمیکت تشکیل می‌دهند. بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار آمفیبول از نوع هورنبلند سبز با ترکیب شیمیایی منیزوپورینند (ترکیان، ۱۳۸۷) است که گاهی ماکل کارلسباد بسیار جالبی را به نمایش می‌گذارند. این کانی در سنگ‌هایی که تحت‌تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند، به مجموعه‌ای از بیوتیت، کلریت و اپیدوت و حتی پهرنیت تبدیل شده است.

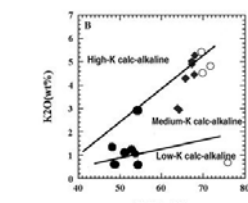
**واحد گرانیت**

توده نفوذی کشیده‌ای که در جنوب منطقه مورد مطالعه قرار دارد، از ترکیب گرانیتی برخوردار است. آپوفیرهای از این ترکیب در سنگ‌های دگرگونی مشاهده شده است. دامنه متغیر ترکیب کانیایی این واحد سنگی موجب گردیده که مجموعه‌ای از سنگ‌هایی با ترکیب سیتوگرانیت، مونوزوگرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت در کنار یکدیگر یافت شوند. بیوتیت، زیرکن، آپاتیت، اسفن، آلانیت و اکسیدهای آهن به‌همراه کانی‌های اصلی آلکالی فلدسپار، کوارتز و پلاژیوکلاز ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند (شکل 2c).

گاهی هورنبلند به‌صورت بسیار جزئی در کنار بیوتیت‌ها مشاهده می‌شود. پلاژیوکلازها دارای ماکل آلیت- کارلسباد و به‌صورت نیمه‌شکل‌دار متبلور شده‌اند

**عناصر کمیاب و نادر خاکی**

نظیر آنچه که در عناصر اصلی اشاره شده، نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی در مقابل SiO<sub>2</sub> (شکل ۴) برای واحد دیوریتی منشأ یا فرآیند ماگمایی متفاوتی را پیشنهاد می‌کنند. فراوانی عناصر Cs, Th, U, La و Rb با افزایش محتوی سیلیس ماگما رو به فرونی می‌دهند (جدول ۱). عنصر Nb و Ba منحنی‌های رنگی شکل دارند. سیرکاشی مقدار محتوی Sr در واحدهای دیوریتی و گرانودیوریت - گرانیتی حاکی از آن است که استرانسیم عنصری سازگار است و رفتار این عنصر بر نقش تفریق پلاژیوکلاز در تشکیل سنگ‌های مختلف این واحدها دلال دارد، اما عنصر Ba رفتاری متفاوت داشته، به‌عنوان عنصری ناسازگار عمل می‌کند. در نمودار Ba در مقابل Sr/Nd نشان داده شده که نمونه‌های واحد دیوریتی در قلمروی Sr/Nd بالا یا Ba پایین قرار می‌گیرند، در حالی که سایر واحدها دارای Sr/Nd پایین - Ba بالا هستند (شکل ۵a). از طرف دیگر، روند بیوسته‌ای که از دیوریت‌های دارای Sr بالا - Rb پایین و گرانودیوریت تا گرانیت‌های با Sr پایین - Rb بالا وجود دارد، نکته ارزشمند پرتوزنتیکی دیگری است که به روشنی از نمودار Rb در مقابل Sr قابل استنباط است (شکل 5b). برای سنگ‌های واحدهای مورد مطالعه، نمودارهای عنکبوتی (شکل ۸) و نمودار توزیع عناصر نادر خاکی (شکل ۹) به‌تجزیه‌ساز (نورمالیز) شده ترسیم گردیده است.



شکل ۴- نمودار K<sub>2</sub>O در مقابل سیلیس. نمونه‌های واحد دیوریتی در محدوده پتانسیم متوسط تا پتانسیم کم و سنگ‌های واحدهای گرانودیوریتی و گرانیتی در قلمرو کالک‌آلکان‌های متوسط پتانسیم قرار گرفته‌اند (واحدهای خطوط A/NK=۱) (Rickwood (۱۹۸۹)). علامت مانند شکل ۳ است.

نمودارهای هارگر واحدهای مجموعه مورد مطالعه نشان می‌دهند که نمونه‌ها فاقد همپوشانی هستند (شکل ۵). MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, TiO<sub>2</sub> و CaO با افزایش محتوی سیلیس رو به کاهش می‌گذارند؛ در حالی که K<sub>2</sub>O با افزایش مقدار SiO<sub>2</sub> روند افزایشی و Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و Na<sub>2</sub>O زنگی شکل (Bell shape) هستند. این نمودارها نشان می‌دهند که بین واحدهای فلسیک (گرانودیوریت و گرانیت) ارتباط زنتیکی برقرار است، در حالی که واحد دیوریت به نظر می‌رسد که از منشأ مختلفی سرچشمه گرفته و یا توسط فرآیند ماگمایی متفاوتی است آنچه که در تشکیل واحدهای فلسیک مؤثر بوده، تشکیل شده باشد (شکل ۵).

جدول ۱- ترکیب شیمیایی واحدهای دیوریتی، گرانودیوریتی و گرانیتی. (+) به معنای عدم تعیین میزان عنصر، (-) به معنای عدم تعیین نموده‌اند.

نمونه	ICP-MS																		
	MgO: molar 100*(MgO+FeO)		AMF: molar Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (MgO+FeO)		CMF: molar CaO (MgO+FeO)		KAN: molar K <sub>2</sub> O Na <sub>2</sub> O		Diوریت تا دیوریت-کاریوری										
(wt%)	گرانیت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت	گرانودیوریت									
SiO <sub>2</sub>	69.77	75.77	69.54	71.67	64.27	63.76	65.58	67.19	67.21	67.99	67.85	54.31	48.24	50.91	52.61	48.83	49.12	54.32	53.60
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.15	0.24	0.26	1.13	0.61	0.936	0.60	0.37	0.30	0.63	1.625	1.411	1.263	1.716	1.616	1.626	1.124	0.947
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.26	13.49	14.71	14.02	15.68	16.36	15.12	15.89	15.17	15.4	15.21	16.12	16.81	16.8	15.72	15.78	15.85	16.74	16.99
FeO*	3.03	0.71	2.01	1.93	4.84	5.02	4.41	1.92	3.03	2.84	3.13	8.10	9.29	8.53	9.29	10.43	10.50	7.28	6.62
MnO	0.05	0.01	0.04	0.03	0.10	0.11	0.079	0.03	0.06	0.06	0.04	0.08	0.18	0.16	0.21	0.19	0.20	0.13	0.13
MgO	0.51	0.19	0.14	0.30	1.45	0.75	0.95	0.89	0.89	0.31	0.73	3.53	7.32	6.51	4.97	7.41	7.43	5.30	5.30

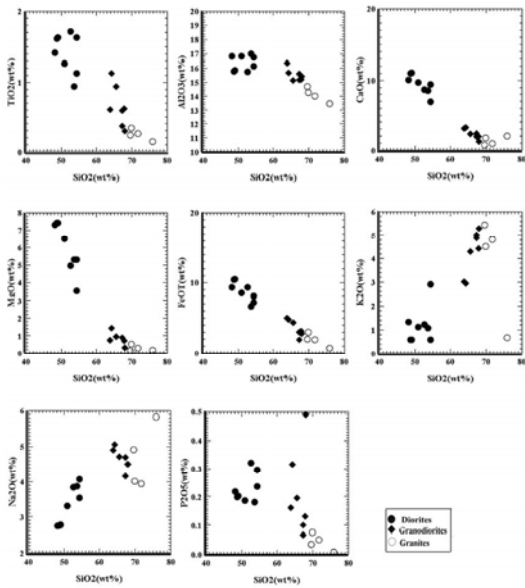
	CaO	1.73	2.05	0.72	0.93	3.24	3.06	2.29	2.39	1.84	1.25	1.96	6.96	10.05	9.68	8.67	10.96	11.04	9.38	8.54
Na <sub>2</sub> O	4.03	5.82	4.91	3.94	3.05	4.90	4.71	4.7	4.15	4.49	4.40	4.06	2.75	3.3	3.83	2.76	2.78	3.53	3.87	3.87
K <sub>2</sub> O	4.52	0.68	5.43	4.82	2.94	3.02	4.30	5.01	4.89	5.28	4.44	2.90	1.34	1.13	1.23	0.58	0.58	0.59	1.07	1.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.01	0.04	0.08	0.32	0.16	0.195	0.10	0.07	0.49	0.13	0.30	0.22	0.19	0.32	0.20	0.20	0.20	0.18	0.18
Total	98.29	98.88	97.78	97.95	99.02	97.76	98.57	98.41	97.77	97.95	98.41	97.98	97.98	97.41	98.45	98.57	98.73	99.31	98.62	97.59
Mg#	24.85	35.11	12.29	31.09	37.5	22.77	30.11	48.8	36.8	18.03	31.81	46.56	61.20	60.40	51.64	58.8	58.59	59.36	61.37	61.37
Ca#	0.55	2.53	0.41	0.48	0.56	0.62	0.09	0.87	0.54	0.87	0.62	0.57	0.62	0.61	0.59	0.62	0.71	0.67	0.67	0.67
ANF	5.12	18.11	9.18	8.01	3	3.62	3.76	6.45	4.64	6.32	4.83	1.58	1.18	1.22	0.94	0.98	1.40	1.48	1.48	1.48
KN	0.74	0.1	0.73	0.8	0.38	0.2	0.60	0.73	0.78	0.77	0.65	0.47	0.32	0.23	0.21	0.13	0.13	0.11	0.10	0.10

کلی منحنی خمیده‌ای به سمت بالا را به نمایش می‌گذارد؛ بدین معنی که الگوها برای واحد دیوریتی با غنی‌شدگی انتخابی عناصر ناسازگار مانند Rb و Sr، Y، Th، Ce، Ti، و Zr نسبت به کندریت ششایی می‌شوند (شکل ۹a). در حالی که سنگ‌های فلسیک کاشش مشخصی را از سبک LILE (مانند Ba، Rb، K، Th، Yb) HFSE (Y، Zr، Hf، Yb) نشان می‌دهند (شکل ۹b).

عناصر لیتوفیل بزرگ بیون (LILE) در نمودار عنکبوتی غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در عین حال، عناصر با شدت میدان قوی (HFSE) مانند Ti، Zr، Hf، Yb، Nb، Ta، و Sn نیز به شدت غنی‌شدگی دارند. این ویژگی از اختصاصات گرانیتی‌های قیوس آنتشفتانی مرتبط با مناطق فورانش است (Wilson, 1989) با این حال، آلیت با مواد پوسته‌ای نیز می‌تواند سبب این تغییرات شود (Rollinson, 1994) الگوهای عناصر نادر خاکی شکل

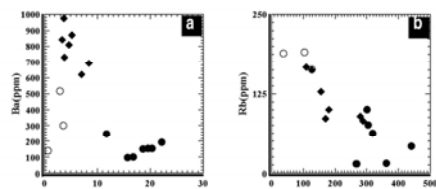
	CaO	1.73	2.05	0.72	0.93	3.24	3.06	2.29	2.39	1.84	1.25	1.96	6.96	10.05	9.68	8.67	10.96	11.04	9.38	8.54
Na <sub>2</sub> O	4.03	5.82	4.91	3.94	3.05	4.90	4.71	4.7	4.15	4.49	4.40	4.06	2.75	3.3	3.83	2.76	2.78	3.53	3.87	3.87
K <sub>2</sub> O	4.52	0.68	5.43	4.82	2.94	3.02	4.30	5.01	4.89	5.28	4.44	2.90	1.34	1.13	1.23	0.58	0.58	0.59	1.07	1.07
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.01	0.04	0.08	0.32	0.16	0.195	0.10	0.07	0.49	0.13	0.30	0.22	0.19	0.32	0.20	0.20	0.20	0.18	0.18
Total	98.29	98.88	97.78	97.95	99.02	97.76	98.57	98.41	97.77	97.95	98.41	97.98	97.98	97.41	98.45	98.57	98.73	99.31	98.62	97.59
Mg#	24.85	35.11	12.29	31.09	37.5	22.77	30.11	48.8	36.8	18.03	31.81	46.56	61.20	60.40	51.64	58.8	58.59	59.36	61.37	61.37
Ca#	0.55	2.53	0.41	0.48	0.56	0.62	0.09	0.87	0.54	0.87	0.62	0.57	0.62	0.61	0.59	0.62	0.71	0.67	0.67	0.67
ANF	5.12	18.11	9.18	8.01	3	3.62	3.76	6.45	4.64	6.32	4.83	1.58	1.18	1.22	0.94	0.98	1.40	1.48	1.48	1.48
KN	0.74	0.1	0.73	0.8	0.38	0.2	0.60	0.73	0.78	0.77	0.65	0.47	0.32	0.23	0.21	0.13	0.13	0.11	0.10	0.10



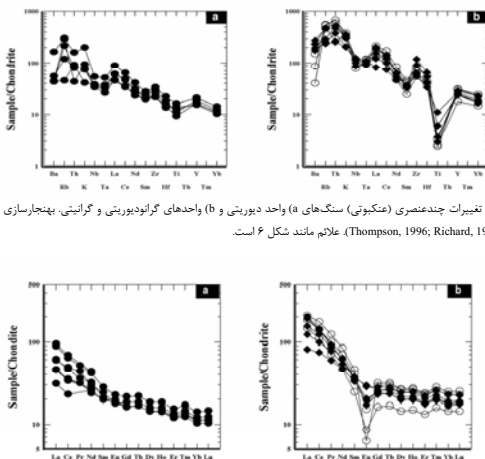


شکل ۵- تصویر داده‌های عناصر اصلی نمونه سنگ‌های واحدهای دیوریت، گرانودیوریت و گرانیت مورد مطالعه در نمودارهای هارکر.

عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نیز در مقایسه با فراوانی و غنی‌شدگی واضحی را دارا هستند. از طرف دیگر، این نمودارها (شکل ۹ و جدول ۱) نشان می‌دهند که (La/Yb)<sub>N</sub> به‌طور منظم از واحد دیوریتی به سمت واحدهای گرانودیوریتی و گرانیتی رو به فزونی می‌گذارد. دیوریت‌ها با الگوهای REE تفریق‌یافته، آنومالی منفی شدیدان Eu و الگوهای HREE واحد دیوریتی کاملاً تخت است (جدول ۱).

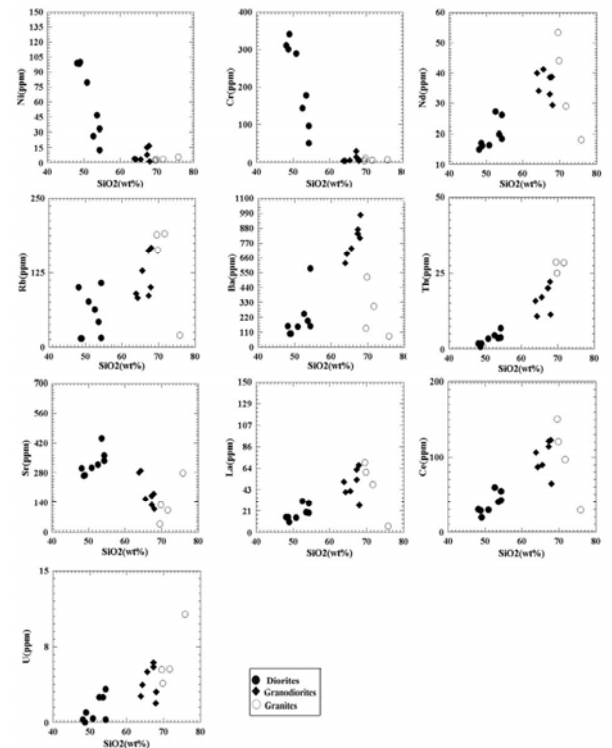


شکل ۷- نمودارهای (a) Ba-Sr/Nd و (b) Rb-Sr/Nd. این نمودارها بیانگر بالا بودن فراوانی عناصر Ba و Rb در سنگ‌های گرانودیوریتی و گرانیتی (فلیک‌ها) و فراوانی Sr و Nd در دیوریت‌هاست. علامت مانند شکل ۶ است.



شکل ۸- نمودار تغییرات چندعنصری (عنکبوتی) سنگ‌های (a) واحد دیوریتی و (b) واحدهای گرانودیوریتی و گرانیتی، پنج‌جاری شده نسبت به کندریت (Thompson, 1996; Richard, 1995) علامت مانند شکل ۶ است.

شکل ۹- الگوهای فراوانی عناصر کمیاب خاکی (a) واحد دیوریتی و (b) واحدهای گرانودیوریت و گرانیت که با کندریت (Nakamura, 1977) پنج‌جاری شده اند. علامت مانند شکل ۷ است.



شکل ۶- تصویر داده‌های عناصر کمیاب و نادر خاکی نمونه سنگ‌های واحدهای مختلف مورد مطالعه، در نمودارهای هارکر.

پتروژن

با توجه به اینکه ویژگی‌های ژئوشیمیایی فوق، واحدهای دیوریتی و گرانودیوریتی-گرانیتی مجموعه پلوتونیک قروه، آنها را به محیط تکنونیک با ویژگی‌های قوس آتشفشانی مرتبط با حاشیه قاره‌ای، منسب نموده و با تکیه بر اینکه توده‌های مورد مطالعه، جزئی از باتولیت‌های گرانیتیویدی زنجیره‌ای پهنه سنندج - سیرجان هستند که در یک رژیم همگرا تشکیل شده‌اند (تورکیان، ۱۳۸۷)، سعی داریم منشأ ماگما‌های سازنده هر یک از واحدهای مذکور را شناسایی نماییم.

منشأ ماگمای دیوریتی

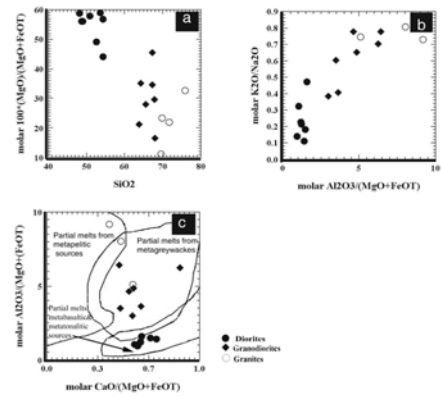
دیوریت‌ها به سری کالک‌آلکان متوسط- کم پتاسیم متعلق هستند (شکل ۴) و شاخص‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی مانند حضور هورنبلند، اسفن، مگنتیت، ASI کم‌تر از یک، محتوی CaO، Na<sub>2</sub>O، Sr و شواهدی هستند که بر وابستگی آنها به گرانیت‌های نوع I دلالت دارند. با توجه به نحوه توزیع و فراوانی عناصر ناسازگار و تمرکز عناصر اصلی در واحد دیوریتی، از سوی Altherr و همکاران (۲۰۰۰) سه پیشنهاد زیر برای منشأ این سنگ‌ها ارائه گردیده است:

- ۱- ذوب بخشی بدون آب پوسته اقیانوسی فرورانده شده؛
  - ۲- ذوب گوه گشته‌های متاسوماتیزم‌شده در بالای صفحه فرورانش؛
  - ۳- ذوب بخشی سنگ‌های پوسته پایینی بر اثر نفوذ ماگما‌های بسیار گرم گوه‌شده‌ای.
- محتوی SiO<sub>2</sub> در واحد دیوریتی کم و به‌طور متوسط ۵۳ درصد است (جدول ۱). Ferre (۱۹۹۸) و همکاران (۱۹۹۸)

معتقد هستند که چنین سنگ‌هایی از طریق ذوب‌بخشی گوه گشته لیتوسفری غنی‌شده در بالای یک زون فرورانش ناشی از آب‌زدایی پوسته اقیانوسی دگرسان شده فرورونده تشکیل گردیده‌اند. فراوانی کم عناصر La, Ba, Nb, Th در مقایسه با فراوانی این عناصر در گوه‌شده غنی‌شده، پایین بودن مقدار #Mg نبود ترکیبات بسیار مافیک- چه به‌صورت کومولا و چه به‌صورت زینولیت در این سنگ‌ها مانع از پذیرش منبعی مانند گوه‌شده لیتوسفری غنی‌شده برای آنها است (Torkian et al., 2008).

جدول ۱ نشان می‌دهد که برای این واحد سنگی تمرکز عناصر (Ba= ۳۱-۱۰ ppm, Th= ۷-۱ ppm, La= ۱۹-۷ ppm, Nb= ۵۷۸-۹۷ ppm) به‌طور مشخص کم‌تر از مقادیر فرض‌شده برای یک سنگ مشتق از یک منبع گوه‌شده غنی‌شده است (Ba= ۵۷۷ ppm, Nb= ۸۱۳ ppm, La= ۶۱۳ ppm, Th= ۲۸۰/۶ ppm = Th/La). داده‌ها از (Sun and McDonough, 1995). فراوانی عناصر فوق در دیوریت‌ها در مقایسه با فراوانی همین عناصر در ترکیب پوسته میانی (۶-۶ ppm) و Nb= ۱۱-۸ ppm, La= ۳۶-۱۷ ppm, Th= ۹-۴ ppm) مشخص می‌سازد که آنها در دامنه تغییرات گزارش‌شده از ترکیب این پوسته قرار می‌گیرند (Torkian et al., 2008).

افزون بر این، نسبت Rb/Sr در این واحد سنگی کمتر از ۰/۶ است (جدول ۱) که بر ذوب‌بخشی منابع پوسته زیرین به‌واسطه ذوب بدون آب آمفیبولیت اشاره دارد. بنابراین، احتمالاً منشأ دیوریت‌ها پوسته مافیک زیرین است (شکل ۱۰). حضور و جایگزینی منداب‌های مشتق از گوه‌شده می‌توانسته گرمای مورد نیاز برای ذوب



شکل ۱-۰ ترکیب شیمیایی واحدهای دیوریتی، گرانودیوریتی و گرانیتی مورد مطالعه در نمودارهای نسبت اکسیدهای مختلف. (b) نسبت عدد اتمی  $[Mg+100*(MgO+0.9FeO)]$  به درصد وزنی  $SiO_2$ . (c) نسبت مولار  $K_2O/Na_2O$  به  $Al_2O_3/(MgO+FeO)$ . (a) نسبت مولار  $CaO/(MgO+FeO)$  به  $Al_2O_3/(MgO+FeO)$ . منحنی‌های جدا کننده مذاب‌های بخشی از: Rapp, 1995; Wolf and Wyllie, 1994; Patin'o Douce and Beard, 1996; Patin'o Douce و Douce, 1996; Rapp and Watson, 1995; Patin'o Douce است. دیوریت‌ها در فلور مذاب‌های بخشی با منشأ متاآبازیتی تا متاتولیتی قرار می‌گیرند.

**نتیجه‌گیری**

بر مبنای روابط صحرایی، کانی شناسی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی واحدهای دیوریتی، گرانودیوریتی و گرانیتی توده‌های نفوذی یک گرانیتوئید کالک آلکان تیپیک در پهنه سسندج-سیرجان در جنوب قزوین هستند. نمودارهای هارکر سنگ‌های مختلف این مجموعه، بیانگر وجود شکاف مشخصی در فراوانی  $SiO_2$  بین واحدهای دیوریتی و گرانودیوریتی-گرانیتی است و این فاصله ترکیبی بر متفاوت بودن منشأ آنها دلالت می‌نماید. اگر صرفاً به محتوی سیلیس دیوریت‌ها تکیه شود، باید

بخشی را فراهم کرده باشد. چنین مذاب‌هایی که ترکیب مافیک (گابروی خرزیره) (سنگ قلعه، ۱۳۷۴؛ تریکان، ۱۳۸۷) داشته باشند، در منطقه مورد مطالعه وجود دارد.

**منشأ ماگماهای واحدهای گرانودیوریت و گرانیت**

تشکیل ماگماهای گرانودیوریتی تا گرانیتی با محتوی پتاسیم بالا-متوسط، مانند ماگماهای گرانودیوریتی-گرانیتی مورد مطالعه این مقاله (شکل ۴) در محیط‌های همگرا به دو فرآیند نهایی نسبت داده می‌شوند:

۱- در رژیم قوس قاره‌ای، مذاب‌های گوشته‌ای والد که قبلاً توسط سیال‌ها و یا مذاب‌های حاصل از ورقه در حال فرورانش غنی‌سازی شده بودند، طی صعود با مواد پوسته‌ای نیز آلیایش یافته، ترکیبی ایجاد می‌کنند که می‌تواند ماگمای والد سنگ‌های گرانیتوئیدی باشد. به عبارت دیگر؛ یعنی همان فرآیند آلیایش توسط مواد پوسته‌ای قاره‌ای در طی صعود ماگما، که به فرآیند AFC معروف است (برای مثال رک: De Paolo, 1981).

۲- در رژیم‌های همزمان تا پس از تصادم، ذوب سنگ‌هایی با منبع پوسته‌ای، بر اثر کاهش فشار، که به دنبال قلمقه‌قطعه‌شدن گوشته لیتوسفری با نیتنه (اسلب) تکمیل‌شده رخ می‌دهد (Roberts and Clemens, 1993). قادر است ماگماهای فلیسک را بوجود آورد.

مدل اول نشان می‌دهد که ماگماهای فلیسک از ماگماهای مادر بازالتی از رهگذر فرآیند فضا و تبلور تفریقی نشأت گرفته‌اند. این مدل به نام مدل AFC (De Paolo, 1981) معروف است.

نمودارهای هارکر سنگ‌های فلیسک گرانودیوریتی و گرانیتی مورد مطالعه، نشان‌دهنده این هستند که آنها از تغییرات ترکیبی درونی کمی برخوردار می‌باشند و نیز به لحاظ ترکیبی فاقد همپوشانی هستند (شکل ۵).

به علاوه، تمرکز کم عناصر انتقالی، مانند V, Cr, Ni همگی گویای این مطلب هستند که تشکیل ماگمای سازنده واحدهای گرانودیوریت و گرانیت مطابق مدل (AFC)؛ یعنی از طریق تفریق یک ماگمای مادر بازالتی مافیک مشتق از گوشته غیرممکن است و لذا باید منابع ماگمایی با منشأ پوسته‌ای را انتظار داشته باشیم. فراوانی کم P, Sr, Ti از جمله ویژگی‌های ژئوشیمیایی است که با مذاب‌های پوسته‌ای (میانی و زیرین) همخوانی دارد (Harris et al., 1990; Chappell and White, 1992) (شکل ۷ و ۸).

به علاوه، واحدهای مذکور دارای آنومالی‌های مثبتی از عناصر ناسازگار (U, La, Th, Ba, Rb, K) و آنومالی منفی Eu است که در واحد گرانیتی محسوس‌تر است (شکل ۹). این ویژگی‌ها از یک منشأ درون قاره‌ای برای این واحدها حمایت می‌کند. در نتیجه، ماگماهای فلیسک باید از ذوب‌بخشی پروتولیت‌های پوسته‌ای به وجود آمده باشند. این پروتولیت‌ها ممکن است متاگریتی‌واک‌ها باشند (Wolf and Wyllie, 1994; Thompson, 1996) (شکل ۱۰) که به سبب حضور و جایگزینی مذاب‌های مشتق از گوشته در پوسته، در آنها ذوب بخشی رخ داده، متعاقب این ذوب، ماگمای فلیسکی به وجود می‌آید که ضمن صعود به طبقات بالاتر و در راه رسیدن به سطح زمین، به تدریج متبلور شده، واحدهای گرانودیوریتی و گرانیتی را می‌سازد.

1.54 و نسبت مولی  $CaO/(MgO+FeO)=0.59-0.71$  هستند. بنابراین، احتمالاً منشأ این واحد، پوسته زیرین بوده، ذوب‌بخشی سنگ‌های این بخش از پوسته منبع ماگمای سازنده واحد دیوریتی است. نسبت  $Rb/Sr$  (کمتر از ۰/۶) بر ذوب‌بخشی منابع پوسته زیرین به واسطه ذوب بدون آب آمفیبولیت اشاره دارد. حضور و جایگزینی مذاب‌های مافیک (گابروی) گوشته‌ای گرمای مورد نیاز برای ذوب‌بخشی در این ناحیه از پوسته را فراهم کرده است. در گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها؛ یعنی سنگ‌های فلیسک منطقه، تمرکز کم عناصر انتقالی مانند  $Cr, V, Ni$  حجم زیاد ماگمای فلیسک شواهدی بر عدم تشکیل ماگمای سازنده این واحدها از طریق مدل (AFC)؛ یعنی تبلور تفریقی توأم با هضم سنگ‌های پوسته‌ای در مسیر است، در حالی که فراوانی کم  $Ti, Sr, P$  و آنومالی‌های مثبتی از عناصر ناسازگار (U, La, Th, Ba, Rb, K) و آنومالی منفی Eu، از جمله ویژگی‌های ژئوشیمیایی هستند که با منشأ پوسته‌ای (میانی و زیرین) برای این واحدها سازگاری بیشتری دارد. در نتیجه، با تکیه بر داده‌های ژئوشیمیایی چنین استنباط می‌گردد که ماگماهای فلیسک باید از ذوب‌بخشی پروتولیت پوسته‌ای به وجود آمده باشند. به سبب برخورداری این واحدها از محتوی متوسط  $CaO/(MgO+FeO)$  و  $Al_2O_3/(MgO+FeO)$  آنها احتمالاً باید از ذوب‌بخشی پروتولیت‌هایی با ترکیب متاگریتی‌واک‌ها مشتق شده باشند.

**منابع**

تریکان، ا.، خلیلی، م. و سیاهی‌گرو، ع. ا. (۱۳۷۴) پتروگرافی و پتروژئولوژی مجموعه پلوتونیک جنوب قزوین. مجله علمی-پژوهشی دانشگاه اصفهان ۳۰ (۱): ۱۱۷ - ۱۳۸.

تریکان، ا. (۱۳۸۷) بررسی ماگماتیسم توده گرانودیوریتی منطقه قروه (کردستان). پایان‌نامه دکتري، دانشگاه اصفهان، ایران.

حریری، ع. (۱۳۴۷) نگرشی بر خاستگاه گروهی از سنگ‌های دگرگونه گستره قروه. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، تهران: دانشگاه شهید بهشتی، ایران

حسینی، م. (۱۳۷۶) شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ چهارگوش قروه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

سنگ قلعه، ر. (۱۳۷۴) پتروژئولوژی سنگ‌های آذرین جنوب قلعه. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C. and Kreuzer, H. (2000) High-potassium, calc-alkaline, I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50: 51-73.

Anderson, A. T. J. (1984) Probable relations between plagioclase zoning and magma dynamics, Fuego Volcano, Guatemala. *American Mineralogist* 69: 660-676.

Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18: 10-265.

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society Edinburgh*. *Earth Science* 83: 1-26.

Chapman, D. S. (1986) Thermal gradients in the continental crust. In: Dawson, J. B., Carswell, D. A., Hall, J. and Wedepohl, K. H. (Eds.): The nature of the lower continental crust. Geological Society of London. Special Publication 24: 23-34.

De Paolo, D. J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planetary Science Letters* 53: 189-202.

Ferre, E. C., Caby, C., Peucat, J. J., Capdevila, R. and Monie, P. (1998) Pan-African, post-collisional, ferro-potassic granite and quartz-monzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos* 45: 255-279.

Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2005) A new tectonic scenario for the Sanandaj- Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Science* 26(6): 683-693.

Harris, N. B. W., Inger, S. and Xu, R. (1990) Cretaceous plutonism in Central Tibet: an example of post-collision magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Researches* 44: 21-32.

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* 8: 523-548.

Kretz, R. (1983) Symbols for rock forming mineral. *American Mineralogist* 68: 277-279.

Le Maitre, R. W. (1989) Classification of igneous rocks and glossary of terms. In: Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. and Zanettin, B. (Eds.): Oxford, Blackwell 193 pp.

Mohajjel, M. and Fergusson, C. L. (2000) Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Structural Geology* 22: 1125-1139.

Nakamura, N. (1977) Determination REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.

Patin'o Douce, A. E. (1996) Effects of pressure and H<sub>2</sub>O content on the composition of primary crustal melts. *Transactions of the Royal Society Edinburgh*, *Earth Science* 87: 11-21.

Patin'o Douce, A. E. and Beard, J. S. (1996) Effects of P, fO<sub>2</sub> and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metgrywacke. *Journal of Petrology* 37: 999-1024.

Rapp, R. P. and Watson, E. B. (1995) Dehydration melting of partially melted

از مطالعات صحرایی کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی صورت گرفته است

### زمین شناسی منطقه قظروویه

زون برشی دگرگونی سنندج- سیرجان، بخشی از کمربند چین‌خوردگی زوراندگی زاگرس در ایران به‌شمار می‌رود (Alavi, 2007; Sarkarinejad *et al.*, 2008). رخنمون‌های محدودی از سنگ‌های الترامافیک سریانیستی، گابرو و مرمر به‌عنوان قدیمی‌ترین مجموعه سنگی منطقه با سن پروتروزوئیک پسین- پالئوزوئیک پیشین در منطقه قظروویه مشاهده می‌شوند.

بهترین رخنمون این مجموعه در منطقه چاه پازن به‌صورت نوار به پهنای ۶۰۰ تا ۷۰۰ متر و در طول ۵ کیلومتر مشاهده می‌گردد. از دیدگاه سیمزویی (متشکل شده، این واحد سنگی کهن‌ترین مجموعه سنگی زون سنندج-سیرجان است که از تفریق ماگماهایی با گرایش کوماتیتیتی به‌وجود آمده‌اند. واحدهای سنگی پالئوزوئیک پیشین، شامل تناوبی از مرمرهای کلسیتی، میکا شیبست، کوارتزیت، شیبست سبزی، آمفیبولیت، گنیس، شیبست سیاه و چرت‌های سیاه است. وجود فسیل آکرتارک و آثار زیستوران کلمبرین بالایی، نشانه سن این واحد در این برهه زمانی است. از نظر سنی این واحد معادل سازند میلاد بوده و در سطح ورقه قظروویه برتری مطلق دارد (Eshraghi *et al.*, 1999).

بر اساس بررسی‌های صحرایی، مرمرهای کلسیتی- دولومیتی و شیبست‌های سبز پالئوزوئیک پیشین، میزان اصلی اندیس‌های آهن معرفی می‌گردند (شکل ۱). شیبست‌های سبز با بلورهای ریز تا درشت مگنتیتی (زیر ۱ میلیمتر تا ۵ میلیمتر) بر روی مرمرهای کلسیتی-

(Sheikholeslami, 2002) پس از این زمان با تغییر رژیم تکنیتیکی منطقه و با شروع فرورانش دست کم دو مرحله دگرگونی همزمان با فرورانش و ایجاد کمربندهای مزوج و دگرگونی کوهزایی ناشی از برخورد دو قاره در منطقه اتفاق افتاده است که به‌صورت گسترش رخساره سنگ‌های دگرگونی فشار بالا-دما پایین (کیانیت شیبست) در نزدیکی راندگی اصلی زاگرس و تغییر محیط فشاری به کشتی به‌سمت کمربند ارومیه- دختر و گسترش رخساره‌های دگرگونی دما بالا-فشار پایین با تفریق بانولیت بزرگ گرانیب-گنیس چاه زندان مشخص می‌گردد (Sarkarinejad *et al.*, 2008).

اندیس‌های آهن قظروویه در لبه شرقی این زون و در ۴۰ کیلومتری شمال‌شرقی شهرستان نیریز و در محدوده استان‌های فارس و کرمان، در طول‌های جغرافیایی ۵۰° ۵۴' - ۵۴° ۳۰' - ۵۴° شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۲۰° ۲۹' - ۲۹° ۱۳' شمالی واقع شده‌اند. مهم‌ترین راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه مسیر جاده اصلی نیریز- قظروویه- سیرجان است. منطقه نیریز از دیدگاه ساختاری در دو زون متفاوت قرار می‌گیرد. بخش‌های غربی و جنوب غربی در زون زاگرس خرد شده (بخش مشکال) و بخش‌های شمالی و شمال‌شرقی که عمدتاً در زون سنندج- سیرجان (بخش پشت‌کوه) قرار دارند.

تمامی اندیس‌های آهن قظروویه در بخش پشت‌کوه متمرکز شده‌اند. ذخایر احتمالی هرکدام از این اندیس‌ها بین ۵۰ تا ۱۵۰ تن برآورد می‌گردد. این تحقیق، در محدوده قظروویه به‌منظور دستیابی به الگوی ایجاد مجموعه‌های دگرسانی، همراه با کانه‌زایی آهن و تحرک یا عدم تحرک عناصر مختلف در سنگ میزبان با استفاده

## مطالعه کانه‌زایی با استفاده از شواهد دگرسانی گرمایی و مطالعات میانبارهای سیال در کانسنگ‌های آهن قظروویه، شمال شرق نیریز، زون سنندج- سیرجان

محمدعلی رحبازاده<sup>۱</sup> و سینا اسدی

بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

### چکیده

مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی در منطقه قظروویه، نشان‌دهنده دو مرحله جداگانه دگرسانی گرمایی همراه کانه‌زایی آهن با برتری کانی مگنتیتی است. حضور بافت‌های جانشینی گسترده در سنگ‌های واکنش‌پذیر کربناته دگرگون‌شده به‌عنوان میزبان کانسنگ‌ها، مرز تدریجی بین کانسنگ آهن و سنگ میزبان، شواهد دگرسانی Na-Ca و توالی پارازتی پاراگوینت + سیدریت + نتانیت + تورمالین ± ترومولیت ± پیریت ± کالکوپیریت همراه با مگنتیتی، نشان می‌دهند که بخشی از فرآیند کانه‌زایی عمقی به‌صورت دیرداد و در امتداد مرز لایه‌بندی، همزمان با دگرسانی و بر اثر عملکرد سیال گرمایی پس‌دگرسانی با شوری بالا صورت گرفته است. بخش دوم کانه‌زایی آهن با دگرسانی سریستی-پروپلینی مشخص و با بافت و ساخت رگه‌ای-رگه‌ای، جانشینی هماتیت به‌جای مگنتیتی و توالی پارازتی سرسیست + کوارتز + اپیدوت + کالریت ± مگنتیتی همراه بوده است. مطالعه عناصر گروه REE سنگ میزبان نشان‌دهنده حمل آنها همراه با عناصر گروه LILE طی دگرسانی و برعکس، غنی‌شدگی عناصر گروه HFSE است. مطالعه میانبارهای سیال در کوارتزهای کانسنگ مگنتیتی نشان می‌دهند که این دسته از کانسنگ‌ها از سیالات گرمایی سرشار از NaCl-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> در درجه حرارت بین ۱۸۰ تا ۴۲۵ درجه سانتی‌گراد و با شوری ۷۱۵ تا ۱۵ درصد وزنی معادل NaCl در فشارهای کمتر از ۲۸۰ بار تشکیل شده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** کانه‌زایی، آهن، گرمایی، میانبار سیال، قظروویه

### مقدمه

بر اساس پیشینه زمین‌دینامیکی زون سنندج- سیرجان (Alavi, 2007) در زمان نئوتروژوئیک تا دونین یک حوضهٔ سکویی حاشیه قاره‌ای و کشتی بوده که با رخداد نازک‌شدگی پوسته در پالئوزوئیک پایینی همراه بوده است (Rachidnejad-Orman *et al.*, 2002).

\*rajabzad@geology.susc.ac.ir

مطالعه کانه‌زایی با استفاده از شواهد دگرسانی گرمایی و مطالعات میانبارهای سیال در کانسنگ‌های آهن قظروویه -

دولومیتی روانه شده‌اند. مرمرهای این واحد تماماً دارای بافت گرانولاستیک هستند. واحدهای سنگی پالئوزوئیک پسین عموماً از مرمرهای دولومیتی- کلسیتی، کالک‌شیبست، میکا شیبست، شیبست سبزی، گنیس، اسلیت و فیلیت تیره‌رنگ تشکیل شده‌اند. اسلیت‌ها و فیلیت‌های این واحد بسیار تیره رنگ بوده که بیانگر وقوع مواد آلی در آنها است. واحدهای سنگی تریاس میانی- پسین، پس از پشت سر گذاشتن یک دوره وقفه چینه‌شناختی به‌صورت دگرشیب بر روی واحدهای قبلی قرار گرفته‌اند. این واحدهای سنگی عمدتاً از گدازه‌های بالشی و شیشه‌های بازالتی تشکیل شده‌اند. وجود گدازه‌های بالشی در ورقه قظروویه نشان‌دهنده ماگماتیسم در یک محیط عمیق دریایی است. از زوراسیک تا کرتاسه ۲۵۰۰ متر رسوبات فلیش گونه، شامل: کنگلومرا، شیبست و فیلیت منطقه را پوشانیده‌اند. وجود قله‌های مگنتیتی در کنگلومرای زوراسیک بیانگر رخداد بخشی از کانه‌زایی آهن پیش از این زمان است. همهٔ واحدهای نامبرده در طول سنوزوئیک به‌وسیله کنگلومرای درشت‌دانه سخت‌شده تا ریز تانه، مارن‌ها، سیلت‌ها و مارن‌های گچ‌دار و یادگانه‌های آبرفتی جدید و قدیم پوشیده شده‌اند (شکل ۲).

### روش انجام پژوهش

#### الف) کانی شناسی کانسنگ آهن و سنگ میزبان

به منظور بررسی کانی شناسی کانسنگ آهن و سنگ میزبان آن ۴۵ مقطع صیقلی، ۱۵ مقطع نازک و ۲۷ مقطع نازک صیقلی از نمونه‌های شاخص تهیه و به روش میکروسکوپی و تعداد ۱۰ نمونه نیز به روش اشعه ایکس آنالیزی مطالعه شدند. براساس این مطالعات،

چهار گروه کانی‌های اکسیدی، سیلیکاتی، سولفیدی و کربناتی به‌شرح ذیل تشخیص داده شدند:

۱) **گروه اکسیدی:** مگنتیتی به‌صورت لایه‌ای، توده‌ای و افشان، کانی اصلی گروه اکسیدی بوده که بر اثر اکسایش به ماریتیت، مهمکیت، استیکولاریت، گونیت و لیمونیت تبدیل شده است (شکل ۳-۴ الف تا ج). برورست ایلمنیت به‌صورت توده‌های صورتی رنگ از داخل مگنتیت‌ها (شکل ۳-۵) نشان‌دهنده غنی‌بودن مگنتیتی از تیتانیوم است.

بافت‌های جانشینی در سنگ میزبان، مهم‌ترین گروه بافت‌های مشاهده‌شده کانی‌های گروه اکسیدی به‌ویژه مگنتیتی هستند. این بافت‌ها به‌صورت مرزهای شکستگی غیرقابل چور شدن (شکل ۴-۴ الف)، پهن‌شدگی رگه‌ها (شکل ۴-۴ ب)، رشد تداخلی نامنظم (شکل ۴-۴ ج)، جزایر جانشین‌شده مقاوم (شکل ۴-۴ د)، بافت خوردگی (شکل ۴-۴ ه) و جانشینی در سطوح رخ‌ها (شکل ۴-۴ و) در مقاطع میکروسکوپی مشاهده گردیدند.

۲) **گروه سیلیکاتی:** تورمالین (شورول - دراویت) (شکل ۵-الف)، اکتینولیت (شکل ۵-ب) و تیتانیت، مهم‌ترین سیلیکات‌های همراه با مگنتیتی هستند. اینسودت، کالریت (شکل ۵-ج)، موسکویت، تالک و کوارتز از دیگر سیلیکات‌های فراوان همراه با هماتیت هستند.

همچنین میکای سدیم‌دار (پاراگوینت) که با موسکویت هم‌ساختمان است، با روش پراش پرتو ایکس شناسایی گردید.

۳) **گروه کربناتی:** سیدریت و مالاکیت (با بافت گل‌کلی) مهم‌ترین کانی‌های این گروه بوده که در بخش‌های سطحی همراه با ماریتیت و گونیت مشاهده می‌شوند.



شکل ۱- ستون چینه‌شناسی منطقه قظروویه.



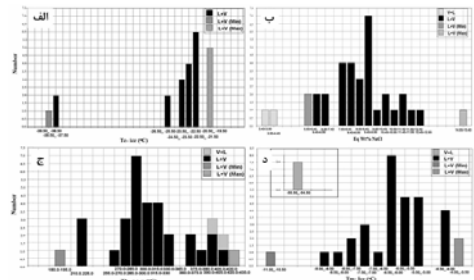
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه قظروویه.





زایی، چگالش، آمیختگی هم دما در نتیجه آمیزش سیالات ماگمایی با دگرگونی و نهایتاً واکنش سیالات با سنگ میزبان کرنانه و تغییر ترکیب شیمیایی سیال،

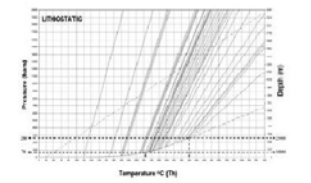
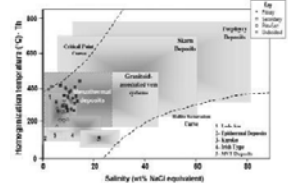
نظیر: تغییر pH و کاهش ثابت دی الکتریک، سبب نهشت کانسنگ‌های آهن کم‌عبار قظروویه شده است (شکل ۱۵).



شکل ۱۲- نمودارهای هیستوگرام میانبرهای سیال. الف) دمای ذوب اولین قطعه یخ یا دمای یونکتیک، ب) میزان شوری بر حسب درصد وزنی معادل NaCl (ج) دمای همگن شدگی یا یکنواختی، د) دمای ذوب آخرین قطعه یخ.

بنابر نظر Wilkinson (۲۰۰۱) میانبرهایی که با پدیده عدم آمیزش همراه هستند، با دامهایی بیش از ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و شوری بیش از ۳۰ wt.% NaCl همراه بوده، نشان‌دهنده سیال ماگمایی به عنوان تنها محلول کانه‌زا هستند.

با توجه به قرارگیری میانبرهای سیال در محدوده ماگمایی تا دگرگونی، پیشنهاد می‌گردد که پدیده آمیزش سیالات مهم‌ترین عامل کانه‌زایی آهن در منطقه قظروویه است.

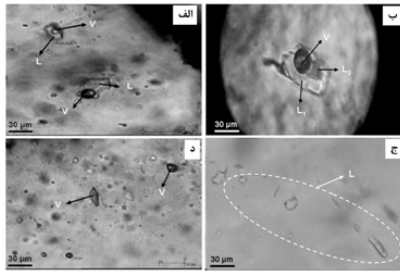


شکل ۱۴- قرارگیری میانبرهای سیال قظروویه در تیب کانسنگ‌های میان‌دما (موزوتمال).

شکل ۱۳- عمق و فشار به‌دام‌آفادگی میانبرهای سیال در قظروویه.

نمودار دمای همگنی در میانبرهای نوع A، گروه‌های دمایی تغییراتی از ۱۸۰ تا ۴۳۵ درجه سانتی‌گراد با بیشترین فراوانی در محدوده دمایی ۲۸۵-۳۴۵ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد (شکل ۱۲- ج). با توجه به اینکه تصحیح فشار بر روی آنها صورت نگرفته است، دماهای معرفی‌شده می‌توانند دمای حداقل تشکیل کانی‌ها باشند. دامنه تغییرات دمای ذوب آخرین قطعه یخ (Tm) از دمای ۱۱۳- تا ۳۵- درجه سانتی‌گراد مشاهده می‌گردد (شکل ۱۲- د). این نتایج همچنین نشان می‌دهند که در سرمایش بر روی میانبرها با توجه به مثبت‌شدن دمای ذوب‌نهایی هیچ نوع کلاتریتی (Clathrate) تشکیل نشده است. بنابراین، در چنین شرایطی میزان CO<sub>2</sub> کم‌تر از ۲/۷ درصد وزنی در (شکل ۱۲- ج).

میانبرهای نوع (L+V) است (Hall et al., 1988) دمای ۱۱۳- سانتی‌گراد برای بیش‌ترین شوری (معادل NaCl wt.% ۱۵/۴۲) و دمای ۳۵- سانتی‌گراد برای کم‌ترین شوری (معادل NaCl wt.% ۵/۹۳) در میانبرهای سیال اندازه‌گیری شده است. در میانبرهای نوع B دمای ذوب‌نهایی بین ۵۴/۹°C و ۵۵/۳°C - به‌دست آمده است (شکل ۱۲- ب) که این دما می‌تواند حاکی از حضور مانع CO<sub>2</sub> در این نوع از میانبرها باشد؛ ضمن این‌که شوری این میانبرها نیز بین ۳/۹ تا ۳/۱ wt.% NaCl اندازه‌گیری شده‌است (شکل ۱۲- ب). دمای همگنی به‌دست‌آمده در این میانبرها در دامنه محدود بین ۳۹۶ تا ۴۱۰ درجه سانتی‌گراد قرار می‌گیرد (شکل ۱۲- ج).



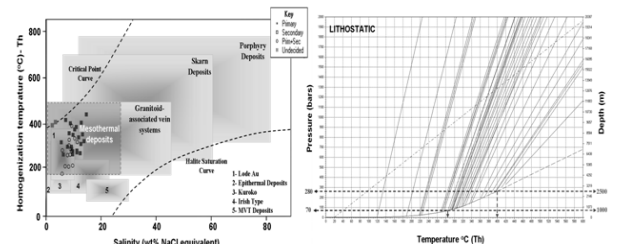
شکل ۱۱- معرفی انواع میانبرهای سیال. الف) تیب L+V یا (A)، ب) V+L+L2 یا (B)، ج) تیب L یا (C)، د) تیب V یا (D).

اندازه کوچک میانبرها (کم‌تر از ۲۰ میکرون)، شوری کم تا متوسط سیالات کانه‌زا (<۱۵ wt.% NaCl)، دماهای همگنی بسین ۲۰۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد، حضور میانبرهای دو فاز به‌شدت غنی از آب، همراهی با پدیده‌های تکتونیک ناحیه ای و عمق

کانه‌زایی سیال کانه‌زا در اعماق بین ۱۰۰۰ تا ۲۵۰۰ متری (شکل ۱۳) پوسته زمین، نشان‌دهنده تشکیل اندیس‌های آهن منطقه قظروویه در محدوده کانسنگ‌های آهن میان دما (موزوتمال) می‌باشند (شکل ۱۴). در چنین شرایطی فرایندهایی، نظیر: سرد شدگی، حباب

اما در محیط‌های میان‌دما (موزوتمال) که میانبرها با پدیده آمیزش مواجه شده‌اند دارای درجه حرارت‌های پایین‌تر از ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و شوری تا کم‌تر از ۵ wt.% NaCl هستند. در این شرایط، میانبرهای غنی از CO<sub>2</sub> در مناطق کانه‌زایی ایجاد می‌شوند. این نوع از

میانبرها در نوع B منطقه قظروویه دیده می‌شوند. گاز CO<sub>2</sub> در مذاب‌های ماگمایی نیز فراوان است. با این حال، در میانبرهای کانسنگ‌های آهن گرمایی با عمق متوسط که صرفاً از سیالات ماگمایی تشکیل شده‌اند، گزارش نشده است.



شکل ۱۵- فرایندهای مرتبط با نهشت کانسنگ آهن در قظروویه.

نتیجه گیری شواهد بافتی، ساختی، کانی‌شناختی و زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده منشأ دیرزاد کانه‌زایی آهن همراه با دو مرحله متفاوت دگرسانی در منطقه قظروویه هستند. در طی دگرسانی مرحله نخست، سنگ میزبان نزدیک به توده معدنی از عناصر گروه LILE، عناصر گروه LRRE و عناصر Mg، Ca، Fe و در مقابل از عناصر گروه واسطه Ni، Cr، Co، Zn، Cu و عناصر گروه HFSE غنی شده است. مقادیر قابل توجه Fe و Mn در دولومیت‌ها و کلسیت‌های نزدیک به نوارهای آهن و حضور ریزدانه‌های سیدریت همراه با آنها، ناشی از واکنش این سنگ‌ها با سیالات گرمایی در شرایط احيایی است. این مرحله از دگرسانی از نوع سدیمی-کلسیمی بوده، با توالی پاراژنی مگنتیت + پاراگونیت + سیدریت

+ تیتانیت + تورمالین ± ترومیلیت ± پیریت ± کالکوپریت مشخص می‌گردد. با پیشروی سیالات گرمایی به سطوح کم‌عمق‌تر پوسته و اختلاط این سیالات با آب‌های جوی، دگرسانی‌های سیلیسی‌شدن، کلرینی‌شدن، سریسیتی‌شدن و ایندوتی‌شدن همراه با کانه‌زایی هماتیت اتفاق می‌افتد. کاهش قدرت انحلال سیال بر اثر واکنش با سنگ‌های کرنانه سبب افزایش pCO<sub>2</sub> و کاهش فعالیت H<sub>2</sub>O می‌شود و به شکسته‌شدن کمپلکس‌های حمل‌کننده فلزات می‌انجامد. این شرایط در سیستم‌های عمقی که نسبت سیال به سنگ بسیار پایین است و لیگاندهای کلریدی در سیال گرمایی فراوان هستند، سبب تشکیل مگنتیت با دگرسانی

Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Science 18(2): 210-265.

Bierlein, F. P., Waldron, H. M. and Arne, D. C. (1999) Behaviour of rare earth and high strength elements during hydrothermal alteration of meta-turbidities associated with mesothermal gold mineralization in central Victoria, Australia. Journal of Geochemical Exploration 67: 109-125.

Cathelineau, M. (1987) U-Th-REE mobility during albitionization and quartz dissolution in granulites: evidence from south-east French Massif Central. Bulletin of Mineralogy 110: 249-259.

Chao, E. C. T., Back, J. M., Minkin, J. A., Tatsumoto, M., Junwen W., Conrad, J. E., McKe, E. H., Zonglin, H., Qingrun, O. and Shengguang, H. (1997) The sedimentary carbonate-hosted giant Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit of Inner Mongolia, China: A cornerstone example for giant polymetallic ore deposits of hydrothermal origin. U.S. Geological Survey Bulletin 214.

Chao, E. C. T., Back, J. M., Minkin, J. A. and Yinghe, R. (1992) Host-rock controlled epigenetic, hydrothermal metamorphic origin of the Bayan Obo REE-Fe-Nb ore deposit, Inner Mongolia, P. R. C. Applied Geochemistry 7: 443-458.

Eshraghi, S. A., Roshan Ravan, J. and Sabzeji, M. (1999) Geological map of the Quatrueyeh area. scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.

Fan, H. R., Groves, D. I., Mikucki, E. J. and Mc Naughton, N. J. (2000) Contrasting fluid types at the Nevoria gold deposit in the Southern Cross greenstone belt, Western Australia, Implications of auriferous fluids depositing ores within and Archean banded iron formation. Economic Geology 95: 1527-1536.

شاخص سدیمی- کلسیمی می‌گردد. در سطوح کم‌عمق‌تر پوسته نیز افزایش نسبت واکنش‌پذیری سیال به سنگ سبب کاهش درجه حرارت و افزایش pH می‌شود که با توجه به افزایش حالت اکسیداسیون محیط و افزایش pH شرایط تشکیل هماتیت در مناطق کم‌عمق فراهم می‌گردد. داده‌های حاصل از مطالعات میانبرهای سیال نشان می‌دهند که، اندیس‌های آهن مورد مطالعه از نوع نهشته‌های آهن گرمایی میان‌دما (موزوتمال) است. این وضعیت با سایر کانسنگ‌های آهن گرمایی جهان قابل مقایسه است. فرایندهایی، همچون: سردشدگی سیالات و افزایش چگالی، حساب‌زایی، واکنش با سنگ دیواره کرنانه و افزایش pH و نهایتاً آمیزش با سیالات دگرگونی، از مهم‌ترین عوامل نهشت کانسنگ‌های آهن قظروویه به‌شمار می‌روند.

سیاسنگ‌زایی

این مطالعه با حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه شیراز از طریق اعطای گرنت پژوهشی انجام یافته است که به این وسیله از ایشان تشکر و قدردانی می‌گردد. همچنین، از مدیریت اداره کل حفاظت محیط‌زیست فارس که برای انجام عملیات صحرائی و نمونه‌برداری در منطقه حفاظت شده بهرام‌گور مساعدت فراوانی نمودند، سپاسگزاری می‌شود.

منابع

Alavi, M. (2007) Structures of the Zagros Fold-Thrust belt in Iran. American Journal of Science 307: 1064-1095.

- Rollinson, H. R. (1993) Using Geochemical Data. Longman Scientific and Technical.
- Rusinov, V. L., Rusinova, O. V., Kryazhev, S. G., Shchegol'kov, Yu. V., Alysheva, E. I. and Borisovsky, S. E. (2008) Wall-Rock metamorphism of carbonaceous Terrigenous rocks in the Lena Gold district. *Geology of Ore Deposits* 50: 1-40.
- Sarkarinejad, K., Faghih, A. and Grasemann, B. (2008) Transpressional deformations within the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt (Zagros Mountains, Iran). *Journal of Structural Geology* 30: 818-826.
- Schneider, H. J., Oezguer, N. and Palacios, C. M. (1988) Relationship between alteration, rare earth element distribution and mineralization of the Murgul copper deposit, northeastern Turkey. *Economic Geology* 83: 1238-1246.
- Shekholeslami, M. R. (2002) Evolution structurale et métamorphique de la marge sud de la microplaque de l'Iran central: les complexes métamorphiques de la région de Neyriz (Zone de Sanandaj-Sirjan). Ph.D thesis, The'se, université de Brest, France.
- Wilkinson, J. J. (2001) Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55: 229-272.
- Williams, P. J., Barton, M., Johnson, D., Fontbote, L., De Haller, A., Mark, G. M. Oliver N. and Marschik, R. (2005) Iron Oxide Copper-Gold Deposits: Geology, Space-Time Distribution and Possible Modes of Origin. *Economic Geology* 100: 371-405.
- Wood, S. A. and Williams-Jones, A. E. (1994) The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium. 4. Monazite solubility and REE mobility in exhalative massive sulfide-depositing environments. *Chemical Geology* 115: 47-60.
- Zhiwei, B. Zhenhua, Z. Jayanta, G. Anthony.
- Guilbert, J. M. and Park C. F. (1997) The geology of ore deposits. WH Freeman and Company, United States of America.
- Hall, D. L., Sterner, S. M. and Bodnar, R. J. (1988) Freezing point depression of NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O solutions. *Economic Geology* 93: 197-202.
- Hemley, J. J. and Hunt, J. P. (1992) Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems: II Some general geologic applications. *Economic Geology* 87: 23-43.
- Hitzman, M. W. (2000) Iron oxide-Cu-Au deposits, what, where, when and why. In: Porter, T. M. (Eds.): *Hydrothermal Iron oxide copper-gold and related deposits: A Global Perspective*. Australian Mineral Foundation Adelaide 1: 9-25.
- Hitzman, M. W., Oreskes, N. and Einaudi, M. T. (1992) Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic Iron oxide (Cu-U-Au-REE). *Precambrian Research* 58: 241-287.
- Lottermoser B. G. (1992) Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews* 7: 25-41.
- Marschall, H., Ludwig, T., Altherr, R., Kalt, A. and Tonarini, S. (2006) Syros metamorphic tourmaline: Evidence for very high- B fluids in subduction zones. *Journal of Petrology* 47: 1915-1942.
- Rachidnejad-Omrani, N., Emami, M. H., Sabzehei, M., Rastad, E., Bellon, H. and Piqué, A. (2002) Lithostratigraphie et histoire paléozoïque à paléocène des complexes métamorphiques de la région de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran méridionale). *Comptes rendus Geoscience* 334: 1185-1191.
- Robb, L. (2005) Introduction to ore forming processes. Blackwell publishing. British Library.

southwestern Guizhou Province. China. *Geochemical Journal* 38: 363-381.

E. Jones, W. (2004) HFSE, REE and PGE geochemistry of three sedimentary rock-hosted disseminated gold deposits in

پتروژنی، سال اول، شماره اول، بهار ۱۳۸۹، صفحه ۸۷-۱۰۲  
تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۷/۲۱

### پتروژنی توده گرانیتوئیدی جنوب سازند (جنوب غرب اراک)

زهرا پلهماسی<sup>۱\*</sup>، محمود خلیلی<sup>۲</sup>، احمد احمدی خلجی<sup>۱</sup> و محمد علی مکی زاده<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> گروه معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران  
<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

#### چکیده

توده گرانیتوئیدی آستانه بخشی از توده‌های نفوذی موجود در زون سندج - سیرجان را تشکیل داده و ترکیب سنگ‌شناسی این توده عمدتاً متشکل از تونالیت، گرانودیوریت، ساب وولکانیک های ریوداسیتی با ترکیب غالب گرانودیوریتی می‌باشد. مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که ماگمای سازنده واحدهای اصلی این توده از نوع I کالکوالکان و غنی از پتاسیم (پتاسیک) بوده و از نظر درجه انبساط از آلومینیم (ASI) متالومین تا کمی پراولومین است. پایین‌بودن نسبت‌های  $Al_2O_3/(FeO+MgO+TiO_2)$  و  $(Na_2O+K_2O)/(FeO+MgO+TiO_2)$  و شواهد ژئوشیمی عناصر نادر خاکی و کیمیا، نشان می‌دهند که منشأ ماگمای اولیه از پوسته زیرین بوده که در طی حاشیه ورقه همگرا ایجاد شده است. این ماگما احتمالاً در اثر ذوب‌بخشی پروتولیت‌های پوسته زیرین (آمفیبولیت) بوجود آمده است و تبلور تفریقی مذاب‌ها در سطوح بالاتر پوسته، واحدهای مختلف سنگ‌شناسی را سبب گردیده است و ماگماهای بازالیتی حاصل از گوشته که در پوسته زیرین جایگزین شده‌اند، محتمل‌ترین منشأ گرمایی برای ذوب بخشی بوده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** پتروژنی، آستانه، زون سندج - سیرجان، ژئوشیمی گرانیتوئیدی، کالکوالکان نوع I، منشأ پوسته‌ای

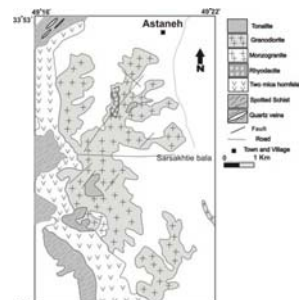
#### مقدمه

دکتری تحت‌عنوان چینه‌شناسی، پتروژنی و تکنونیک چهارگوش خرم‌آباد انجام گرفته است و رادفر در سال ۱۳۶۶ بخش جنوبی این منطقه را در قالب پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد تحت‌عنوان بررسی‌های زمین‌شناسی و پتروژنی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه - گوشته مورد مطالعه قرار داده است.

همچنین Masoudi در سال ۱۹۹۷ در رساله دکتری خود مسأله دگرگونی مجاورتی و ایجاد پگماتیت‌های منطقه را بررسی کرده است. با این حال با توجه به اینکه

منطقه مورد مطالعه به عرض‌های جغرافیایی ۳۳° ۴۵' تا ۳۳° ۵۵' شمالی و طول جغرافیایی ۴۹° ۱۵' تا ۴۹° ۲۵' شرقی محدود شده است. این منطقه از نظر زمین‌شناسی جزء زون سندج - سیرجان محسوب می‌شود و در آن توده گرانیتوئیدی آستانه به‌طول ۳۰ کیلومتر و به‌نمای ۱۰ کیلومتر رخنمون دارد. اولین مطالعات سیستماتیک و کامل در این منطقه در سال ۱۹۷۴ توسط Berthier و همکاران در قالب رساله

با استانداردهای خاص عناصر مورد نظر به‌دست آمد. تمامی این آنالیزها در کشور اسپانیا، دانشگاه هلوفا توسط مؤلف اول انجام گرفته است.



شکل ۱- نقشه ساده شده‌ای از زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (سپندی و همکاران، ۱۳۸۵ با اندکی تغییرات).

#### سنگ‌شناسی

بخش اعظم توده گرانیتوئیدی آستانه ترکیب گرانودیوریتی دارد و به‌صورت یک توده نفوذی چند شاخه‌ای و کوچک نمایان می‌گردد (شکل ۱). درون این توده، ساب‌ولکانیک های ریوداسیتی به‌صورت آپوفیز همراه با توده‌های نفوذی کوچکی با ترکیب عمدتاً مونوزگراییتی و تونالیتی ظاهر می‌شود. در اینجا به اختصار این تنوع سنگی را معرفی می‌نماییم:

#### ۱- واحد تونالیت

این سنگ‌ها در درون واحد گرانودیوریت پروژند دارند و ارتفاعات این منطقه را تشکیل داده، خاکستری‌رنگ و از نظر درجه رنگین، مزوکرات هستند. ترکیب سنگ‌شناسی آن از کوارتز دیوریت تا تونالیت

هنوز مسأله پتروژنیکی و ژئوشیمیایی توده گرانیتوئیدی آستانه در حاله‌ای از ابهام بوده و کم‌تر مورد توجه قرار گرفته است، بنابراین در این نوشتار سعی شده ویژگی‌های مختلف پتروژنیکی و ژئوشیمیایی آن مشخص گردد.

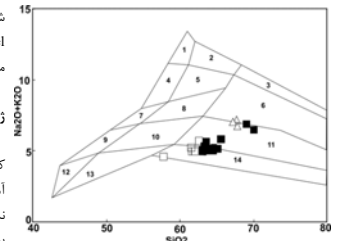
#### زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در بخش شمال‌غربی نوار سندج - سیرجان و در غرب و جنوب‌غرب شهرستان اراک قرار گرفته است (شکل ۱). قدیمی‌ترین نهشته‌های موجود در این منطقه متعلق به تریاس بوده که در جنوب منطقه رخنمون دارند و شامل متاولکانیک‌ها با درون لایه‌هایی از مرمرهای نازک تا ضخیم‌لایه هستند و جدیدترین نهشته‌های آن، آبرفت‌های عهد حاضر است.

مهم‌ترین حادله زمین‌شناسی که در پی آن توده گرانیتوئیدی آستانه شکل گرفته است، در زمان مزوزوئیک (ژوراسیک میانی) اتفاق افتاده است (احمدی خلجی، ۱۳۸۵؛ Ahmadi-Khalaji et al., 2007). در این منطقه، مجموعه دگرگونی ناحیه‌ای با طیفی از شرایط رخساره شیست‌سبز نیز دیده می‌شود که در طی نفوذ توده گرانیتوئیدی در امتداد سطح شیست‌سبزینه آنها یک مجموعه دگرگونی مجاورتی (هورنفلس) حاصل شده است (احمدی خلجی، ۱۳۸۵).

#### روش انجام پژوهش

پس از نمونه‌برداری در منطقه و تهیه مقاطع نازک از این نمونه‌ها، برای آنالیز عناصر اصلی و کیمیا از روش‌های XRF و ICP-MS استفاده گردید. برای آنالیز عناصر اصلی ابتدا پودر و سپس قرص تهیه شد. برای عناصر کیمیا با استفاده از یکسری مراحل اسیدشویی با اسید نیتریک و اسید کلریدریک و مقایسه



شکل ۲- دیاگرام مجموع آتکان - سیلیس (Middlemost, 1985) برای سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد مطالعه. محدوده‌های شماره گذاری شده به ترتیب عبارتند از:  
 ۱- آلکالی فلدسپار سینیت، ۲- آلکالی فلدسپار گرانیت، ۳- سینیّت، ۴- کوآرتز سینیت، ۵- کوآرتز سینیت، ۶- گرانیت، ۷- مونوزیت، ۸- کوآرتز مونوزیت، ۹- مونوزیوریت، ۱۰- کوآرتز مونوزیوریت، ۱۱- گرانودیوریت، ۱۲- دیوریت و گابرو، ۱۳- کوآرتز دیوریت، ۱۴- تونالیت. □ تونالیت، ■ گرانودیوریت، ▲ ریوداسیت

**۳- ساب‌ولکانیک‌های ریوداسیتی**

این سنگ‌ها به‌صورت یک آپوزیف مستقل و بسیار کوچک درون واحد گرانودیوریت قرار دارند. سنگ‌های مذکور دانه‌ریز و با رنگ روشن هستند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کوآرتز، آلکالی فلدسپار و بیوتیت است و از کانی‌های فرعی آنها می‌توان به زیرکن و آپاتیت اشاره کرد که به‌صورت ادخال در درون کانی‌های دیگر دیده می‌شوند. این سنگ‌ها نماینده فازهای پایانی فعالیت ماگمایی در منطقه مورد مطالعه هستند.

**ژئوشیمی**

به‌منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی نوّده گرانیتوئیدی آستانه، تعداد ۲۹ نمونه از واحدهای اصلی آن، در آزمایشگاه هلوآ کشور اسپانیا مورد آنالیز

شیمیایی قرار گرفته است که با استفاده از نرم‌افزارهای Newpet و Corel پردازش گردیده و بر روی نمودارهای مختلف منتقل شده‌اند.

**ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب**

با استفاده از روش ICP-MS درصد عناصر اصلی و کمیاب ۲۹ نمونه از سنگ‌ها تعیین شده و نتایج به‌دست آمده در جدول ۱ ارائه شده است. مطابق این جدول نمونه‌ها طیف وسیعی از SiO<sub>2</sub> از ۶۳-۵۷ درصد وزنی برای واحد تونالیت، ۷۰-۶۲ درصد وزنی برای واحد گرانودیوریت و ریوداسیتی را نشان می‌دهند. همچنین تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO<sub>2</sub> نشان می‌دهد (شکل ۳) که با افزایش SiO<sub>2</sub> مقدار اکسیدهای Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، CaO، MnO، TiO<sub>2</sub> و MgO کاهش می‌یابد.

کاهش اکسیدهای Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، MgO، MnO، TiO<sub>2</sub> و Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> می‌تواند به‌علت جایگیری آنها در ساختار کانی‌های فرومیزین مراحل اولیه تبلور تریقی ماگما باشد و کاهش اکسیدهای CaO و Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> نیز به‌خاطر تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت کم‌تر به سمت آلپیت بیشتر و کاهش مقدار آپاتیت در مراحل نهایی تبلور باشد. تغییرات اکسیدهای Na<sub>2</sub>O و K<sub>2</sub>O بر برابر SiO<sub>2</sub> روندی افزایشی نشان می‌دهند زیرا با پیشرفت تریقی، مقدار آنها در مذاب باقی‌مانده افزایش می‌یابد تا در نهایت وارد ساختمان فلدسپارها می‌گردند.

در شکل ۴ تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO<sub>2</sub> نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود با افزایش SiO<sub>2</sub> مقدار Sr، Cr، V، Ni، Nb، Rb و Zr روندی افزایشی نشان می‌دهد. مقدار Ba، Rb و Nb روندی افزایشی نشان می‌دهد. مقدار Ta، Zr، Hf، Yb، Nb، Ta، Ce و La روند خاصی را نشان نمی‌دهند. این تغییر روندها را می‌توان به فرآیندهای تریقی بلوری نسبت داد و راکندگی این عناصر اصلی و کمیاب در نمودارها را می‌توان ناشی از آلیش ماگمایی یا پوسته در نظر گرفت (Zorpi *et al.*, 1991)

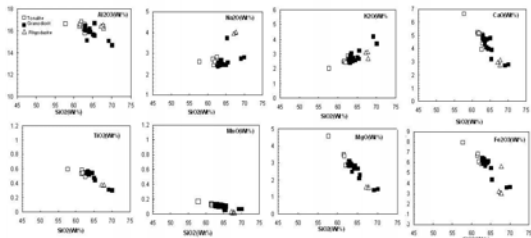
جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی انواع سنگ‌های مورد مطالعه (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب ppm هستند).

Sample	4	EC6E	Ch1	K2	Sa14	10	K5	44	CSa25	Sa4	14	20	Pu7	Pa21	Sa2	CSa15	33	38	As15	AS16
SiO <sub>2</sub>	62.93	65.41	64.50	63.57	63.29	64.20	63.36	63.09	63.59	63.03	63.02	63.78	65.14	65.53	64.96	70.05	67.68	67.18	67.82	67.80
TiO <sub>2</sub>	0.54	0.44	0.54	0.54	0.56	0.54	0.55	0.54	0.52	0.53	0.52	0.47	0.43	0.31	0.30	0.37	0.38	0.38	0.38	0.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.03	16.67	15.90	16.02	16.01	16.17	15.09	16.41	16.00	16.10	16.10	15.99	15.64	15.57	15.07	14.66	16.53	16.44	16.24	16.24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.10	4.34	6.10	6.11	6.33	6.04	6.34	5.89	5.64	5.96	6.39	5.87	5.45	5.16	3.58	3.62	3.10	3.22	3.04	3.64
MgO	5.55	3.94	5.55	5.56	5.75	5.49	5.76	5.36	5.13	5.41	5.81	5.33	4.96	4.69	3.25	3.29	2.82	2.93	2.76	3.13
MnO	0.12	0.06	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.11	0.10	0.11	0.12	0.11	0.09	0.11	0.06	0.06	0.02	0.03	0.02	0.02
CaO	4.78	3.19	3.98	4.61	4.73	4.72	4.62	4.43	4.30	4.98	4.75	4.60	4.80	3.88	2.72	2.80	2.76	3.00	3.15	3.15
Na <sub>2</sub> O	2.35	3.73	2.45	2.48	2.41	2.42	2.43	2.43	2.40	2.47	2.66	2.42	2.56	2.74	2.79	2.40	3.01	3.97	4.03	4.03
K <sub>2</sub> O	2.56	2.68	2.55	2.51	2.83	2.57	2.89	2.39	2.60	2.39	2.59	2.50	2.74	3.23	4.17	3.71	3.15	3.10	2.72	2.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.13	0.12	0.11	0.12	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.14	0.07	0.10	0.10	0.10	0.10
Total	1.42	1.77	1.86	1.58	1.14	1.15	1.37	1.60	1.54	1.13	1.42	1.66	0.93	1.61	0.93	0.99	1.13	1.03	1.43	1.25
PPM	100.59	100.62	100.84	100.64	100.60	100.97	100.45	100.49	100.60	99.82	100.59	100.59	100.43	100.28	100.61	100.43	100.43	100.43	100.39	100.39
Li	46.95	30.16	49.86	53.76	64.82	35.95	51.17	41.11	54.43	35.53	30.98	44.12	34.20	60.29	69.00	66.22	23.66	21.04	22.26	21.64
Be	1.45	1.04	1.38	1.56	1.46	1.56	1.46	1.54	1.62	1.54	1.62	1.54	1.59	1.29	1.29	1.54	1.29	1.29	1.46	1.41
Sc	20.14	16.35	22.97	16.76	23.85	17.88	20.27	20.30	17.60	22.26	17.18	17.52	10.18	20.93	11.61	12.14	6.33	6.00	7.37	9.44
Y	95.78	67.53	100.69	78.82	106.49	84.48	90.92	91.72	71.33	106.83	83.14	83.54	55.91	81.35	51.37	33.43	34.15	34.45	28.86	28.86
Cr	127.44	78.31	155.34	110.40	199.72	116.44	153.43	171.12	143.89	166.25	96.20	113.54	100.48	173.15	158.37	145.46	88.90	60.98	90.11	18.92
Co	27.01	12.73	29.54	24.12	18.46	12.65	13.18	12.97	11.80	16.99	11.10	24.07	8.25	12.57	9.29	6.11	7.18	7.65	9.27	7.07
Ni	18.92	9.33	19.37	14.12	21.32	15.23	13.25	14.85	12.69	19.46	14.50	14.64	9.91	16.62	11.26	9.83	9.17	6.62	10.47	5.04
Cu	23.20	145.16	35.06	4.87	10.47	9.85	10.01	3.73	19.05	14.31	8.91	8.26	3.80	8.57	3.03	37.87	511.49	375.49	337.48	150.36
Zn	79.37	39.14	82.98	50.16	62.89	56.82	45.36	41.60	40.71	57.17	37.30	51.76	33.66	59.90	39.08	19.66	25.90	25.97	31.53	22.85
Ga	54.98	21.38	65.28	46.57	28.68	22.22	16.82	17.42	17.11	25.21	17.67	44.60	13.03	27.16	21.66	13.16	22.01	21.58	27.63	15.75
As	1.89	3.08	3.30	3.92	2.73	4.04	10.50	28.72	7.19	8.16	12.65	8.00	5.72	8.16	7.55	6.30	2.10	3.23	4.85	4.85
V	95.78	67.53	100.69	78.82	106.49	84.48	90.92	91.72	71.33	106.83	83.14	83.54	55.91	81.35	51.37	33.43	34.15	34.45	28.86	28.86
Br	127.44	78.31	155.34	110.40	199.72	116.44	153.43	171.12	143.89	166.25	96.20	113.54	100.48	173.15	158.37	145.46	88.90	60.98	90.11	18.92
Sr	27.01	12.73	29.54	24.12	18.46	12.65	13.18	12.97	11.80	16.99	11.10	24.07	8.25	12.57	9.29	6.11	7.18	7.65	9.27	7.07
Ce	18.92	9.33	19.37	14.12	21.32	15.23	13.25	14.85	12.69	19.46	14.50	14.64	9.91	16.62	11.26	9.83	9.17	6.62	10.47	5.04
Pr	23.20	145.16	35.06	4.87	10.47	9.85	10.01	3.73	19.05	14.31	8.91	8.26	3.80	8.57	3.03	37.87	511.49	375.49	337.48	150.36
Nb	79.37	39.14	82.98	50.16	62.89	56.82	45.36	41.60	40.71	57.17	37.30	51.76	33.66	59.90	39.08	19.66	25.90	25.97	31.53	22.85
Ta	54.98	21.38	65.28	46.57	28.68	22.22	16.82	17.42	17.11	25.21	17.67	44.60	13.03	27.16	21.66	13.16	22.01	21.58	27.63	15.75
Rb	18.90	90.33	89.82	82.75	108.10	83.96	97.29	79.50	95.91	101.17	70.40	80.24	58.10	115.99	137.14	117.57	95.80	105.90	116.00	101.11
Sr	166.56	175.62	166.57	138.58	150.82	129.04	135.52	153.43	143.81	152.70	124.28	146.87	90.15	152.12	107.97	95.16	210.78	203.39	243.53	207.61
Y	19.75	14.86	24.80	16.62	24.57	16.86	19.91	16.86	17.50	22.13	17.72	18.10	10.38	30.67	17.98	11.13	8.50	7.45	10.11	7.90
Zr	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39	113.39
Nb	9.97	9.94	11.19	8.92	11.71	9.04	8.68	8.79	8.54	10.53	8.18	8.67	6.00	10.89	9.91	7.19	11.20	10.59	12.56	10.32
Cd	0.82	0.13	1.06	0.66	0.13	0.09	0.21	0.33	0.13	0.09	0.09	0.77	0.01	0.09	0.13	0.12	0.18	0.16	0.15	2.52
Cs	4.50	11.18	9.77	10.66	12.63	8.28	9.48	12.82	8.22	9.23	7.03	9.01	11.67	13.72	15.03	12.25	24.00	14.26	14.10	9.92
Ba	252.00	219.03	256.40	257.00	283.70	222.52	260.98	246.66	283.55	267.83	205.84	261.60	163.77	254.82	235.69	199.60	292.06	274.50	305.56	298.58
La	25.50	19.89	26.94	14.24	34.29	30.50	14.04	22.40	23.85	26.43	17.89	23.69	12.81	29.11	26.31	23.01	12.10	11.80	13.29	23.68
Ce	49.00	37.63	52.67	29.31	63.64	57.14	31.45	45.76	49.64	51.14	36.88	46.54	26.00	55.24	50.00	46.55	22.01	20.16	22.74	42.91
Pr	6.12	4.71	6.88	3.77	8.25	7.13	4.13	5.44	6.01	6.58	4.76	5.76	3.21	7.33	6.30	5.50	2.53	2.24	2.61	4.90
Nd	19.38	15.02	22.83	12.89	25.72	21.69	12.25	19.21	20.92	21.62	16.05	18.78	10.33	23.90	19.59	19.38	8.07	6.91	8.09	17.16
Sm	3.98	3.07	4.89	2.88	5.04	3.98	3.70	3.73	4.10	4.47	3.52	3.82	2.16	5.23	3.98	3.50	1.70	1.40	1.64	3.22
Eu	0.93	0.80	1.04	0.74	0.98	0.80	0.77	0.77	0.77	0.74	0.67	0.86	0.45	0.92	0.67	0.52	0.55	0.54	0.65	0.52
Gd	3.79																			

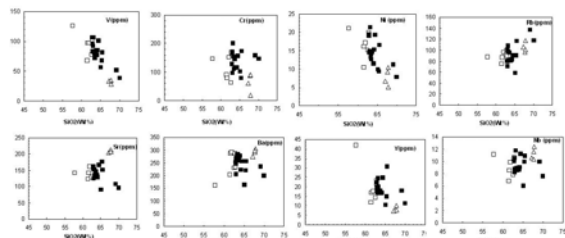


نمودار در  $Na_2O$  در مقابل  $K_2O$  (شکل ۷) اغلب نمونه‌ها در مقایسه با توده‌های گرانیتوئیدی نوار چین خورده لاخلان در محدوده I واقع می‌شوند (White and chape, 1983). محدوده نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Gill, 1981) سری کالکوالکان بتاسیم بالا را نشان می‌دهند (شکل ۸).

مطابق نمودار A/CNK در برابر ANK (Maniar and ANK, 1989; Piccoli, 1989; Pitcher, 1993) مورد مطالعه از نوع I و در محدوده متالومین تا کمی پراومین قرار می‌گیرند (شکل ۵). همچنین در نمودار  $SiO_2$  در مقابل ضریب آگنیاتیک (Na+K/Al) (Liegiois and Black, 1989) نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های کالکوالکان قوس‌قاره‌ای (شکل ۶) و در



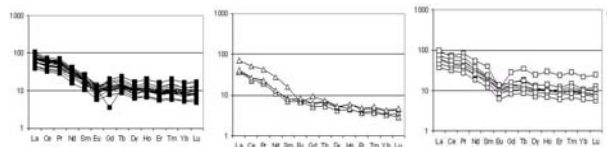
شکل ۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات عناصر اصلی در مقابل  $SiO_2$  (علامت مشابه شکل ۲ هستند).



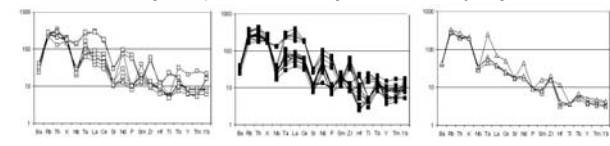
شکل ۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل  $SiO_2$  (علامت مشابه شکل ۲ هستند).

قوسی می‌باشد، دیده می‌شود. علت تهی‌شدگی عنصر Sr به‌خاطر جانشینی آن با Ca و K در فلدسپارها، Ba به‌علت جانشینی با K در بیوتیت و الکانی فلدسپار، P به‌علت فراوانی فاز فرعی آپاتیت و Ti به‌علت وجود کانی‌های تیتان دار نظیر اسفن و ایلمنیت است (Wilson, 1989). از طرف دیگر، در این شکل‌ها LILEها (Th, K, Rb) و HREEها (Nd, Ce, La) نسبت به FSEها (Yb, Y, Sm, Zr, Hf, Ta, Nb) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. به‌عبارت دیگر، عناصر کمیاب دارای نقاط بیشینه و کمینه هستند که اختلاف بین آنها زیاد بوده و نشانگر محیط‌های در ارتباط با فرورانش می‌باشند زیرا که رسوبات و مایعات همراه آنها می‌توانند باعث غنی‌شدگی غیرعادی عناصر کمیاب شوند (Floyd and Winchester, 1975; Rogers and Hawkesworth, 1989; Sajona et al., 1989)

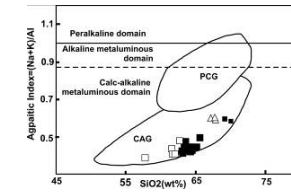
تفکیک REEs استفاده کرده و به رز زنجیر مجموعه‌های سنگی و ماهیت فرآیندهای زمین‌شناسی پی برد (Rolinson, 1993). نتایج آنالیز شیمیایی REEs مربوط به ۲۹ نمونه از سنگ‌ها در جدول ۱ ارائه شده است و الگوهای REEs عادی شده نسبت به فراوانی آنها به کندی در شکل ۹ نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود به‌طور کلی HREEها الگوهای تفریق‌نیافته‌ای را نشان می‌دهند، همچنین آنومالی منفی عنصر Eu به‌وضوح دیده می‌شود که احتمالاً ناشی از تبلور تفریقی پلازوکلاز در طی تبلور ماگما است و حاکی از وجود پلازوکلاز به‌طور اساسی در مجموعه باقی‌مانده است (Tepper et al., 1993). در شکل ۱۰ تغییرات عناصر کمیاب که نسبت به فراوانی آنها در کندی عادی شده‌اند، نشان داده شده است. در این نمودار به وضوح آنومالی منفی عناصر Sr, Ba, Nb, Hf, Ta, P که خاص توده‌های گرانیتوئیدی کالکوالکان



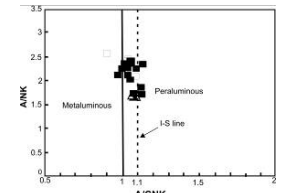
شکل ۷- الگوهای REEs عادی‌شده به کندی (Nakamura, 1974) (علامت مشابه شکل ۲ هستند).



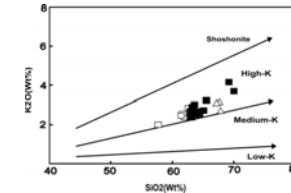
شکل ۸- نمودار تکنیکی فراوانی عناصر کمیاب عادی‌شده به کندی (Thompson, 1982) (علامت مشابه شکل ۲ هستند).



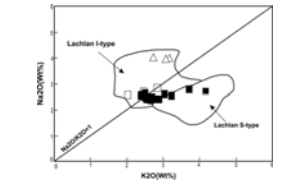
شکل ۹- نمودار  $SiO_2$  در مقابل ضریب آگنیاتیک (Na+K)/Al همان‌طور که در نمودار (Liegiois and Black, 1987) همان‌طور که ملاحظه می‌شود سنگ‌های آستانه در محدوده CAG (گرانیت‌های کالکوالکان قوس‌قاره‌ای) قرار می‌گیرند (علامت مشابه شکل ۲ هستند)



شکل ۱۰- نمودار ANK در مقابل A/CNK برای تمایز ماگماهای پراومین، متالومین و پراکالین (Liegiois and Black, 1987; Shand, 1927; Maniar and Piccoli, 1989; Pitcher, 1993) همان‌طور که ملاحظه می‌شود بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه متالومین هستند و تعدادی از نمونه‌ها نیز در محدوده پراومین قرار می‌گیرند (علامت مشابه شکل ۲ هستند).



شکل ۱۱- نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  همان‌طور که ملاحظه می‌شود سنگ‌های آستانه در محدوده بتاسیم بالا (High-K) قرار می‌گیرند (علامت مشابه شکل ۲ هستند).

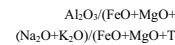


شکل ۱۲- نمودار  $Na_2O$  در مقابل  $K_2O$  نمونه‌های مورد مطالعه با توده‌های گرانیتوئیدی نوع S و I نوار چین خورده لاخلان (White and Chappell, 1983) مقایسه شده‌اند اغلب نمونه‌ها مشابه گرانیتوئیدی نوع I نوار چین خورده لاخلان می‌باشند (علامت مشابه شکل ۲ هستند).

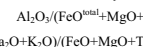
کوچکی در رفتارهای شیمیایی خود هستند که دلیل آن کاهش یکپارچه اندازه یونی با افزایش عدد اتمی در آنها است. این رفتار در بین عناصر کمیاب خاکی باعث می‌شود که توسط برخی فرآیندهای زمین‌شناسی از یکدیگر تفکیک گردند. در ژئوشیمی می‌توان از پدیده

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی (REEs) و کمیاب عناصر نادر خاکی (REEs) ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی مشابهی دارند. زیرا همه آنها (به‌استثنای Eu که در ظرفیتی است) دارای یون‌های پایدار  $Eu^{3+}$  با اندازه‌های مشابه می‌باشند. این عناصر دارای اختلافات

حداوسط آبدار در پوسته به‌وجود آیند (Roberts and Clemens, 1993). از طرف دیگر، منبذهای مشتق‌شده از سنگ‌های مافیک دارای نسبت‌های:



پایین‌تری نسبت به منبذهای حاصل از ذوب متالیت‌ها هستند (شکل ۱۱). بنابراین گرانیتوئیدهای دارای نسبت‌های پایین:



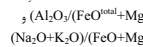
از ذوب چنین سنگ‌های پوسته‌ای یک طیف باریک و بالایی از نسبت  $CaO/(FeO^{total}+MgO+TiO_2)$  می‌تواند حاصل شود. به‌عنوان مثال، گرانیتوئیدهای الالاسکا (Barker et al., 1992) از ذوب رسوبات پلیسی، اساساً شامل گری‌وک‌ها و آرزلیت‌های دانه ریزتر به‌وجود آمده‌اند، اما خصوصیات گرانیتوئیدهای نوع I را نشان می‌دهند. توده‌های گرانیتوئیدی کالکوالکان بتاسیم بالا

بالا بودن نسبت‌های  $(Th/Yb) > 5$  مطابق با بالا بودن نسبت‌های  $La/Yb$  ۱۰ تا ۱۰۰ نشان می‌دهند که این توده متعلق به ماگماهای فلسیک قوس قاره‌ای است (Condi, 1989)

بحث

الگوهای پتروزنتیکی ارائه‌شده برای منشأ ماگماهای فلسیک قوسی به دو گروه عمده تقسیم شده‌اند. در الگوی اول، ماگماهای فلسیک قوسی از ماگماهای بازالتی در اثر تبلور تفریقی می‌باشند (Grove and Donnellyly-Nolan, 1986; Bacon and Druite, 1988) و در الگوی دوم، ماگماهای بازالتی گرسای لازم برای ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته زیرین را فراهم می‌کنند (Bullen and Clyne, 1990; Roberts and Clemens, 1993; Tepper et al., 1993; Guffanti et al., 1996). الگوی اول برای منطقه مورد مطالعه غیرمحمتمل است زیرا توده گرانیتوئیدی آستانه حجیم بوده و هیچ ترکیب بازالتی در طیف آن دیده نمی‌شود (همه نمونه‌ها دارای مقدار  $SiO_2$  بیشتر از ۵۲ درصد هستند) و ماگماهای فلسیک حجیم نمی‌توانند به‌وسیله تفریق ماگماهای بازیک مشتق‌شده از گوشته حاصل شوند.

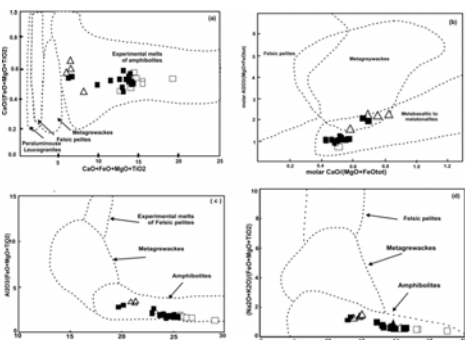
نوع I شمال شوارزوالد در آلمان (Altherr et al., 2000) و کانا و دوکوا در ویتنام (Thuy Nguyen et al., 2004) نیز از ذوب متاگری‌وک‌ها و پلیت‌های فلسیک حاصل شده‌اند. بنابراین، با توجه به اینکه گرانیتوئیدهای منطقه آستانه نیز دارای نسبت‌های پایین:



و یک طیف باریک و بالایی از نسبت  $CaO/(FeO^{total}+MgO+TiO_2)$  هستند، شاید بتوان چنین بیان نمود که منشأ گرانیتوئید کالکوالکان بتاسیم بالا نوع I منطقه مورد مطالعه، نیز مشابه گرانیتوئیدهای ذکر شده فوق باشد (شکل ۱۱). بدین ترتیب در منطقه مورد مطالعه با توجه به مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی، ژئوشیمیایی و ویژگی‌های زمین‌شناسی چنین به‌نظر می‌رسد که توده

از طرف دیگر غنی‌شدگی عناصر ناسازگار (Th, K, Rb, Nd, Ce, La) و آنومالی منفی Nb, P, Ti, Ba, Sr در این توده، (شکل ۹ و ۱۰) بیشتر با منبذهای حاصل از پوسته زیرین سازگار است (Chappell and white, 1992; Harris et al., 1986; Searele and ftyer, 1986) بر اساس نتایج تجربی حاصل از ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته‌ای بیان نموده‌اند که ماگماهای گرانیتوئیدی کالکوالکان بتاسیم بالا نوع I می‌توانند از ذوب‌بخشی سنگ‌های دگرگونی مافیک تا

داشته است و ماگماهای بازالتی (وجود آنکلاوهای گابرویی را می توان به عنوان شواهدی برای وجود این نوع ماگماها در نظر گرفت) حاصل از گوشته که در پوسته زیرین جایگزین شده اند. محتمل ترین منشأ گرمایی برای ذوب بخشی بوده اند.



شکل ۱۱- محدوده های ترکیبی مذاب های تجربی حاصل از ذوب بخشی پلین های فلسیک، ماسک و کی ها و آمفیبولیت ها (Patino Douce, 1994) و ترکیب نمونه های منطقه مطالعه شده (علامت مشابه شکل ۲ هستند).

گرانیتوئیدی مورد مطالعه از نوع ۱، کالکوالکان و غنی از پتاسیم (پتاسیک) بوده و از نظر درجه اشباع از آلومینیم (ASI) متا آلومین تا کمی پراآلومین می باشد. LILEs نظیر Rb، K، Th و Nb نسبت به HFSEs به ویژه Ti و غنی شدگی نشان می دهند. به عبارت دیگر عناصر کمیاب دارای نقاط بیشینه و کمینه هستند که نشانگر محیط های در ارتباط با فرورانش هستند. شواهد ژئوشیمیایی نشان می دهند که منشأ ماگمای اولیه به وجود آورنده توده گرانیتوئیدی

گرانیتوئیدی آستانه در اثر ذوب بخشی پروتولیت های پوسته زیرین (آمفیبولیت) به وجود آمده است و تبلور تفریقی مذابها در سطوح بالاتر پوسته، طیف انواع سنگ های توده گرانیتوئیدی را سبب گردیده است و آرایش پوسته فوقانی نقش مهمی در تشکیل این توده

نتیجه گیری

مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می دهند که توده گرانیتوئیدی آستانه دارای گوناگونی سنگ شناسی چندانی نبوده و شامل گرانودیوریت، تونالیت، مونزوگرانیت و سابولکانیک های ریدوآسیبی است که قسمت اعظم آن ترکیب گرانودیوریتی دارد. روندهای خطی تغییرات عناصر اصلی و فرعی در نمودارهای هارکر، می تواند بیانگر تبلور تفریقی کانی های سازنده، طی مراحل مختلف تبلور ماگما باشد. توده

from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 91: 271-285.

Rollinson, H. R. (1993) Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical.

Sajona, F. G., Maury, R. C., Bellon, H., Cotton, J. and Defant, M. (1996) High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology* 37: 693-726.

Scarele, M. P. and Fryer, B. J. (1986) Garnet-tourmaline- and muscovite-bearing leucogranites, gneisses and migmatites of the higher Himalayas from Zanska, Kulu, Lahoul and Kashmir. In: Coward, M. P. and Ries, A. C. (Eds.): *Collision Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication 19: 185-202.

Shand, S. J. (1947) *Eruptive Rocks*. D. Van Nostrand Company, New York.

Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz, G. W. and Irving, A. J. (1993) Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 333-351.

Thompson, A. B. (1993) Magmatism of the British Tertiary volcanic Province, Scott. *Journal of Geology* 18: 50-107.

Thompson, A. B. (1982) Fertility of crustal rocks during anatexis. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 87: 1-10.

Thuy Nguyen, T. B., Satir, M., Siebel, W., Vennemann, T. and Van Long, T. (2004) Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam. *Journal of Asian Earth Sciences*, 23: 467-482.

Tulloch, A. J. (1979) Secondary Ca-Al silicates as low - grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 105-117.

Liegeois, J. P. and Black R. (1987) Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas. In: Fitton, J. G. and Upton, B. G. J. (Eds): *Alkaline igneous rocks*. Geological Society London, Special Publication 30: 381-401.

Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.

Masoudi, F. (1997) Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran, Ph.D Thesis, Leeds University, UK.

McBirney, A. R. (1993) *Igneous petrology*. Jones and Bartlett publishers.

Middlemost, E. A. K. (1985) *Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology*, Longman Groupuk.

Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.

Patino Douce, A. E. and Beard, J. S. (1996) Effects of P, fO<sub>2</sub> and Mg/Fe ratio on dehydration melting of model metagreywackes. *Journal of Petrology* 37: 999-1024.

Patino Douce, A. E. (1999) What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origins of granitic magmas? In: Castro, A. Fernandez C. and Vigneresse, J. L. (Eds): *Understanding granites: intergrating new and classical techniques*. Geological Society of London, Special Publication 168: 55-75.

Pitcher, W. S. (1993) *The nature and origin of granite*. Chapman and Hall Publisher, London.

Roberts M. P. and Clemens, J. D. (1993) Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology* 21: 825-828.

Rogers, G. and Hawkesworth, C. J. (1989) A geochemical traverse across the North Chilean Andes: evidence for crust generation

Barker, F., Farmer, G. L., Ayuso, R. A., Plafker, G. and Lull, J. S. (1992) The 50 Ma granodiorites of the eastern Gulf of Alaska: melting in an accretionary prism in the forearc. *Journal of Geophysical Research* 97: 6757-6778.

Berthier, F., Billiaul, H.P., Halbronn, B. and Marizot, P. (1974) *Etude Stratigraphique, petrologique et structural de La région de khorramabad (Zagros, Iran)*. These De 3e cycle, Grenoble.

Bullen, T. D. and Clyne, M. A. (1990) Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center. *Journal of Geophysical Research* 95: 19671-19691.

Condie, K. C. (1989) Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos* 23: 1-18.

Floyd, P. A. and Winchester, J. A. (1975) Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters* 27: 211-218.

Gill, J. B. (1981) *Orogenic Andesite and Plate Tectonics*. Springer Verlag, New York.

Grove, T. L. and Donnelly-Nolan, J. M. (1986) The evolution of young silicic lavas at Medicine lake Volcano, California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92: 281-302.

Guffanti, M., Clyne, M. A. and Muffler, L. J. P. (1996) Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and constraints on basalt influx to the lower crust. *Journal of Geophysical Research* 101: 3001-3013.

Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*. In: Coward, M. P. and Ries, A. C. (Eds.): *Collision Tectonics*. Geological Society London, Special Publication 19: 67-81.

آستانه از پوسته زیرین (آمفیبولیت) بوده و احتمالاً ماگماهای بازالتی حاصل از گوشته که در پوسته زیرین جایگزین شده اند. محتمل ترین منشأ گرمایی برای ذوب بخشی بوده اند.

منابع

احمدی خلجی، ا. (۱۳۸۵) پتروژن توده گرانیتوئیدی بروجرد، پایان نامه دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ایران.

رادفر، ج. (۱۳۶۶) بررسی های زمین شناسی و پتروژن سنگ های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه - گوشه. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ایران.

سهنی، م.، رادفر، ج.، حسینی دوست، س. ج.، محجل، م. (۱۳۸۵) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰۰ سازند زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Ahmadi-Khalaji, A., Esmacily, D., Valizadeh, M. V. and Rahimpour-Bonab, H. (2007) Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 29: 859-877.

Allan, B. D. and Clarke, D. B. (1981) Occurrence and origin of garnets in the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Canadian Mineralogist* 19: 19-24.

Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C. and Kreuzer, H. (2000) High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50: 51-73.

Bacon, C. R. and Druitt, T. H. (1988) Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of mount Mazama, Crater Lake, Oregon. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 224-256.

kbar: the effects of temperature and time. *Contributions to mineralogy and petrology* 115: 369-383.

Zorpi, M. J., Coulon, C. and Orisini, J. B. (1991) Hybridization between felsic and mafic magmas in calc-alkaline granitoids - a case study northern Sardinia, Italy. In: Peccerillo A. (Eds): *Geochemistry of granitoid rocks*. Chemical Geology 92: 42-86.

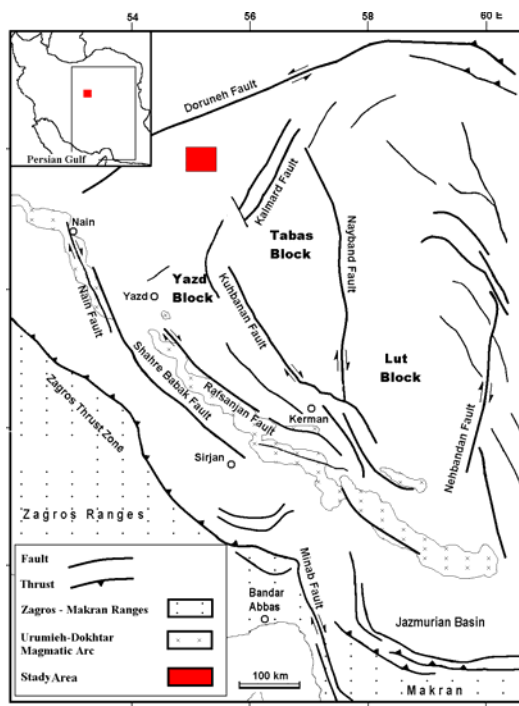
White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1983) Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society American Memoir* 159: 21-34.

Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman London

Wolf, M. B. and Wyllie, J. P. (1994) Dehydration-melting of amphibolite at 10

ناحیه عروسان گردیده است. از نظر سنگ‌شناسی، سنگ‌های آتشفشانی مذکور علاوه بر سنگ‌های اسیدی (داسیت)، انواع حدواسط (تراکی آندزیت، شوشونیت و تراکی بازالت پتاسیک) را نیز در بر

می‌گیرد. اهمیت فعالیت‌های ماگمایی اوسن ایران مرکزی از یک سو و فقدان اطلاعات ژئوشیمیایی از سنگ‌های منطقه خور از سوی دیگر، انگیزه اصلی انجام این پژوهش بوده است.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه ساختاری ایران.

پتروژئولوژی، سال اول، شماره اول، بهار ۱۳۸۹، صفحه ۱۰۳-۱۲۰  
تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۱۲/۲۰ تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۳/۲۵

ژئوشیمی و پتروژئولوژی سنگ‌های آتشفشانی عروسان کبودان (شمال شرق انارک)

جمشید احمدیان<sup>۱\*</sup>، نوشین بهادران<sup>۱</sup>، قدرت ترابی<sup>۲</sup> و مامورو مورانا<sup>۳</sup>  
<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور اصفهان، اصفهان، ایران  
<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران  
<sup>۳</sup> بخش علوم زمین، دانشگاه نارانو، ژاپن

چکیده

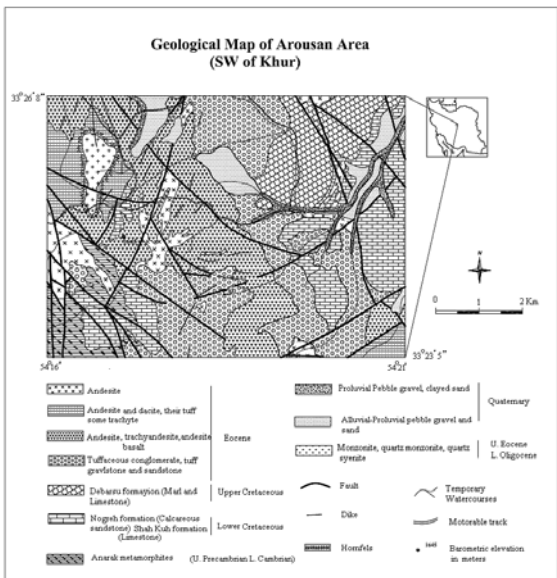
مجموعه آتشفشانی عروسان (شمال‌شرق انارک) در زون ایران مرکزی (بلوک یزد) قرار دارد. این مجموعه متشکل از سنگ‌های آذرین اسیدی تا حدواسط - بازیک است و از نظر سنگ‌شناسی نرم‌هایی همچون داسیت، تراکی آندزیت، شوشونیت و تراکی بازالت پتاسیک را شامل می‌شود. ویژگی‌های کانی‌شناسی نظیر ترکیب کلینوپیروکسن‌ها (سالیبت-اوزیت)، بوئینت‌های با عدد منیزیم بالا، میزان قلیل ملاحظه K<sub>2</sub>O و نسبت‌های بالای Ta/Vb و Th/Vb و Ta/Vb و مین سرشت شوشونیتی گدازه‌های ناحیه مورد مطالعه است. فقدان آنومالی Eu نشان از بالا بودن فوگاسیته اکسین ماگمای سازنده است که خود از شاخص‌های ماگمای شوشونیتی است. الگوی عناصر نادر خاکی و نمودارهای عکس‌توی حاکی از غنی‌شدگی LREE و LILE و نپ‌شدگی عناصر گروه HFS (نظیر Ti و Ta, Nb) است که از مشخصه‌های ماگماتیسم زون فروانش است. بررسی‌های ژئوشیمیایی حاکی از آن است که علاوه بر تبلور بخشی، فرآیندهای آفتشی پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی نیز در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی ناحیه مؤثر بوده است. بر اساس مدل‌سازی انجام شده، سنگ منشأ آفیبیولیتی کارنت‌دار (۱۰۰-۱٪ کارنت) برآورد شده است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آتشفشانی، شوشونیت، ژئوشیمی، عروسان کبودان

مقدمه

عروسان کبودان در ۷۵ کیلومتری شمال‌شرق انارک (۲۱۵ کیلومتری شمال‌شرق اصفهان) بین طول‌های جغرافیایی ۵۴°۵۴' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۳°۲۳' شمالی واقع شده است. این منطقه از دیدگاه ساختاری، بخشی از زون ایران مرکزی - بلوک یزد (Alavi, 1991) و زیر زون انارک-خور (Yakovenko et al., 1984) به‌شمار می‌رود (شکل‌های ۱ و ۲). فعالیت‌های آتشفشانی صورت‌گرفته در زمان اوسن زیرین - میانی در بخش غربی ایران مرکزی، سبب ایجاد سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری‌های وابسته در

ejamshidahmadian@pnu.ac.ir



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه براساس نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ کبودان (Techexport, 1984)

روش انجام پژوهش  
در بررسی‌های صحرائی تعداد ۱۵۰ نمونه برداشته شد که از بین آنها ۸۵ نمونه جهت تهیه مقطع نازک و نازک-صیقلی انتخاب شدند. جهت آنالیزهای ژئوشیمیایی ۲۴ نمونه با کمترین میزان دگرسانی انتخاب گردید که سنجش عناصر اصلی در آنها با روش XRF و سنجش عناصر فرعی و نادر خاکی توسط Perkin-Elmer Elan 6000 ICP-MS انجام شده است. از این میان آنالیز ۷ نمونه به‌طور کامل در بخش علوم زمین دانشگاه کاردیف انگلیس و ۱۷ نمونه در دانشگاه نارانو ژاپن (جهت عناصر اصلی) صورت گرفته است. ۱۷ نمونه آنالیز شده در ژاپن، جهت اندازه‌گیری عناصر فرعی و کمپاد در شرکت Act Lab کانادا با ICP-MS مدل Perkin-Elmer Elan 6000 آنالیز شده‌اند (نتایج این

مورد آنالیز قرار گرفت. آنالیزها در شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵KV، شدت جریان ۱۵nA و زمان شمارش ۴۰ ثانیه انجام شده است.

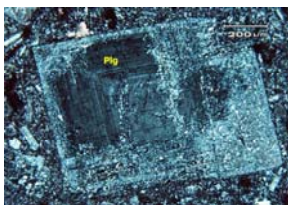
جدول ۱- آنالیز شیمیایی از سنگ‌های واحدهای مختلف مجموعه آتشفشانی عروسان کبودان.

Sample	130	131	133	141	150a	150b	190	2	3	23	24	25	26	35	52	6	60	61	62	66	69	70	70a	73	96
SiO <sub>2</sub>	57.78	52.34	64.14	53.26	64.25	64.23	52.72	57.08	53.26	61.33	64.34	63.69	63.55	60.13	60.62	56.08	51.77	57.43	54.77	60.37	64.27	64.44	64.56	54.82	54.82
TiO <sub>2</sub>	0.72	1.08	0.56	1.05	0.39	0.34	0.93	0.61	0.91	0.54	0.42	0.49	0.54	0.50	0.41	0.69	0.81	0.63	0.92	0.60	0.36	0.41	0.39	0.64	0.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.89	15.52	17.20	15.51	15.53	16.18	14.67	12.86	15.24	15.58	15.10	14.62	15.05	18.76	14.79	15.57	15.22	15.61	15.18	15.25	15.36	15.43	15.43	15.40	18.90
FeO <sup>total</sup>	5.68	9.06	4.00	8.67	3.09	2.99	8.32	5.09	7.04	4.87	3.60	3.93	4.89	4.20	3.56	6.33	7.73	5.81	7.41	5.10	3.22	3.54	3.29	6.03	6.03
MnO	0.13	0.26	0.11	0.13	0.04	0.03	0.14	0.07	0.13	0.10	0.06	0.09	0.09	0.07	0.10	0.14	0.10	0.13	0.12	0.06	0.07	0.05	0.10	0.05	0.10
MgO	1.99	3.61	2.05	3.64	1.56	1.95	3.87	6.74	5.09	2.96	1.90	2.96	2.21	2.21	4.02	4.31	5.52	3.90	4.49	3.77	2.11	2.44	2.33	3.86	3.86
CaO	5.57	7.71	3.57	5.94	4.14	5.22	7.95	6.77	2.22	1.19	3.93	4.95	3.18	4.08	4.31	5.61	6.61	5.12	6.78	4.10	2.98	3.63	3.43	5.40	5.40
Na <sub>2</sub> O	3.81	3.44	4.86	4.06	6.02	5.74	3.87	5.30	3.82	4.40	3.83	4.24	5.18	5.09	4.90	3.84	5.02	4.22	3.90	5.03	4.55	4.65	4.65	4.74	4.74
K <sub>2</sub> O	4.52	3.52	3.70	3.13	1.97	2.27	3.79	1.56	4.70	4.56	3.22	2.93	4.16	4.64	4.56	4.60	4.59	4.61	4.49	3.86	3.67	2.88	3.07	4.38	4.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.27	0.53	0.31	0.52	0.15	0.14	0.67	0.66	0.61	0.37	0.19	0.21	0.22	0.35	0.26	0.55	0.73	0.48	0.55	0.28	0.18	0.17	0.17	0.58	0.58
LOI	2.60	2.70	1.65	2.40	2.70	0.70	0.80	2.90	0.83	0.82	2.60	2.10	1.50	0.02	1.80	1.04	2.80	1.12	0.93	2.70	2.40	2.20	2.40	0.85	0.85
Ba	666	616	797.5	500	1010	913.8	649	146	627	610	908	823	924	652.1	625	610	586.8	634	640	1168.9	675.2	927	1070	668	668
Rb	136	80	100.7	64	29	40.5	55	45	79	117	89	57	118	125.1	158	101	136.5	96	110	138.8	144.5	70	64	102.3	102.3
Sr	1230	821	821	711	1140	2007	1640	772	1510	1230	1030	996	1000	1659	742	1630	1494.1	1530	1290	1789.9	611	825	1240	1634	1634
Y	2.47	1.53	* 0.23	0.82	* 0.14	0.61	0.51	0.91	1.62	0.49	2.05	3	1.08	0.48	* 0.59	0.88	* 1.06	0.97	6.3						
Zr	0.68	0.58	0.5	0.6	0.11	0.13	0.3	0.56	0.39	0.66	0.29	0.36	0.62	0.3	0.73	0.49	0.56	0.47	0.7	0.54	0.25	0.28	0.28	10.2	10.2
Nb	10.8	9.8	7.56	9.8	2.6	2.21	6.3	9.1	6.7	9.7	5.1	5.7	5.6	10.1	10.9	8.8	9.05	8.4	11.2	8.15	4.17	4.7	4.7	9.9	9.9
Hf	4.7	4.4	3.55	4.4	2.4	2.2	3.1	4	4.3	4.7	3	2.9	3.7	3.2	5.4	4.5	3.99	4.2	5	3.1	2.81	2.8	3	6	6
Ta	179	169	157.6	164	79	84.9	114	142	149	178	104	101	146	182.3	196	172	186.4	160	186	145.5	118.6	99	104	179.6	179.6
V	22.8	26.3	14.7	24.5	5.4	5.7	20.4	16.1	19.2	16	10.5	11.2	16.4	* 16	17.3	20.2	15.9	19.3	14.3	9.2	8.9	9.4	* 9.4	* 9.4	
Cr	9.1	8.12	8.18	7.95	1.04	0.88	5.41	8.71	6.8	11.6	11.6	3.90	4.82	7.55	* 15.3	9.21	9.9	8.5	12.5	6.67	3.82	3.95	3.86	* 3.86	* 3.86
Co	2.56	2.18	2.35	2.2	0.7	0.6	1.47	3.47	2.17	3.66	1.58	2.2	1.81	2.4	5.88	3.2	3.22	2.86	3.53	2.09	1.21	1.52	1.78	2.2	2.2
Cu	19	11	15.1	14	29	54	98	335	46	82	54	77	48	161.2	233	99	117	102	62	96.8	84.1	56	44	90	90
Ni	* 900.3	* 219	65	122	27	36	* 35	36	77.8	88	61	207.7	56	42	45.9	69.7	29	25	51.5						
Zn	89	171	83.4	123	42	50.2	201	107	159	93	53	66	55	148.5	71	131	199.2	123	168	89.9	65.4	53	52	127.4	127.4
Cd	31	77	48.4	47	34	30.3	115	21	81	* 19	30	23	17.8	52	157	17.1	87	124	50.5	30.8	18	14	132.3	132.3	
Pb	33	22	* 19	41	* 33	7	36	10	42	56	24	32.4	13	45	* 31	34	* 31	34	* 31	34	* 31	34	* 31	34	34
Zn	86	87	85	68	74	46.6	92	42	76	38	63	44	51	81.3	54	73	95.8	62	91	94.5	68.2	55	42	76.1	76.1
La	33.2	31.7	29.4	30.7	7.28	5.62	35.2	20.4	30.6	20.6	14.1	18.1	26.4	32.6	37	31.8	31.45	29.7	34.7	22.04	14.16	14.1	13.8	31.4	
Ce	65.3	65.3	60.32	63.4	15.6	13.07	70.5	44.4	43.4	57.7	34.4	55.7	71.4	73.2	65.9	67.91	60.2	68.7	45.56	29.82	17.4	27.3	64.3	64.3	
Pr	7.55	7.79	6.78	7.54	1.96	1.76	8.4	5.08	7.88	6.44	3.39	3.87	5.49	4.6	8.25	7.7	8.24	6.88	7.97	5.15	3.5	3.23	3.26	8.6	
Nd	29.8	33.5	24.75	31.9	8.34	7.54	34.1	19.3	33.3	24.3	13.9	15.7	20.7	15.4	31	29.8	32.84	26.6	30.9	19.1	13.5	13.1	13.1	26.5	
Sm	5.8	6.75	4.49	6.51	1.71	1.61	7.27	4.25	6.75	4.84	2.67	3.08	4.14	* 5.95	6.16	6.68	5.54	6.47	3.76	2.64	2.54	2.51	* 2.51	* 2.51	
Eu	1.64	1.94	1.17	1.79	0.481	0.51	2.11	1.25	1.91	1.3	0.81	0.907	1.17	* 1.5	1.75	1.74	1.56	1.81	1.06	0.74	0.733	0.735	* 0.735	* 0.735	
Gd	4.84	5.78	3.38	5.58	1.36	1.28	5.73	3.51	5.63	3.8	2.31	2.56	3.42	* 4.41	4.66	5.32	4.23	5.18	3.12	2.07	2.01	2.18	* 2.18	* 2.18	
Tb	0.76	0.89	0.44	0.68	0.2	0.17	0.8	0.57	0.8	0.56	0.35	0.38	0.55	* 0.61	0.65	0.69	0.61	0.75	0.43	0.28	0.32	0.32	* 0.32	* 0.32	
Dy	3.88	4.69	2.41	4.4	0.99	0.94	3.8	2.93	3.81	2.81	1.82	1.95	2.92	* 2.81	3.17	3.54	2.92	3.69	2.37	1.51	1.53	1.61	* 1.61	* 1.61	
Ho	0.75	0.87	0.43	0.83	0.18	0.16	0.69	0.56	0.69	0.54	0.35	0.37	0.56	* 0.5	0.57	0.61	0.54	0.68</							

### شیمی کانیها

#### پیروکسن

پیروکسن به غیر از داسیتها، در سایر واحدهای سنگی منطقه مشاهده می‌شود. کلیه پیروکسنها از نوع کلینوپروکسن بوده و ترکیب آنها در قلمرو پیروکسنهای آهن- منیزیم-کلسیم قرار دارد (Morimoto *et al.*, 1988). ترکیب شیمیایی آنها با توجه به مطالعات الکترون مایکروپروب (بهادران، ۱۳۶۸) در تراکی آندزیتها و پتاسیم تراکی بازالتها در حد سالیات و در شوشونیتها از نوع دیوسید - اوزیت است.



شکل ۳- پلازیوکلاز با زونینگ نوسانی در یک داسیت که متحمل دگرسانی سربستی شده است.



شکل ۴- نمایی از یک بلور کلینوپروکسن دارای بافت اسفنجی.

پلازیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز است. پلازیوکلازها بر مبنای مطالعات الکترون مایکروپروب دارای زونینگ عادی و گاه نوسانی هستند (شکل ۳). زونینگ نوسانی به اعتقاد بسیاری محققان محصول فرایند اختلاط ماگمایی است (Haalsor, 1989; Perugini *et al.*, 2005) در حاشیه بعضی از بلورهای این کانی آثار خوردگی دیده می‌شود که می‌توان آنرا به تغییرات فشار و یا عدم تعادل شیمیایی فنوکریستها با ماگمای سازنده در هنگام خروج گدازه نسبت داد (شلی، ۱۹۹۳). آمفیبول و بیوتیت در نمونه‌های مورد مطالعه اوباسیتی شده‌اند و بلورهای کوارتز دارای خوردگی خلیجی هستند.

#### سنگهای حدواسط- بازیک

این گروه شامل تراکی آندزیت، شوشونیت و تراکی بازالت پتاسیک هستند. بافت رایج در آنها میکروولیتی پرفیری، میکروگرانولار، گلوومروپرفیری و ویتروپرفیری است. مهم‌ترین فنوکریست آنها کلینوپروکسنهای اسفنجی است. بافت اسفنجی در درشت‌بلورهای پیروکسن به واسطه انکلوژین‌های فراوان آلکالی فلدسپار ایجاد شده است (شکل ۴). مطالعات SEM و مایکروپروب حاکی از وجود زونینگ عادی و گاه ناقص (Patchily Zonation) در آنها است. زونینگ ناقص در بلورهای کلینوپروکسن در صورت همراه بودن با سایر شواهد بافت‌های غیرتعادلی به عنوان نشانه‌ای از اختلاط ماگمایی در نظر گرفته می‌شود (Sakuyama, 1978; Pe-Piper, 1983). سایر کانی‌های مافیک شامل آمفیبول و بیوتیت با حاشیه سوخته است. فنوکریستهای پلازیوکلاز با زونینگ عادی (با ابعادی از ۱/۱۵ تا ۱ میلیمتر) و سانیدین به عنوان کانی‌های فلیسک در متن سنگ حضور دارند.

### فلدسپار

فراوان‌ترین کانی موجود در سنگ‌های منطقه است که شامل پلازیوکلاز و فلدسپار پتاسیم‌دار می‌شود. ترکیب پلازیوکلازها در محدوده نسبتاً گسترده‌ای از آلیت تا آندزین در نوسان است. پلازیوکلاز موجود در داسیتها، در محدوده الیگوکلاز (An-18-19) و در برخی موارد تا آندزین است. در تراکی آندزیتها، حاشیه بلور با ترکیب (An-29) مشخص می‌شود و در مرکز بلور به An-32 می‌رسد. در شوشونیتها فلدسپارها ترکیب آلکالی داشته و از آلیت با خلوص بالا (An-1-3%) و یا سانیدین (Or: 65- 86%) تشکیل شده است.

### آمفیبول

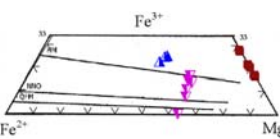
این کانی در کلیه واحدهای سنگی ناحیه، به استثنای شوشونیتها، حضور دارد. ترکیب عمومی آمفیبولها از نوع کلسیک است (Leake *et al.*, 1997). با توجه به بررسی‌های الکترون مایکروپروب ترکیب این کانی در داسیتها و تراکی آندزیتها از نوع هورنبلند هاستینگزیتی منیزیم‌دار است و در تراکی بازالت پتاسیک این ترکیب به سمت هاستینگزیت منیزیم‌دار تغییر می‌یابد.

### میکا

ترکیب میکاهای موجود در سنگ‌های ناحیه با در نظر گرفتن داده‌های الکترون مایکروپروب، در دو گروه بیوتیت‌های غنی از تیتان و فلوگوپیت قرار می‌گیرد. بیوتیت‌های غنی از تیتان (درصد ۵-۵۳ TiO<sub>2</sub>) که عدد منیزیم (Mg/Mg+Fe) آنها ۶۳-۴۵ است و عمدتاً در داسیتها و تراکی آندزیتها مشاهده شده‌اند.

فلوگوپیتها با میزان تیتان پایین‌تر (۱/۷-۳/۲ درصد) و عدد منیزیم بالاتر (۸۶-۷۳) در پتاسیم تراکی بازالت‌های دیده شده‌اند. اندیس اشباع‌شدگی آلومینیم ASI (نسبت مولکولی Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) بیوتیت‌های ناحیه در تراکی آندزیتها و پتاسیم تراکی بازالتها پایین است (۱/۳-۱/۱) که این امر انعکاسی از انکوتیونه پایین آلومینیم در ماگما تلقی می‌گردد (Helmy *et al.*, 2004). در حالی که درجه اشباع‌شدگی آلومینیم در داسیتها بالا است (۲/۱-۱/۹) که می‌تواند از محتوای پایین K<sub>2</sub>O داسیتها ناشی شود.

با توجه به توانایی بیوتیتها در تخمین میزان فوگاسیته اکسیژن ماگما از نمودار Eugster and Wones (۱۹۶۵) استفاده شده است. نمونه‌های پتاسیم تراکی بازالت و تراکی آندزیت بالاتر از بافر هماتیت-مگنتیت (خط HM) قرار گرفته‌اند (شکل ۵). این امر بیانگر فوگاسیته بالای ناشی از اکسایش هنگام فیوران است و سبب‌شده بخش اعظم Fe<sup>2+</sup> به Fe<sup>3+</sup> تبدیل شود (در مورد تراکی بازالت پتاسیک فوگاسیته بسیار بالا بوده و تقریباً تمامی Fe<sup>2+</sup> به Fe<sup>3+</sup> تبدیل شده است).



شکل ۵- تخمین فوگاسیته اکسیژن با استفاده از نمودار Wones and Eugster (۱۹۶۵) که حاکی از بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده ناحیه است. علامت مربع، مثلث رو به بالا و مثلث رو به پایین، به ترتیب پتاسیم تراکی بازالت، تراکی آندزیت و داسیت می‌باشند.

تلور بخشی در سنگ‌های ماگمایی را نتیجه گرفت (Tankut *et al.*, 1998)

از سوی دیگر با توجه به حساسیت عناصر Rb و Zr نسبت به فرایند آغشنگی پوسته‌ای (De Paolo, 1981) از نمودار تغییرات Zr/Rb در مقابل Rb استفاده شده است (شکل ۹).

روند نزولی نمودار مذکور بیانگر مشارکت فرایند آغشنگی پوسته‌ای در شکل‌گیری سنگ‌های آتشفشانی ناحیه عروسان است. در نمودارهای انکبوتی که بر اساس داده‌های (Sun and McDonough, 1989) نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند (شکل ۱۰) تهی‌شدگی مشخصی از عناصر Ta و Ti، Nb، و در سنگ‌های با SiO<sub>2</sub>>60 تهی‌شدگی Th دیده می‌شود. از سوی دیگر سنگ‌های ناحیه غنی‌شدگی از عناصر LIL نظیر Sr و K نشان می‌دهند. همچنین در کلیه نمونه‌ها غنی‌شدگی مشخصی از Pb دیده می‌شود که آن را به آلیش پوسته‌ای نسبت داده‌اند.

تهی‌شدگی از عناصر HFSE و غنی‌شدگی از عناصر LILE از مشخصه‌های ماگماتسم مربوط به زون‌های فرورانش است و از ویژگی‌های ماگماهای شوشونیتی شمرده می‌شود (Foley and Wheller, 1990; Saunders *et al.*, 1980)

تهی‌شدگی TNT (Ta و Nb) با جدشایی کانی‌های تیتان‌دار (نظیر اسفن، الیمنیت) مرتبط است. از سوی دیگر برخی از محققان نظیر Edwards و همکاران (۱۹۹۴) تهی‌شدگی مذکور را به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگماهای زون فرورانش مرتبط دانسته‌اند، زیرا در شرایطی که فوگاسیته اکسیژن بالا باشد، دمای بیشتری برای ذوب کانی‌های تیتانیم‌دار نیاز است.

بررسی ژئوشیمی و فرآیندهای مؤثر در تحول ماگما

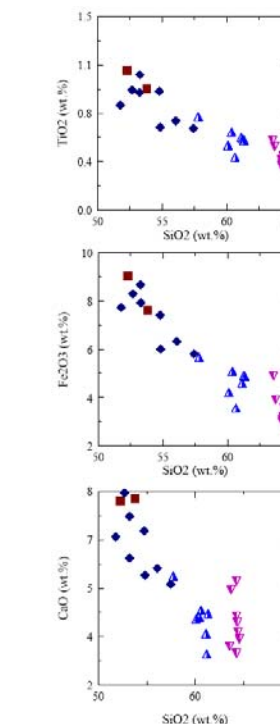
ترکیب شیمیایی آتشفشانی محدوده مورد بررسی در محدوده‌ای از سیلیس بین ۶۴/۵۶-۵۲/۱۳ در نوسان بوده و میانگین سیلیس موجود در این سنگها ۵۶/۱۲ است. مجموع عناصر آلکالی (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) آنها بین ۶/۷۶-۸/۹۶ است و میانگین TiO<sub>2</sub> در سنگ‌های منطقه ۰/۲۴ است، که حاکی از پایین بودن میزان تیتانیم آنهاست. میزان Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در این سنگها ۱۴/۱۶-۱۸/۹ است.

با توجه به روند خطی که در نمودار هارکر عناصر اصلی دیده می‌شود (شکل ۶) می‌توان نتیجه‌گیری نمود که فرایند تلور بخشی در تکون سنگ‌های ماگمایی منطقه نقش مهمی داشته است.

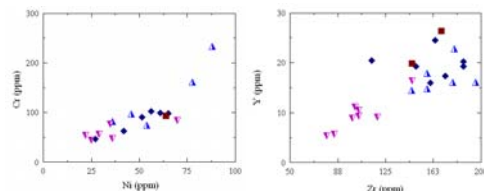
روند نزولی Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>، MgO و TiO<sub>2</sub> به ترتیب به تلور بخشی کلینوپروکسن و اکسیدهای آهن و تیتان (یلیمنیت، اسفن) نسبت داده می‌شود. همچنین روند نزولی CaO و P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> نیز بیانگر تلور پلازیوکلاز و آپاتیت است. تغییرات مشاهده شده در میزان Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> معمولاً به جدایش پلازیوکلاز نسبت داده می‌شود. رفتار هماهنگ Cr و Ni (شکل ۷-الف) حاکی از مشارکت عناصر مذکور در ساختار کلینوپروکسن است (Wilson, 1989). همچنین همبستگی مثبت دو عنصر Y و Zr (شکل ۷-ب) نشانه تلور بخشی کلینوپروکسن و پلازیوکلاز در سنگ‌های آتشفشانی ناحیه است (Atherton *et al.*, 1985).

به منظور تعیین نقش فرایندهای AFC در تحول سنگ‌های ماگمایی منطقه از نمودار تغییرات Zr/Nb مقابل سیلیس استفاده نموده‌ایم (شکل ۸). با توجه به دامنه محدود تغییرات Zr/Nb می‌توان اهمیت فرایند

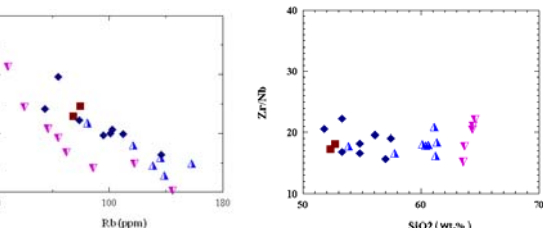
میزان Nb و Ta است و لذا شکل‌گیری انومالی منفی مذکور توسط آمفیبول کنترل می‌گردد.



شکل ۶- نمایش نمودارهای هارکر اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس برای سنگ‌های ناحیه مورد مطالعه، علامت  $\blacktriangle$  و  $\blacklozenge$  به ترتیب پتاسیم تراکی بازالت، تراکی آندزیت، شوشونیت و داسیت است.



شکل ۷- الف) دیاگرام Cr در مقابل Ni همبستگی مثبت عناصر مذکور نشانه شرکت آن‌ها در ساختار کلبیوپروکسن است (Wilson, 1989) ب) روند مثبت تغییرات Y در برابر Zr مبین تبلور همزمان کلبیوپروکسن و پلازیوکلاز در سنگهای آتشفشانی ناحیه دارد. (Atherton et al., 1985). علامت مشابه شکل ۶ است.

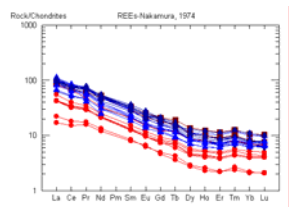


شکل ۸- نمودار تغییرات Zr/Nb در برابر SiO<sub>2</sub> که حاکی از نقش موثر فرایند تبلور بخشی در تحول سنگهای ماگمایی منطقه است (Tantut et al., 1998). علامت مشابه شکل ۶ است.

شواهد بافتی نظیر زونینگ نوسانی در پلازیوکلازها، خردگی شیمیایی در حاشیه بلورهایی نظیر پلازیوکلاز و کوارتز همچنین وجود زونینگ ناقص در کلبیوپروکسن‌ها می‌تواند مربوط به نقش اختلاط ماگمایی در تکوین ماگمای تشکیل دهنده سنگهای منطقه عروسان باشد. برای تعیین سرشت ماگمایی سنگهای ناحیه از نمودار K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub> استفاده شده است. در

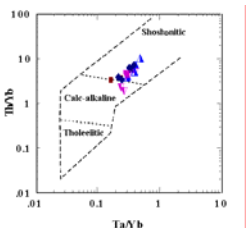
این نمودار (شکل ۱۱) سنگهای بازیک در محدوده شوشونیت‌ها و غالب سنگهای اسیدی در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم بالا واقع شده‌اند. علاوه بر این در نمودارهای Ta/Yb در برابر Ce/Yb (Pearce, 1982) و Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Muller et al., 1992) Ta/Yb غالب نمونه‌ها در محدوده شوشونیت قرار گرفته‌اند. برخی از نمونه‌های داسیتی در نمودار اخیر در قلمرو کالک‌آلکان قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲).

کافی منجر به افزایش نسبت La/Yb در مذاب می‌گردد. همچنین، الگوهای عناصر نادرخاکی فاقد آنومالی Eu است. فقدان آنومالی Eu می‌تواند با بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در سنگهای ناحیه مرتبط باشد. از سوی دیگر تبلور همزمان آمفیبول و پلازیوکلاز در سنگهای اسیدی و تبلور همزمان کلبیوپروکسن و پلازیوکلاز در سنگهای بازیک نیز می‌تواند سبب حذف آنومالی Eu شود. زیرا آمفیبول و کلبیوپروکسن دارای آنومالی منفی Eu و پلازیوکلاز واجد آنومالی مثبت Eu است، حضور کانی‌های مذکور در کنار یکدیگر منجر به تعدیل آنومالی Eu خواهد شد (Martin, 1999).



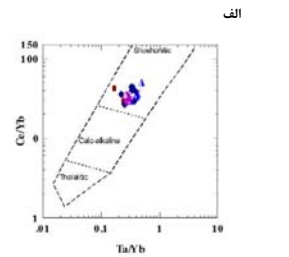
شکل ۱۲- الگوهای عناصر نادر خاکی پنج‌جاری شده بر اساس داده‌های (Nakamura, 1974). علامت مشابه شکل ۶ است.

شکل مقعر الگوهای مذکور به تفریق آمفیبول نسبت داده می‌شود (Alther et al., 2000). زیرا تفریق این

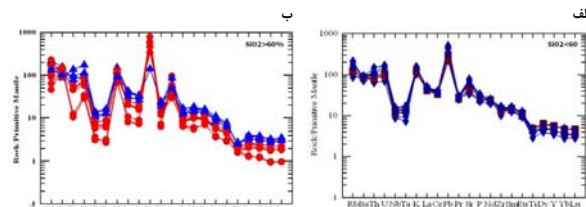


شکل ۱۳- نمودارهای تعیین سرشت ماگمایی با استفاده از نسبت عناصر غیر متحرک الف) نسبت Ce/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1982) ب) نسبت Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Muller et al., 1992) غالب نمونه‌ها در قلمرو شوشونیت‌ها واقع شده‌اند.

در محیط‌های کشتی پشت قوس (Bonadiman et al., 1993) و نواحی پس از تصادم (Wenzel et al., 1997) و نیز زون‌های ریفتی به وجود می‌آیند. تصور کلی بر این است که بخش عمده سنگ‌های پتاسیم‌دار از ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفر

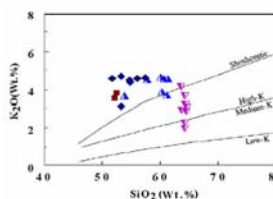


تعیین جایگاه تکتونیکی به‌طور کلی شوشونیت‌ها در حاشیه ورق‌های همگرا، در قوس‌های بالغ (Morrison, 1980) و نیز در قوس‌های ماگمایی که در مراحل آغازین فعالیت (Stern et al., 1988) هستند، تشکیل می‌شوند. همچنین شوشونیت‌ها



شکل ۱۵- نمودارهای عتکوبیتی پنج‌جاری شده نسبت به گوشته اولیه بر اساس داده‌های (Sun and McDonough, 1989) الف) سنگهای با SiO<sub>2</sub> کمتر از ۶۰ درصد، ب) سنگهای با SiO<sub>2</sub> بیش از ۶۰ درصد.

الگوی عناصر نادر خاکی که بر اساس داده‌های Nakamura (۱۹۷۴) نسبت به کندریت‌ها عادی‌سازی شده‌اند، غنی‌شدگی مشخصی از LREE نسبت به HREE را به نمایش می‌گذارد (شکل ۱۴) که این نکته مبین نرخ پایین ذوب‌بخشی و در عین حال، حضور گارت در پس‌مانده ذوب است.



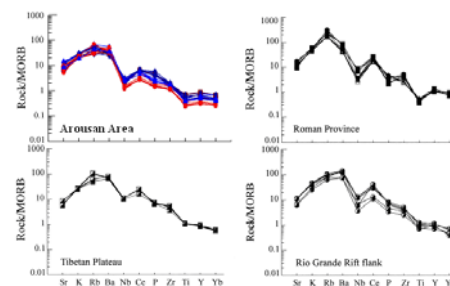
شکل ۱۶- نمودار K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub> سنگهای بازیک در محدوده شوشونیت‌ها و غالب داسیت‌ها در محدوده کالک‌آلکان پتاسیم بالا قرار گرفته‌اند (Peccerillo and Taylor, 1976)

شکل ۱۷- نمودارهای عتکوبیتی پنج‌جاری شده نسبت به گوشته اولیه بر اساس داده‌های (Sun and McDonough, 1989) الف) سنگهای با SiO<sub>2</sub> کمتر از ۶۰ درصد، ب) سنگهای با SiO<sub>2</sub> بیش از ۶۰ درصد.

از سوی دیگر ترکیب کانی شناسی سنگ‌های مورد مطالعه نظیر بالا بودن عدد منیزیم بیوتیت (با میانگین حدود ۶۳) (طبق نظر Jiang et al., 2002) و ترکیب کلبیوپروکسن‌ها که در محدوده سالیته اوزیت قرار دارد (بر اساس نظر Morrison, 1980) نیز موبد ماهیت شوشونیتی این سنگ‌ها است. در عین حال بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده سنگ‌های مذکور از مشخصات ماگماتیسیم شوشونیتی است (Fowler, 1988).

همچنین نمودارهای عتکوبیتی که بر اساس داده‌های Pearce (۱۹۸۲) نسبت به MORB عادی‌سازی شده، ترسیم گردید و با سه نمونه از شوشونیت‌های مهم دنیا (فلات تبت، ریفت ریوگراندا و ایالت رومان) مورد مقایسه قرار گرفت. همان‌گونه که در شکل ۱۳ ملاحظه می‌شود الگوی کلی نمودار عتکوبیتی ناحیه عروسان بسیار مشابه با فلات تبت است و آنومالی منفی Sr، Ti و Nb و آنومالی مثبت Ce، Zr و Rb در نمودارهای مربوط به هر دو منطقه مشاهده می‌شود.

این امر به پایداری فلوگوئیت یا هورنبلند منجر می‌گردد (Turner et al., 1996)



شکل ۱۷- نمودارهای عتکوبیتی عادی‌سازی شده نسبت به MORB (Pearce, 1982) مربوط به ناحیه مورد مطالعه و مقایسه آن با شوشونیت‌های ایالت رومان، ریفت ریوگراندا و فلات تبت (Alcibi, 1998)

سیلیس بیش از ۶۰٪ (تراکی‌آندزیت‌ها و داسیت‌ها) اقدام شده است. بر این اساس نمونه‌ها در محدوده VAG که در واقع سنگ‌های مرتبط با قوس‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش است، واقع شده‌اند (شکل ۱۶). به منظور آگاهی از ترکیب کانی شناسی سنگ منشأ مدل‌سازی رقومی بر اساس داده‌های مربوط به E- MORB از Sun and McDonough (۱۹۸۹) و ضرایب توزیع La و Yb از Klein و همکاران (۱۹۹۷)، Van Westrenen و همکاران (۲۰۰۱) و همکاران (۲۰۰۲) انجام شده است. در این مدل‌سازی چهار مدل زیر در نظر گرفته شده است:

جهت تعیین موقعیت تکتونوماگمایی گدازه‌های ناحیه از نمودارهای Zr-Y (Le Maitre et al., 1989) و TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Muller and Groves, 1997) (شکل ۱۵) که نشانگر یک محیط تکتونیکی وابسته به قوس‌های ماگمایی برای سنگ‌های منطقه است. همچنین برای تعیین جایگاه تکتونیکی سنگ‌های پتاسیم ناحیه از نمودارهای Pearce (۱۹۸۴) استفاده شده است. این نمودار معمولاً برای تفکیک محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها به‌کار می‌رود اما می‌توان از آن برای تمایز محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا حدواسط نیز استفاده کرد (رولینسون، ۱۹۹۲). لذا در این قسمت با به‌کارگیری نمودارهای مذکور، به تعیین خاستگاه تکتونیکی نمونه‌های با

۵۰٪ کلبیوپروکسن،



### فرم اشتراک مجله پتروولوژی

نام و نام خانوادگی:

با ارسال فیش بانکی به مبلغ ۸۰۰۰۰ ریال (هزینت پست و اشتراک) به حساب شماره ۲۱۷۷۲۴۰۲۳۸۰۰۲ بانک ملی، شناسه پرداخت ۱۱۰۲۲۷ شعبه دانشگاه اصفهان، به نام درآمدهای اختصاصی دانشگاه اصفهان، متقاضی اشتراک یک ساله (چهار شماره) مجله پتروولوژی می‌باشم. لطفاً مجله را از شماره ..... به نشانی زیر ارسال نمایید.

نشانی: .....

کد پستی: ..... تلفن: .....

فیش بانکی به شماره (.....) ضمیمه است. تاریخ: امضاء

نشانی: اصفهان - دانشگاه هزار جریب - دانشگاه اصفهان - معاونت تحقیقات و فناوری - دفتر مجله پتروولوژی - امور مشترکین  
دورنگار: ۰۲۱۱-۷۹۳۲۱۷۷



### فرم اشتراک مجله پتروولوژی

نام و نام خانوادگی:

با ارسال فیش بانکی به مبلغ ۸۰۰۰۰ ریال (هزینت پست و اشتراک) به حساب شماره ۲۱۷۷۲۴۰۲۳۸۰۰۲ بانک ملی، شناسه پرداخت ۱۱۰۲۲۷ شعبه دانشگاه اصفهان، به نام درآمدهای اختصاصی دانشگاه اصفهان، متقاضی اشتراک یک ساله (چهار شماره) مجله پتروولوژی می‌باشم. لطفاً مجله را از شماره ..... به نشانی زیر ارسال نمایید.

نشانی: .....

کد پستی: ..... تلفن: .....

فیش بانکی به شماره (.....) ضمیمه است. تاریخ: امضاء

نشانی: اصفهان - دانشگاه هزار جریب - دانشگاه اصفهان - معاونت تحقیقات و فناوری - دفتر مجله پتروولوژی - امور مشترکین  
دورنگار: ۰۲۱۱-۷۹۳۲۱۷۷

### Geochemistry and Petrogenesis of volcanic rocks from the Arousan-e- Kaboudan (NE of Anarak)

Jamshid Ahmadian<sup>1</sup>, Noushin Bahadoran<sup>1</sup>, Ghodrat Torabi<sup>2</sup> and Mamuro Murata<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Payame Noor University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>3</sup> Department of Geosciences, Naruto University of Education, Japan

#### Abstract

The volcanic complex of the (NE Nain) is part of Central Iran (Yazad block). This complex consists of intermediate to acidic volcanic rocks and includes dacite, trachyandesite, shoshonite and potassic trachybasalt. Mineralogical characteristics such as chemical composition of clinopyroxene (diopside to augite), and high Mg number of biotites as well as geochemical ratios of Th/Yb, Ce/Yb, and Ta/Yb indicate that lavas are shoshonitic in nature. The lack of Eu anomaly is an indicative of high oxygen fugacity, a diagnostic feature of shoshonitic magmas. The pattern of rare earth elements and spider diagrams show LREE and LILE enrichment and HFSE (Ti, Ta, Nb) depletion which are the characteristics of subduction related magmas. Geochemical studies reveal that in addition to fractional crystallization, crustal contamination and magma mixing affected on the evolution of magma which has produced the volcanic rocks in the studied area. Based on the accomplished modeling, the source rock has possibly been a garnet amphibolite (including 0-10% garnet content) liable for generating the study volcanic rocks.

**Key words:** Volcanic rocks, Shoshonite, Geochemistry, Arousan-e-Kaboudan

## Petrogenesis of the granitoid body in the south of Shazand (South western Arak)

Zahra Tahmasbi<sup>1\*</sup>, Mahmoud Khalili<sup>2</sup>, Ahmad Ahmadi khalaji<sup>3</sup> and Mohammad Ali Makki zadeh<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Lorestan, Khorramabad, Iran

<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

<sup>3</sup> Department of Geology, Faculty of sciences, University of Lorestan, KhorramAbad, Iran

### Abstract

The Astaneh granitoid massif represents a small portion of Sanandaj – Sirjan zone and consists of tonalite, granodiorite, monzogranite and rhyodacite, being the granodiorites the most dominant rocks. Petrological, mineralogical, field and geochemical investigations suggest that the Astaneh granitoid is similar to those of the high-K calc-alkaline series, metaluminous to weakly peraluminous, and displays features typical of I-type granites. Low  $Al_2O_3 / (FeO+MgO+TiO_2)$  and  $(Na_2O+K_2O) / (FeO+MgO+TiO_2)$  ratios, and the trace and rare-earth elements patterns suggest that these rocks formed along a destructive plate margin and were derived from a lower crustal source. The granitoid magma involves partial melting of lower crustal protoliths (Amphibolites) and fractional crystallization of the melts in higher crustal levels generated the whole spectrum of rock types represent in the Astaneh massif. Mantle-derived basaltic magmas emplaced into the lower crust are the most likely heat sources for partial melting.

**Keywords:** Petrology, Astaneh, Sanandaj-Sirjan zone, Geochemistry of granitoid, I-type granite, Crustal source

\*zahra\_tak@yahoo.com

## Mineralization study on iron ores from Qatruyeh area, northeast Neyriz, Sanandaj-Sirjan zone using hydrothermal alteration evidences and fluid inclusion studies

Mohammad Ali Rajabzadeh<sup>\*</sup> and Sina Asadi

Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, Shiraz University, Shiraz, Iran

### Abstract

Field, mineralogical and geochemical investigations indicate that Qatruyeh area, northeast Neyriz, has experienced two different stages of metasomatic-hydrothermal alterations with dominance of magnetite mineralization. Replacement textures and mineral assemblages in host rock reveal that the mineralization and hydrothermal alteration occurred in two stages. The first stage of alteration includes of Na-Ca alteration accompanying magnetite ores with mineral paragenesis of Paragonite + Siderite + Titanite + Tourmaline ± Tremolite ± Pyrite ± Chalcopyrite. Na-Ca alteration related to epigenetic ore mineralization tends to be developed in deeper levels along bedding. The second stage indicates a sericitic-propylitic alteration which occurred with widespread veins and veinlets of hematite. Mineral paragenesis consists of sericite + quartz + epidote + chlorite ± magnetite. Analytical data on metacarbonate host rock show that LILEs and REEs were depleted whereas HFSEs were enriched during the alterations. Data from fluid inclusions suggest that low grade magnetite ores were deposited at temperatures between 180 and 435°C and pressures <280 bars from NaCl-MgCl<sub>2</sub>-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>-bearing fluids with salinities between 3.5 and 15 weight percent NaCl equivalent.

**Keywords:** Mineralization, Iron, Hydrothermal, Fluid inclusion, Qatruyeh

\*rajabzad@geology.susc.ac.ir

## Using trace and rare elements to determine the sources of the granodioritic-granitic and dioritic magmas in the Qorveh Plutonic Assemblage

Ashraf Torkain

Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

### Abstract

The Qorveh Plutonic Assemblage (QPA) is located in south of Qorveh, about 80 Km NW Hamedan, between 47° 42' and 48° E-longitude and between 34° 50' and 35° 10' N-latitude. It was emplaced in a Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ). Mafic and felsic intrusions have been identified within the QPA and this paper focuses on the geochemistry of three main units of this assemblage. These units have been identified on the basis of field observations, mineralogical and geochemical characteristics consisting of diorites, granodiorites and granites. The gabbro-diorite plutons are characterized by SiO<sub>2</sub> contents between 48 and 54 wt %, low abundances of incompatible elements (Ba, Nb and La) relative to mantle, but rather are similar to their average in the middle crust. In addition, they have  $Al_2O_3 / (MgO+FeO) = 0.98-1.54$  and molar  $CaO / (MgO+FeO) = 0.59-0.71$  and they were probably derived from a mafic crustal source. The geochemical features combined with the high volume of the granitoid rocks (the granodiorite and granite) are inconsistent with an origin via the differentiation of mantle-derived basaltic parent magma and assimilation. The granodioritic and the granitic rocks show moderate values of molar  $Al_2O_3 / (MgO+FeO)$  and molar  $CaO / (MgO+FeO)$  suggesting an origin involving dehydration melting of a metagreywacke source. Geochemical data on REEs, Y, Rb, and Sr in the latter units indicate that amphibole and plagioclase in the absence of garnet, were the major fractionating phases during magma segregation.

**Key words:** Granodiorite, Granite, Mafic crust, Metagreywacke, Sanandaj- Sirjan zone, Qorveh

\*a-torkian@basu.ac.ir

## Mineralogical Characteristics and Related Alteration Types in the Nabijan Ore Occurrence, East Azerbaijan, NW Iran

Farideh Vaziri Heshi<sup>1</sup>, Mohammad Lotfi<sup>2</sup>, Mohammad Hashem Emami<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Research Institute of Earth Science, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Research Institute of Earth Science - Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran

<sup>3</sup> Research Institute of Earth Science - Islamic Azad University, Islamshahr Branch, Tehran, Iran

### Abstract

The Nabijan Cu-Au exposure is located in 20 Km southwest of Kaleibar. On the basis of structural classification it is situated in the zone of Alborz-Azarbajian. The diorite-monzodiorite to gabbro-monzogabbro intrusive units of the area with Oligocene age, is intruded into the calcareous and volcanic rocks of the upper Cretaceous lead to metamorphism of the country rocks as well as the original body. Four hydrothermal zones including potassic, phyllic, silicification and tourmalization are recognized. Pyrite, native gold, chalcopyrite, arsenopyrite, sphalerite, chalcocite, malachite, azurite and hematite are present. Based on geochemical exploration studies and collection of 425 samples, the content of Cu varies from 41200 to 12 ppm. The average content of gold is 0.44 ppm. The formation and occurrence of Au and Cu mineralization are controlled by structural and geochemical ingredient.

**Key words:** Nabijan ore occurrence, Alteration, Copper, Native gold

\*vaziriheshi@yahoo.com



## Geochemical modeling of partial melting on the Tall-e-Pahlevani migmatitic xenoliths, Shahr-e-Babak

Abdolnaser Fazlnia

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Urmia, Urmia, Iran

### Abstract

Falling down of pieces of garnet-biotite-kyanite schists from the Qori metamorphic complex (southern part of Sanandaj-Sirjan zone, northeast Neyriz) into the Tall-e-Pahlevani intrusion, with an initial composition of leuco-quartz diorite-anorthosite, led to these schists (xenoliths) undergo highly contact metamorphic degrees up to pyroxene hornfels facies, and hence were formed felsic migmatites. Melt volume size produced (leucosome) based on minor element geochemical modeling was about 50 to 70 vol. %. Some parts of the partial melts (probably <25 vol. %) were extracted from the xenoliths, joined each other, and produced small patches of the per-aluminous granites.

**Key words:** Geochemical modeling, Partial melting, Migmatite, Metapelite, REE

\*a.fazlnia@urmia.ac.ir

## Introducing the Ghorveh fibrolites and their formation condition

Hadi Omrani<sup>1\*</sup>, Mohsen Moayyed<sup>2</sup>, Ahmad Jahangiri<sup>2</sup> and Mohsen Moazzen<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Natural Earth Science, University of Golestan, Gorgan, Iran  
<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of Natural Earth Science, University of Tabriz, Tabriz, Iran

### Abstract

The metamorphic rocks of the Ghorveh area, southeast of Sanandaj, are classified as a part of the Sanandaj-Sirjan metamorphic zone. South of Ghorveh includes an assemblage of regional and contact metamorphic rocks as a result of intrusion of igneous plutons. Different types of metamorphic rocks are produced in this regard. Metapelites have two generations of andalusite, cordierite and garnet produced by two distinct contacts metamorphism. Fibrolites are associated with andalusite, garnet, biotite and muscovite near Sartip Abad intrusion. Fibrolite growth without deformation and randomly on biotite and andalusite shows that fibrolites have formed at the latest stage of intrusion phase in this area. The textural studies of fibrolites show that they are of disharmonious type. Thermobarometry shows pressure and temperature lower than 3 Kb and 700°C in KMAH sub-system, respectively. Some textural evidence are consistent with continuation of fibrolite growth after ductile deformation.

**Key words:** Ghorveh, Metamorphism, Metapelite, Fibrolite

\*omrani.hadi@yahoo.com

**Petrology**  
1<sup>st</sup> Year, No. 1, Spring 2010  
ISSN: 2228-5210

### Content

◆ <b>Introducing the Ghorveh fibrolites and their formation condition</b> Hadi Omrani, Mohsen Moayyed, Ahmad Jahangiri and Mohsen Moazzen	1
◆ <b>Geochemical modeling of partial melting on the Tall-e-Pahlevani migmatitic xenoliths, Shahr-e-Babak</b> Abdolnaser Fazlnia	2
◆ <b>Mineralogical Characteristics and Related Alteration Types in the Nabijan Ore Occurrence, East Azerbaijan, NW Iran</b> Farideh Vaziri Heshi, Mohammad Lotfi, Mohammad Hashem Emami	3
◆ <b>Using trace and rare elements to determine the sources of the granodioritic-granitic and dioritic magmas in the Qorveh Plutonic Assemblage</b> Ashraf Torkain	4
◆ <b>Mineralization study on iron ores from Qatruyeh area, northeast Neyriz, Sanandaj-Sirjan zone using hydrothermal alteration evidences and fluid inclusion studies</b> Mohammad Ali Rajabzadeh and Sina Asadi	5
◆ <b>Petrogenesis of the granitoid body in the south of Shazand (South western Arak)</b> Zahra Tahmasbi, Mahmood Khalili, Ahmad Ahmadi khalaji and Mohammad Ali Makki zadeh	6
◆ <b>Geochemistry and Petrogenesis of volcanic rocks from the Arousan-e- Kaboudan (NE of Anarak)</b> Jamshid Ahmadian, Noushin Bahadoran, Ghodrat Torabi and Mamuro Murata	7

#### Referees committee (1<sup>st</sup> Year, No. 1, Spring 2010)

We express our deep gratitude to the following faculty members of the universities and of educational-research Institutes who have cooperated in evaluation and assessment of the articles of this issue of Journal of Petrology:

Dr. Alijan Aftabi	Shahid Bahonar University
Dr. Majid Ansari Jafari	Shahrood University of Technology
Dr. Hashem Bagheri	University of Isfahan
Dr. Ali Darvish zadeh	Islamic Azad University, Lahijan Branch
Dr. Jamshid Eftekhari nejad	Research Institute of Earth Science
Dr. Mohammad Hashem Emami	Islamic Azad University, Islamshahr Branch
Dr. Seyed Massoud Homam	Ferdowsi University
Dr. Morteza Khalatbari	University of Isfahan
Dr. Mahmoud Khalili	University of Isfahan
Dr. Mohammad Ali Makki zadeh	University of Isfahan
Dr. Mohsen Moezzen	University of Tabriz
Dr. Alikhan Nasr Esfahani	Islamic Azad University, Khorasgan Branch
Dr. Moussa Kalimi Noghreyan	University of Isfahan
Dr. Mosayeb Sabzehei	Research Institute of Earth Science
Dr. Ali Asghar Sepahi Garoo	Bu-Ali Sina University
Dr. Seyed Mohsen Tabatabaei manesh	University of Isfahan
Dr. Babak Vahabi Moghadam	Islamic Azad University, Khorasgan Branch

## Petrology (Scientific Research Journal) 1<sup>st</sup> Year, No. 1, Spring 2010 ISSN: 2228-5210

Managing Editor: Dr. Mahmoud Khalili

Editor-in-Chief: Dr. Iraj Noorbehesht

#### Editorial Board

Dr. Sadredin Amini	Tarbiat Moallem University
Dr. Mohsen Arvin	Shahid Bahonar University
Dr. Naser Arzani	Payame Noor University of Isfahan
Dr. Ali Darvish zadeh	Islamic Azad University, Lahijan Branch
Dr. Mohammad Hashem Emami	Islamic Azad University, Islamshahr Branch
Dr. Daryosh Esmaeili	University of Tehran
Dr. Ali Kananian	University of Tehran
Dr. Mahmoud Khalili	University of Isfahan
Dr. Hossein Mahdi zadeh Shahri	Shahrood University of Technology
Dr. Seyed Ahmad Mazaheri	Ferdowsi University
Dr. Mohsen Moazzen	University of Tabriz
Dr. Abbas Moradian Shahr babaki	Shahid Bahonar University
Dr. Iraj Noorbehesht	University of Isfahan
Dr. Ali Asghar Sepahi Garoo	Bu-Ali Sina University
Dr. Mohammad Rahgoshay	Shahid Beheshti University

Executive and Manuscript Manager: Fariba Hadian

Literary Editor: Naser Karimpour

Scientific English Editor: Dr. Mahmoud Khalili

General Layout Designer: Behzad Hakiminia

Professional Layout Designer: Narges Shirdashat zadeh

Publisher: University of Isfahan

Address: University of Isfahan - Department of Technology and Research - Journal of Petrology Office.

Email: petrology@res.ui.ac.ir

*Journal of Petrology* has been ranked as a *scientific-research* journal based on the document number 3/11/2003 issued by the Evaluation Committee of Scientific Journals of Research and Technology Ministry in February, 2010; also it has been registered with *International Standard Serial Number (ISSN): 2228-5210* by National Library and Archives of Islamic Republic of Iran.

"Publication of this journal is accompanied by the cooperation of the University of Isfahan, Bu-Ali Sina University, Payame Noor University of Isfahan, University of Tabriz, Shahid Beheshti University, Shahrood University of Technology and Ferdowsi University."

The complete text of this Journal is available at the following sites:

<http://uijs.ui.ac.ir/ijp/>

<http://www.magiran.com>

<http://www.SID.ir>

<http://www.ISC.gov.ir>

Publication and Lithography: University of Isfahan Publications

Publisher: University of Isfahan

Price: 20000 Rials

Number of copies: 1000 Copies

Published in: Winter 2011

# Petrology

1<sup>st</sup> Year, No. 1, Spring 2010

Published by  
University of Isfahan Research Center