

بِسْمِ اللّٰهِ الرَّحْمٰنِ الرَّحِیْمِ  
زَیِّنَةُ الرَّحْمٰنِ

پتروولوزی  
علمی-پژوهشی

سال اول - شماره دوم - تابستان ۱۳۸۹

مجله پتروولوزی 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 پتروولوزی 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 پتروولوزی <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: بهار ۱۳۹۰

پتروولوزی  
شماره استاندارد بین المللی ۵۲۱۰-۲۲۲۸  
سال اول - شماره دوم - تابستان ۱۳۸۹  
علمی - پژوهشی

صاحب امتیاز: معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان  
مدیر مسئول: دکتر محمود خلیلی دانشگاه اصفهان  
سردبیر: دکتر ایرج نوریبخت دانشگاه اصفهان

#### اعضای هیأت تحریریه

دانشگاه پیام نور اصفهان	دکتر ناصر ارزانی
دانشگاه تهران	دکتر داریوش اسماعیلی
دانشگاه تربیت معلم تهران	دکتر صدرالدین امینی
دانشگاه اصفهان	دکتر محمود خلیلی
دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان	دکتر علی درویش زاده
دانشگاه شهید بهشتی	دکتر محمد رهگشای
دانشگاه بوعلی سینا	دکتر علی اصغر سیاهی گرو
دانشگاه تبریز	دکتر محسن مؤذن
دانشگاه فردوسی مشهد	دکتر سید احمد مظاهری
دانشگاه صنعتی شاهرود	دکتر حسین مهدی زاده شهری
دانشگاه اصفهان	دکتر ایرج نوریبخت

مدیر اجرایی: فریبا هادیان

ویراستار ادبی: ناصر کریم پور  
ویراستار انگلیسی تخصصی: دکتر محمود خلیلی  
صفحه آرای تخصصی: ترکس شیردشت زاده  
ناشر: انتشارات دانشگاه اصفهان

نشانی پستی: اصفهان - دانشگاه اصفهان - سازمان مرکزی - معاونت تحقیقات و فناوری - طبقه دوم - اداره چاپ، انتشارات و مجلات  
کد پستی: ۸۱۷۴۶۷۲۴۴۱ - دفتر مجله پتروولوزی  
نشانی پست الکترونیک: [petrology@res.ui.ac.ir](mailto:petrology@res.ui.ac.ir)

#### داوران علمی این شماره (سال اول - شماره دوم - تابستان ۱۳۸۹)

اعضای محترم هیأت علمی دانشگاه ها و مؤسسات آموزشی و پژوهشی کشور که در داوری و ارزیابی مقالات این شماره از مجله علمی - پژوهشی پتروولوزی همکاری داشته اند، معرفی شده و از خدمات علمی آنها تقدیر می گردد:

دانشگاه شهید باهنر	دکتر علیجان آفتابی
سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور	دکتر جمشید افتخار نژاد
دانشگاه صنعتی اصفهان	دکتر محمدرضا ایران نژادی
دانشگاه اصفهان	دکتر قدرت ترابی
دانشگاه اصفهان	دکتر محمود خلیلی
دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان	دکتر علی درویش زاده
سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور	دکتر داراب رئیسی گهروبی
سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور	دکتر مسیب سبزه ای
دانشگاه شهید بهشتی	دکتر جلیل قلم قاش
دانشگاه اصفهان	دکتر فربرز مسعودی
دانشگاه اصفهان	دکتر محمدعلی مکی زاده
دانشگاه اصفهان	دکتر موسی کلیمی نقره بیان

## راهنمای نگارش مقاله در مجله پتروولوژی

از درج هر گونه پلورقی 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 نویسندگان و سال مربوطه" آورده شود.

### نمونه مثالی:

#### ابتدای جمله:

Jackson و همکاران (۲۰۰۵) بررسی کردند ...

Newton و Pattison (۱۹۸۹) روشی ابداع کردند ...

#### وسط جمله:

... مطالعات 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 دگرگون شده‌اند (Babaei and Hasani, 2004).

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

### 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 نویسندگان، 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 کانی شناسی سنگ‌های آتشفشانی انوسن و آنکالوهای آذرین بازبک آنها در شمال انارک (شمال شرق استان اصفهان) - مجله پلوروشناسی 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 نویسندگان، سال انتشار، عنوان کتاب، شماره مجله، نام انتشارات، شهری که کتاب برای اولین بار در آن انتشار یافته است.

#### نمونه فارسی:

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

## راهنمای نگارش مقاله در مجله پتروولوژی

مجله پتروولوژی مجله‌ای 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 پتروولوژی و علوم مرتبط با آن از جمله: پتروولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی، پتروولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، پتروژنز، پتروولوژی تجربی، ژئوشیمی سنگ‌ها و کانی‌ها، دگرسانی و سنخشناسی از دوره پتروولوژی و بازسازی گذشته زمین‌شناسی، پتروولوژی و زمین‌شناسی زیست محیطی، پتروولوژی کانسارها و تکنوتیک صفحه‌ای، کانی‌شناسی، پتروفلوریک، ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی ایزوتوپ‌ها و پتروولوژی سنگ‌های آسمانی دایر گردیده است.

از پژوهشگران گرامی که برای مجله علمی - پژوهشی پتروولوژی مقاله ارسال می‌نمایند، درخواست می‌شود که در تنظیم و تدوین مقالات به نکات زیر توجه فرمایند:

۱- مقالاتی باید به دفتر این مجله ارسال گردند که در مجله‌ای دیگر به چاپ نرسیده و یا در حال بررسی توسط مجله‌ای دیگر نباشد.

۲- از آنجایی که ارسال مقاله به دفتر مجله پتروولوژی 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 لوچ فشرده مربوطه (حاوی فایل word و PDF) به دفتر مجله ارسال گردد. مجله پتروولوژی 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 نمایید و آن را به صورت سر صفحه (Header) در بالا سمت چپ صفحات مقاله درج نمایید.

#### نمونه مثالی:

۴- مقالات باید توسط نرم‌افزار Microsoft Office Word در کاغذ A4، به صورت یک رو و یک ستونی، با حاشیه‌های ۳ سانتی‌متر از چهار طرف و فاصله خطوط ۱/۵ سانتی‌متر تایپ شده باشد.

۵- تمامی صفحات مقاله باید شماره‌گذاری شده باشند. محل قرارگیری شماره صفحات قسمت پایین و وسط صفحه باشد.

۶- مقالات ارائه شده باید به ترتیب دارای بخش‌های زیر باشند (عنوان‌ها به ترتیب زیر و عیناً با واژه‌های زیر ذکر شوند): عنوان، نام نویسندگان، نشانی نویسندگان، چکیده فارسی، واژه‌های کلیدی، مقدمه، زمین‌شناسی منطقه (نتایج بررسی‌های صحرایی و ارتباط واحدهای سنگی)، روش انجام پژوهش، پتروگرافی، شیمی کانی‌ها، ژئوشیمی، بحث، نتیجه‌گیری، 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- شکل‌ها و جدول‌های مقاله، در جای مناسب خود در درون متن مقاله قرار داده باشند.

۹- توضیحات شکل‌ها در پایین آن‌ها و توضیحات جدول‌ها در بالای آن‌ها آورده شود. فرمت شکل‌ها به صورت JPEG و در فایل word در قالب In line with text باشد.

از ارسال شکل‌های گروه‌بندی شده (Group) اکیداً خودداری شود.

اعداد داخل جدول‌ها و نوشته‌های درون شکل‌ها 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 واژه‌های کلیدی (Key words) به زبان انگلیسی باشد.

## راهنمای نگارش مقاله در مجله پتروولوژی

### 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

رولینسون، د. (۱۳۸۱) کاربرد داده‌های ژئوشیمیایی: ارزیابی، نمایش، تفسیر. ترجمه کریم‌پورزاده تمزین، ع. انتشارات دانشگاه تبریز، تبریز.

#### ت) مرجع دهی به پایان نامه

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

#### نمونه فارسی:

پیرنیا، ت. (۱۳۸۶) پتروولوژی پریدوتیت‌های گوشته افیولیت نابین. 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 نویسندگان، سال انتشار، عنوان مقاله، دوره و نام همایش، محل برگزاری، شهر، کشور.

#### نمونه فارسی:

مختاری، م. ع. ا. (۱۳۸۴) پتروگرافی و پتروولوژی توده نفوذی کمتال (خاور جلفا و سیهرود). همایش 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 listric paleo - fault. 32<sup>th</sup> International Geological Congress, Florence, Italy.

#### ج) مرجع دهی به نقشه‌ها

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

#### نمونه:

سپهبدی، م. رادفر، ج. ج. حسینی‌دوست، س. ج. مجدل، م. (۱۳۸۵) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰. 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) دیوریت، (b) گرانودیوریت و (c) گرانیت (P.P.L.) غلایم اختصاری نامی کانی‌ها از

## راهنمای نگارش مقاله در مجله پتروولوژی

### Kretz (۱۹۸۲) اقتباس شده است.

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

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

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 لوچ فشرده مربوطه (حاوی فایل word و PDF) به دفتر مجله ارسال گردد.

**تذکر مهم:** مقالات بدون Copyright تکمیل شده به هیچ عنوان مورد بررسی قرار نخواهند 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 پتروولوژی، کدپستی: ۷۳۴۴۱ - ۸۱۷۴۶

**فهرست**

- ◆ پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژئز سنگ‌های ریولیتی و آندزیتی منطقه نصیرآباد، جنوب‌غرب راین، کرمان  
 لعلیا روزبهانی و محسن آروین ۱۶-۱
- ◆ پتروگرافی و شیمی کانی‌های دایک‌های بازالتی غرب برونس (جنوب غرب اردستان، ایران): شواهدی از اختلاط ماگمایی  
 عبدالرزاق جباری، منصور قربانی، یورگن کویکه، قدرت تریایی و نرگس شیردشت‌زاده ۳۰-۱۷
- ◆ مطالعه پریودیت‌های تکنونیتی اقیولیت خوی  
 خدیجه خلیلی و رضا پهلوانی‌نژاد ۴۲-۳۱
- ◆ پتروژئولوژی و ژئوشیمی مجموعه‌های پلوتونیک منطقه مریوان واقع در زون سنندج - سیرجان  
 احمد رابین، علی اصغر سیاهی‌گرو، حسین معین‌وزیری و فرهاد آبیانی ۶۰-۴۳
- ◆ بررسی کانی‌شناسی و فرآیندهای موثر بر سنگ‌های آتشفشانی تاق‌دیس جهق (جنوب کاشان)  
 سید محسن طباطبائی‌منش، همایون صفایی و اکرم‌السادات میرلوحی ۷۶-۶۱
- ◆ استفاده از شیمی کانی‌ها در تعیین شرایط تشکیل کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد و هاله دگرگونی آن  
 زهرا طهماسبی و احمد احمدی‌خلجی ۹۴-۷۷
- ◆ موقعیت تکنونیک و ماگمایی رخنمون‌های فلسیک الیگوسن در جنوب اردستان (شمال شرق اصفهان)  
 علیخان نمراسفهان‌ی و بابک وهایی‌مقدم ۱۰۸-۹۵

با ضخامت ۷۰۰ متر که منطقه مورد مطالعه جزئی از آن است، و (۳) لایه‌های آهک فسیل‌دار، کنگلومرا و ماسه‌سنگ (Zoljan *et al.*, 1972).

پیروکلاست‌های اسیدی و تناوب جریان‌های گدازه‌ای به‌مقدار کمتر است. ضخامت کمپلکس بحرآسمان حدود ۷ کیلومتر بوده، از پایین به بالا شامل: (۱) آندزیت‌بازالت با ضخامت ۱۰۰ متر، (۲) آندزیت و پیروکلاست‌های آن

پتروژئولوژی، سال اول، شماره دوم، تابستان ۱۳۸۹، صفحه ۱-۱۶  
 تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۴/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۷/۱۳

**پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژئز سنگ‌های ریولیتی و آندزیتی منطقه نصیرآباد، جنوب‌غرب راین، کرمان**

لعلیا روزبهانی و محسن آروین\*  
 گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

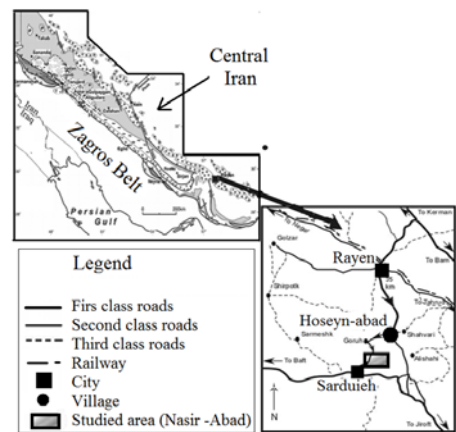
**چکیده**

سنگ‌های سابولکانیک اسیدی منطقه نصیرآباد با ترکیب ریولیتی و سن اوسن بالایی بر روی سنگ‌های پیروگسن آندزیتی کمپلکس رسوبی-ولکانیکی سازند رازک، با سن اوسن زیرین، واقع در بخش شرقی کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر، رخنمون یافته‌اند. این ضخامت سنگ‌های سابولکانیک اسیدی ریولیتی، وجود ساختار ستون منشوری است. این ساختار بیشتر به‌صورت عمودی و گاهی نیز با زاویه ۵۰ تا ۷۰ درجه به‌سمت شرق است. ستون‌های منشوری نصیرآباد عمده‌تاً دارای سطوح ۵ یا ۶ وجهی بوده، اما سطوح ۳، ۴ و ۷ وجهی نیز در آنها مشاهده می‌شود. تشکیل ساختار منشوری به‌واسطه انقباض ناشی از سرد شدن توده قابل توجه است. در سنگ‌های سابولکانیک ریولیتی آلکالی‌فلسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند از کانی‌های اولیه قابل تشخیص در مقطع نازک هستند. بافت کلی سنگ میکروپورفیری است و در برخی موارد بافت گلوپروپورفیری و فلسوفیریک نیز در مقاطع تشخیص داده شده است. در پیروگسن آندزیت‌های منطقه نصیرآباد نیز پلاژیوکلاز، آمفیبول و پیروگسن از کانی‌های اولیه قابل تشخیص در مقطع نازک هستند. بافت کلی آندزیت‌ها پورفیریتیک است. به‌دلیل عملکرد وسیع دگرسانی پتاسیک، کانی‌های ثانویه‌ای مانند کلریت، کلسیت، سرسپت و اپیدوت در این سنگ‌ها ایجاد شده است. نتایج حاصل از مطالعات ژئوشیمیایی، نمودارهای محیط تکنونیک و نمودارهای عتقوتی نشان داد که این سنگ‌ها متعلق به سری ماگمایی کالک‌آلکان بوده و سنگ‌های ریولیتی از نوع A، متالومینوس تا کمی پراومینوس هستند. سنگ‌های آندزیتی از یک منشأ فنی‌شده گشته‌ای مشتق شده و از لحاظ محیط تکنونیک متعلق به محدوده قوس هستند.  
**واژه‌های کلیدی:** آندزیت، ریولیت، ژئوشیمی، نصیرآباد، کرمان.

**مقدمه**

راه‌ها در شکل ۱ آورده شده است. این منطقه در جنوب‌شرق کمربند ارومیه-دختر و در محدوده نقشه زمین‌شناسی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ سارودیه با شماره ۷۴۴۸ در کمپلکس آتشفشانی بحرآسمان با سن اوسن پایانی تا اوسن بالایی قرار دارد. جنس این کمپلکس،

منطقه نصیرآباد در ۳۵ کیلومتری جنوب‌غرب شهرستان راین، در محدوده استان کرمان در حد فاصل طول‌های ۲۳° ۵۷' و ۲۱° ۵۷' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۱۷° ۲۹' و ۱۵° ۲۹' شمالی واقع شده است. نقشه



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه نصیرآباد و نقشه راه‌های آن واقع در جنوب‌غرب راین (بختیاری، ۱۳۷۰)

(Columnar joints) موجود در سنگ‌های اسیدی می‌پردازیم.

**روش انجام پژوهش**

پس از بررسی منطقه، بیش از ۹۰ نمونه سنگی برداشت‌شده از تعداد ۷۵ نمونه سنگی مقطع نازک تهیه شد که از این تعداد ۱۴ نمونه برای آنالیز شیمیایی XRF به شرکت کانساران بیناآلود تهران فرستاده شد.

از کارهای مطالعاتی انجام‌شده روی نقشه سارودیه (از قدیم به جدید) می‌توان به Beogari (۱۹۷۱)، Zoljan و همکاران (۱۹۷۲)، Dimitrijevic (۱۹۷۳)، سبزه‌دهی و افروز (۱۳۶۹)، امیرمطلبی و اخوان‌آقدم (۱۳۷۹) و رحیمی و همکاران (۱۳۸۰) اشاره کرد. در پژوهش اخیر علاوه بر مطالعه صحرایی و بررسی پتروگرافی، ژئوشیمیایی و تعیین محیط تکنونیک و منشأ سنگ‌های اسیدی و حدواسط و شناخت ترکیب ماگمای مادر به مطالعه ساختار ستون منشوری



شکل ۶- ستون‌های منشوری مایل در سنگ‌های ساب‌ولکانیکی رiolیتی منطقه نصیرآباد

#### سنگ‌های آندزیتی

سنگ‌های آندزیتی منطقه نصیرآباد نسبتاً تازه و تهرنگ غالب آنها خاکستری تیره و در حد متوسط است. پیروکسن یکی از کانی‌های قابل تشخیص در آندزیت است که حدود ۸ تا ۱۰ درصد از کل سنگ را تشکیل می‌دهد و در اغلب موارد به صورت شکل‌دار و اندازه ۰/۲ تا ۱ سانتی‌متر است. از دیگر کانی‌های قابل تشخیص در نمونه‌دستی به پلاژیوکلاز و آمفیبول می‌توان اشاره نمود. پلاژیوکلازها در نمونه‌دستی به اندازه حدود ۰/۳ تا ۱/۵ سانتی‌متر و شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و ۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۷). آمفیبول به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده، در اغلب موارد حالت کشیده دارد و در مواردی به کلیت دگرسان شده است. بافت کلی سنگ آفاتیپیک پورفیری و در مواردی گلوپورفیری است.



شکل ۷- پیروکسن آندزیت منطقه نصیرآباد

(Schaefer, 2002; Budkewitsch et al., 1994) به دلیل عملکرد نیروهای تکتونیکی و نیز سرد شدن توده رiolیتی، درزه و شکستگی‌های فراوانی در سنگ ایجاد شده است. دو نوع درزه در ستون‌های منشوری نصیرآباد به چشم می‌خورد: (۱) درزه‌های انقباضی، (۲) درزه‌های برشی تکتونیکی. تشکیل این درزه‌ها در ارتباط با کاهش فشار و یا فعالیت تکتونیکی محیط تشکیل قابل توضیح است (Budkewitsch et al., 1994).



شکل ۸- حالت سنگفرشی و شکستگی‌های عرضی عمود بر محور قائم ستون‌های منشوری رiolیتی در منطقه نصیرآباد



شکل ۹- ستون‌های منشوری نسبتاً قائم در سنگ‌های ساب‌ولکانیکی رiolیتی منطقه نصیرآباد

#### سنگ‌شناسی

##### سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی رiolیتی

ناحیه نصیرآباد، در امتداد گسلی با روند NW-SE در کمپلیکس رسوبی-ولکانیک رازک با سن ائوسن زیرین قرار دارد. سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی رiolیتی نصیرآباد با سن ائوسن بالایی روی پیروکسن آندزیت‌های منطقه با سن ائوسن زیرین قرار گرفته و تماس آنها به صورت ناگهانی است. رنگ رخنمون سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی، سفید تا خاکستری روشن و بافت آنها آفاتیپیک پورفیری است. در سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی رiolیتی کانی قابل تشخیص در حد نمونه‌دستی، تنها قالب‌های شکل‌دار فلدسپار و هورنبلند هستند که ۱۵-۲۰ درصد از کل سنگ را تشکیل می‌دهند، کوارتز هم بعضاً در زمینه سنگ قابل مشاهده است.

به علت سرد شدن نسبتاً سریع سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی رiolیتی در محل تماس با سنگ‌های آندزیتی، ظاهر آنها دانه‌ریزتر شده است و از میزان کانی‌های فنوکریستی کاسته شده است (شکل ۲). دگرسانی‌های کل سنگ رiolیتی شامل رسی، سربستی، اپیدوتی، کلسیتی و کلریتی شدن هستند. از فرسایش‌های متداول در سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی می‌توان به فرسایش پوست پیازی (شکل ۳) و قلوهای شدن اشاره نمود.

بر اثر عوامل ایجادکننده درزه‌ها، در خیلی از مناطق، سنگ‌فرشی از خردده‌های سنگی، بر اثر اثر نیروهای تکتونیکی، در کنار ساختار ستون‌های منشوری ایجاد شده است (شکل ۴). ساخت ستون منشوری در سنگ‌های ساب‌ولکانیک اسیدی رiolیتی مشهود است. این ساخت بیشتر به صورت عمودی و گاهی نیز با زاویه ۵۰-۷۰ درجه به سمت شرق است.



شکل ۲- تماس سنگ‌های ساب‌ولکانیکی رiolیتی (V) با سنگ همبر آندزیتی (H) در منطقه نصیرآباد



شکل ۳- فرسایش پوست پیازی در سنگ‌های ساب‌ولکانیکی رiolیتی منطقه نصیرآباد

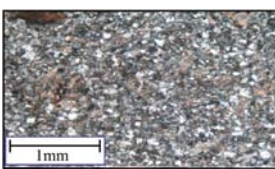
ستون‌های منشوری نصیرآباد عمدتاً دارای سطوح ۵-۶ وجهی هستند، اما سطوح ۳، ۴ و ۷ وجهی نیز در آنها مشاهده می‌شود. طول ستون‌ها اغلب بین ۰/۲ تا ۳ متر و عرض آنها از ۳۰ تا ۴۰ سانتی‌متر متغیر است (شکل‌های ۵ و ۶). تشکیل ستون منشوری به واسطه انقباض ناشی از سرد شدن مذاب قابل توجه است

ایجاد شده‌اند. علاوه بر درزه‌های قائم، درزه‌های افقی عمود بر محور قائم نیز در هر ستون منشوری توسعه یافته‌اند که آنها را به ابعاد کوچکتر تقسیم نموده‌اند (شکل‌های ۵ و ۴).

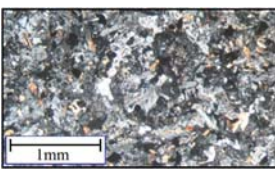
#### کانی‌شناسی

##### ریولیت‌ها

آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت، و هورنبلند از کانی‌های اولیه قابل تشخیص در مقطع نازک هستند. از کانی‌های ثانویه نیز می‌توان به کلسیت، کلریت، کدر و زئولیت اشاره نمود. بافت کلی سنگ میکروپورفیری و در مواردی گلوپورفیری و فلسوفیریک است (شکل‌های ۸ و ۹). ساخت جریان‌های ظرفی نیز در قالب فلدسپارهای تیفه‌ای شکل در بعضی از مقاطع نازک دیده می‌شود (شکل ۱۰).



شکل ۸- بافت فلسوفیریک با حالت جریان‌های ضعیف در سنگ‌های ساب‌ولکانیکی رiolیتی منطقه نصیرآباد (XPL)

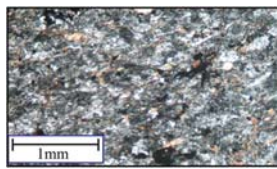


شکل ۹- بافت میکروپورفیریک در سنگ‌های ساب‌ولکانیکی رiolیتی منطقه نصیرآباد (XPL)

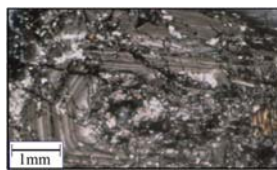
ستون‌های منشوری به طور مستقیم یا غیرمستقیم از یک انباشته ماگمایی در حال سرد شدن ایجاد شده‌اند. ستون‌های منشوری در نفوذی‌های کم عمق با ترکیب آندزیتی، تراکیتی، داسیتی و حتی ریوداسیتی و رiolیتی نیز گزارش شده است (Goto and Tsuchiya, 2004; Stewart and Mphie, 2003; Schaefer, 2002; Ayres and Pelloquin, 2000; Dadd, 1992).

از مهمترین عوامل مؤثر در تشکیل ستون‌های منشوری به این موارد می‌توان اشاره نمود: (۱) یکنواختی دانه‌ها و عدم وجود مواد فرار (Yoshihiko and Nobutaka, 2004) نحوه یا شکل جایگیری ماگما (ماگما به صورت صفحه‌ای، جریان‌ی و انواع دیگر جایگیری می‌کند که نسبت عرض به طول حجم ماگما و همچنین میزان آشفته‌گی گرمایی بوده، در طول سرد شدن در تشکیل ستون منشوری مؤثر است (Kattenhorn and Schaefer, 2004) ضخامت توده؛ (۴) سرعت سرد شدن در سطح نسبت به داخل و محیط فعالیت ماگما (Schaefer, 2002; Budkewitsch et al., 1994) (۵) ضخامت زیاد گدازه در فوران (قربانی، ۱۳۸۲)؛ (۶) چسبندگی (Schaefer, 2002).

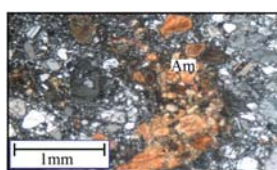
با توجه به مطالعات انجام شده در مورد چگونگی تشکیل ستون‌های منشوری (Prismatic Coloumn) (Baker, 1995; Budkewitsch et al., 1994; Aydin et al., 1988; Spry, 1961) منشوری نصیرآباد را می‌توان به این صورت تشریح نمود که انجماد در بخش بالایی توده ساب‌ولکانیک رiolیتی سبب انقباض شده است و حاصل آن ایجاد نیروی کششی در سه جهت با زاویه ۱۲۰ درجه در بخش سطحی بوده که خود عامل ایجاد درزه‌های اصلی (Master joint) است. تشکیل ستون‌های منشوری در ارتباط با این درزه‌های اصلی است که بر سطح ایزوترم (Isotherm) (منحنی‌های هم‌دما) عمود هستند. با گسترش این درزه‌ها به سمت داخل، ستون‌های منشوری



شکل ۱۰- بافت جریان‌ی در سنگ‌های ساب‌ولکانیکی رiolیتی منطقه نصیرآباد (XPL)



شکل ۱۱- میکروفونوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی در سنگ‌های ساب‌ولکانیکی رiolیتی منطقه نصیرآباد (XPL)



شکل ۱۲- محل تماس آندزیت با توده ساب‌ولکانیکی رiolیتی منطقه نصیرآباد و فرار گرفتن تجمع آمفیبول (Am) در سنگ (XPL)

تفاوت در بخش حاشیه‌ای می‌تواند با تغییر در سرعت سرد شدن و یا تفاوت در عمق جایگزینی مرتبط باشد (Topley and Brown, 1982). علاوه بر این فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بعضاً بافت گلوپورفیری را نیز از خود نشان می‌دهند. پلاژیوکلازها تحت تاثیر فاز

آلکالی فلدسپار بیشتر از نوع ساینبدین بوده، بیش از ۵۰ درصد حجمی از سنگ را شامل می‌شود و بیشتر در زمینه همراه با کوارتز است و اندازه کلی آن‌ها از چند دهم میلی‌متر تجاوز نمی‌کند. اما با توجه به دگرسانی که سنگ تحمل نموده است، تخمین دقیق درصد آن امکان‌پذیر نیست. پلاژیوکلاز کمتر از ۲۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد و به دو صورت میکروفونوکریست (تخته‌ای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با اندازه حدود ۵ میلی‌متر) و میکروولیتی (با اندازه ۰/۱ تا ۰/۲ میلی‌متر که زمینه سنگ را تشکیل می‌دهند) دیده می‌شود که در مورد اول با توجه به زاویه خاموشی (۲۰-۲۶ درجه) پلاژیوکلازها از نوع الیکوکلاز تا آندزین هستند (شکل ۱۱). میکروفونوکریست‌های پلاژیوکلاز بعضاً دارای ساختار منطقه‌بندی، ماکل پلی‌سننتیک و همچنین بافت غربالی و حالت خوردگی در حاشیه هستند (شکل ۱۱).

آثار سربستی شدن در میکروفونوکریست‌های پلاژیوکلاز مشهود است و شدت دگرسانی در مرکز بیشتر است که این می‌تواند به علت کلسیک بودن و در نتیجه ناپایداری بودن نواحی مرکزی باشد (شلی، ۱۹۹۳). در مواردی پلاژیوکلازها به طور کامل به‌وسیله کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت بر شده‌اند و تنها قالب آنها مشخص است.

پلاژیوکلازها در برداری‌هایی از کانی‌های کدر و به‌ندرت هورنبلند و آپاتیت دارند. مقاطع نازک از قسمت‌های حاشیه‌ای‌تر توده ساب‌ولکانیک رiolیتی و در نزدیکی محل تماس با آندزیت‌ها تهیه شده‌اند (شکل ۱۲). بافت غالب فلسوفیریک است که شامل هم‌رشدی کوارتز و فلدسپار است اما تشخیص نوع فلدسپار مشکل است؛ هر چند که با توجه به فرم تیفه‌ای آن به‌منظر الیبت هستند (شکل ۸).



می‌توان اشاره نمود. بافت آندزیت‌ها پورفیریتیک و گلوومروپورفیریتیک است (شکل ۱۵). شایان ذکر است که بر اساس آنالیزها برخی آندزیت‌ها در محدوده بازالتیک آندزیت قرار می‌گیرند.

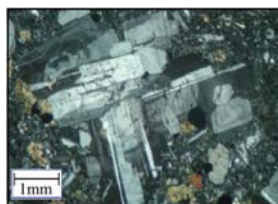
نسل اول پلازیوکلازها به‌صورت فنوکریست هستند (<۵ میلی‌متر) و به شکل نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل حدود ۴۵-۴۰ درصد از مقطع نازک را شامل می‌شوند و دارای ماکل پلی‌سننتیک و در مواردی پیرکلین هستند. ترکیب آن‌ها با توجه به زاویه خاموشی ۲۵-۱۴ درجه در حد آندزین- الیگوکلاز است.

در نسل اول پلازیوکلازها انواع بافت‌ها و فرآیندهای غیرتعادلی نظیر بافت غربالی، تحلیل‌یافتگی و ساخت منطقه‌ای مشاهده می‌شود و در مواردی هم سوسوریتی شدن وجود دارد (شکل‌های ۱۶ و ۱۷).

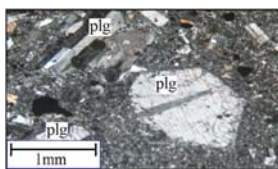
نسل دوم پلازیوکلازها به‌صورت میکروفنوکریست و میکروولیتی هستند که در زمینه سنگ وجود دارند و معمولاً تحت تاثیر دگرسانی کمتری قرار گرفته و بعضاً آثار هضم (Assimilation) هم در آن‌ها مشاهده می‌شود. وجود پلازیوکلاز در آندزیت‌ها نشان از وجود آب کمتر از ۲/۵ درصد حجمی در ماگما دارد (Gill, 1981). پیروکسن‌ها حدود ۱۵ درصد از سنگ را تشکیل می‌دهند و به دو صورت فنوکریست و میکروفنوکریست در آندزیت‌ها وجود دارند. اندازه آنها از ۰/۵ تا حدود ۲ سانتی‌متر متغیر است و شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند. در بعضی از پیروکسن‌ها ادخال‌هایی از میکروولیتی‌های پلازیوکلاز وجود دارد. پیروکسن‌ها با توجه به زاویه خاموشی از نوع اوزیت هستند و شکستگی نیز در آنها به‌وفور مشاهده می‌شود. پیروکسن‌ها به‌ندرت دارای ماکل ساده هستند و بعضاً بر اثر دگرسانی به ترمولیت- اکتینولیت تبدیل شده‌اند (شکل ۱۸).

به نظر Gill (۱۹۸۱) ماگمای آندزیتی در فشارهای نزدیک به سطح زمین از بلورهای پلازیوکلاز و پیروکسن

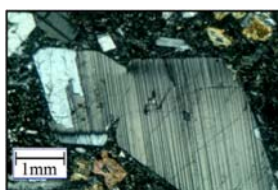
غنی است و احتمالاً دارای ۲ درصد آب است و دمایی تشکیل آن در مخزن ماگمایی بین ۱۰۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد است.



شکل ۱۵- بافت گلوومروپورفیریتیک در پلازیوکلازهای آندزیت‌های منطقه نصیرآباد (XPL).

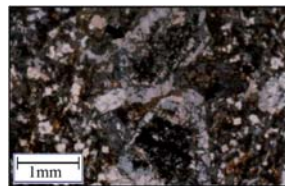


شکل ۱۶- ساخت منطقه‌ای، تحلیل‌یافتگی و ماکل‌های موجود در پلازیوکلازهای (plg) آندزیت منطقه نصیرآباد (XPL).

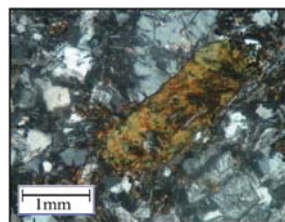


شکل ۱۷- ماکل پلی‌سننتیک در پلازیوکلازهای آندزیت منطقه نصیرآباد (XPL).

کانی فرعی دیگر آپاتیت است که به‌صورت سوزنی در دیگر کانی‌های سیلیکاته حضور دارد. کانی‌های دگرسانی (تانویه) شامل اپیدوت، کلریت، کلسیت، سریسیست هستند که از دگرسانی کانی‌های اصلی مانند پلازیوکلاز و کانی تیره ایجاد شده‌اند.



شکل ۱۲- پدیده متاسوماتیزم در سنگ‌های سابولکانیک ریولیتی منطقه نصیرآباد (XPL).



شکل ۱۴- دگرسانی کانی بیوتیت به کلریت در سنگ‌های سابولکانیک ریولیتی منطقه نصیرآباد (XPL).

آندزیت

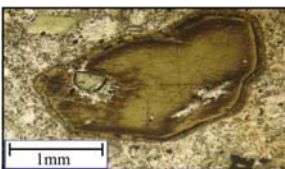
آندزیت سنگ همبر سنگ‌های سابولکانیک ریولیتی در منطقه نصیرآباد است. پلازیوکلاز، آمفیبول و پیروکسن از کانی‌های اولیه قابل تشخیص در مقطع نازک هستند و از کانی‌های فرعی و ثانویه نیز به اکسید آهن، کانی کدر، کوارتز، آپاتیت‌های سوزنی و کلسیت

هیدروترمال به‌وسیله آلیت و پتاسیم‌فلدسپار جانشین شده‌اند که بر اثر این عمل، حجم پلازیوکلاز کاهش پیدا کرده، کشتی ایجاد می‌شود که به واکنش جایگزینی کمک می‌کند و پدیده متاسوماتیزم را در این مقاطع شاهد هستیم (ولی‌زاده، مذاکرات شفاهی، ۱۳۸۶) (شکل ۱۳).

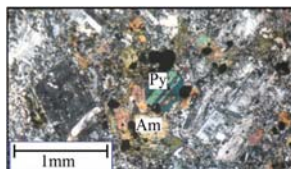
کوارتز ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی سنگ‌های ریولیتی را تشکیل می‌دهد و به‌صورت بلورهای بی‌شکل هم بعد و دانه‌ریز با اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر دیده می‌شود. بعضی کوارتزها دارای حالت خلیجی هستند که مورد اخیر می‌تواند ناشی از رشد غیرتعادلی و تاثیرات انحلال ناشی از کاهش فشار در حین صعود ماگما بوده باشد (شلی، ۱۹۹۳). کوارتزهای ثانویه به‌صورت پُرکننده رگه‌ها نیز در مقطع نازک دیده می‌شوند.

کانی‌های تیره آب‌دار، مثل بیوتیت و هورنبلند، در حد ۵ تا ۸ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند و به‌صورت میکروفنوکریست و بلورهای ریز در زمینه پراکنده‌اند (شکل ۱۴). تبدیل بیوتیت به کلریت در اکثر مقاطع مشهود است. آمفیبول فراوانی کمتری از بیوتیت دارد و دگرسانی به کلریت را نیز نشان می‌دهد. به‌علت وجود دگرسانی، بیوتیت با توجه به فرم قابل تشخیص است. در بعضی مقاطع اجتماع پلازیوکلاز و بیوتیت و همچنین دربرداریهایی از بیوتیت در داخل پلازیوکلاز دیده می‌شود.

کانی‌های فرعی کمتر از ۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند که کانی کدر فراوانترین آن‌ها است. کانی‌های کدر (به اندازه یک میلی‌متر و کمتر) بیشتر نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و به‌صورت منفرد در فضای بین پلازیوکلازهای زمینه و در برداری در کانی‌های دیگر دیده می‌شوند. D'Almeida (۱۹۹۶) تبلور کانی کدر را بر اثر واکنش‌های سریع انجام می‌داند.



شکل ۱۹- حاشیه کدر و انحلالی در فنوکریست هورنبلند در آندزیت منطقه نصیرآباد (PPL).



شکل ۱۸- اجتماع پیروکسن (Py) و ترمولیت- اکتینولیت (Am) در آندزیت منطقه نصیرآباد (XPL).

ژئوشیمی

نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، جزئی و خاکی کمپای ۱۴ نمونه از سنگ‌های منطقه نصیرآباد در جدول ۱ آورده شده است. پردازش داده‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای مختلفی مانند Excel, Minpet, Canvas (v. 7) انجام شده است. نمودار Cox و همکاران (۱۹۷۹) نمودار کاملی برای تعیین نام سنگ است. بر اساس این نمودار سنگ‌های اسیدی در محدوده ریولیت و سنگ‌های حد واسط در محدوده بازالتیک آندزیت تا آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۲۰). در ضمن، همه سنگ‌ها در محدوده ساب‌ولکان واقع می‌شوند. بر اساس نمودار AFM (Irvine and Bargar, 1971) (شکل ۲۱) همه نمونه‌های سنگی در سری ماگمایی کالک‌آلکان قرار می‌گیرند. بر اساس میزان Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> درجه اشباع از آلومین (Clarke, 1992) سنگ‌های ریولیتی منطقه نصیرآباد، از نوع متآلومینوس تا کمی پراآلومینوس هستند (شکل ۲۲). وجود کانی‌های تیره شامل هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت و آپاتیت و نیز نبود کانی‌های مشخصه گرانت‌های پراکالی و پراآلومینوس دلیل دیگری بر متآلومینوس بودن ریولیت‌های منطقه نصیرآباد است.

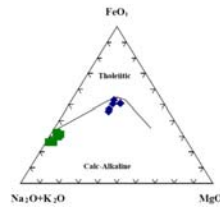
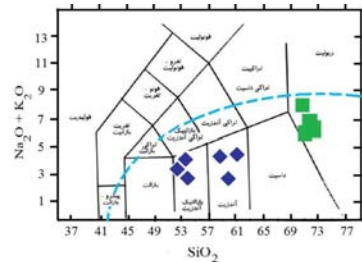
هورنبلند، کمتر به شکل فنوکریست و کشیده است و بیشتر به‌صورت دانه‌ریز در زمینه دیده می‌شود و حدود ۸ تا ۱۰ درصد از سنگ را تشکیل می‌دهد. فنوکریست‌های آمفیبول بیشتر آثار تحلیل‌یافتگی و سوختگی از خود نشان می‌دهند. مورد اخیر نوعی واکنش اکسیداسیون است که به عدم تعادل این کانی در محیط‌های آب‌دار و پردهما بستگی دارد و به این حالت اصطلاحاً سوختگی آمفیبول می‌گویند (Jakes and Gill, 1972) (شکل ۱۹). آمفیبول ثانویه در قالب ترمولیت- اکتینولیت وجود دارد که از دگرسانی پیروکسن‌ها حاصل شده است (شکل ۱۹).

بر اساس آزمایش‌های انجام شده ماگمای آندزیتی حاوی هورنبلند، حداقل ۳٪ آب داشته (در P<sub>H<sub>2</sub>O</sub>=2kb) (Newberry and همکاران (۱۹۹۰) جداکننده دو نوع ماگمای گرانیتوئیدی A و B از یکدیگر است. تعیین منشأ سنگ‌های ولکانیکی ریولیتی Marano, شرق آذربایجان استفاده کرده است. بر اساس این دو نمودار تمامی نمونه‌های اسیدی در محدوده نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۲۳).

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی XRF عناصر اصلی و فرعی و نورم نمونه‌های سنگی منطقه نصیرآباد

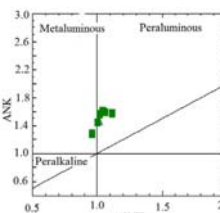
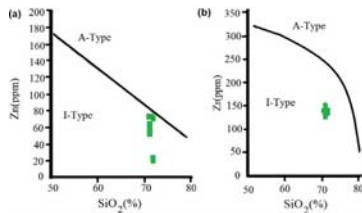
Sample No	Rhyolite													
	L13	L8	L3	L14	L2	L10	L6	L4	L7	L1	L12	L9	L11	L5
SiO <sub>2</sub> (wt%)	55.17	56.03	56.62	57.17	58.59	59.52	60.07	71.12	71.21	71.25	71.27	71.71	71.96	72.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.01	17.65	17.18	17.24	15.97	16.11	16.47	13.8	14.35	13.64	14.02	13.12	14.73	14.19
TiO <sub>2</sub>	0.6	0.62	0.73	0.52	0.75	0.51	0.46	0.19	0.18	0.18	0.18	0.19	0.19	0.19
FeO <sup>total</sup>	8.61	8.4	8.25	7.79	8.02	6.67	6.01	3.15	2.95	3.04	3.2	2.44	2.51	3.06
FeO	5.17	5.04	4.95	4.67	4.81	4	3.6	1.58	1.48	1.52	1.5	1	1.26	1.53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.44	3.36	3.3	3.12	3.2	2.67	2.41	1.58	1.48	1.52	1.7	1.2	1.25	1.53
MnO	0.15	0.15	0.17	0.1	0.16	0.09	0.07	0.15	0.13	0.12	0.16	0.1	0.14	0.17
MgO	3.6	3.15	3.84	3.13	3.69	2.85	2.7	0.28	0.4	0.33	0.45	0.29	0.14	0.41
CaO	8.37	8.59	7.42	7.58	7.54	7.01	7.4	2.54	2.72	1.91	2.62	2.2	2.08	2.44
Na <sub>2</sub> O	3.01	3.33	2.24	3.16	2.26	3.31	3.14	4.36	4.66	5.38	4.64	4.76	4.78	4.64
K <sub>2</sub> O	0.48	0.19	1.05	0.56	0.97	0.56	2.7	1.28	1.12	1.66	1.2	1.14	1.4	1.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.12	0.12	0.15	0.12	0.13	0.15	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
LOI	1.69	1.4	1.52	2.35	1.45	2.34	2.79	2.18	1.44	1.47	1.35	3.17	1.82	1.47
Total (ppm)	99.79	99.62	99.15	98.7	99.52	99.09	99.79	99.14	99.25	99.06	99.16	99.2	99.83	99.83
Cl	229	213	33	181	51	216	180	42	118	40	65	58	84	99
Ba	24	2	12	6	104	8	13	130	10	5	208	4	160	14
Sr	521	373	280	407	256	480	464	283	447	340	422	438	454	433
Cu	59	18	90	111	72	81	31	15	6	33	20	16	18	18
Zn	58	61	73	42	73	39	39	71	62	60	53	71	63	69
Pb	11	18	14	10	32	20	17	25	10	20	25	33	20	16
Ni	19	16	19	15	22	16	14	14	15	13	14	15	17	16
Cr	2	2	6	1	5	5	4	2	3	4	6	5	4	5
V	194	193	201	160	203	127	115	28	25	33	24	25	34	32
Ce	18	59	38	13	57	29	60	32	70	77	29	55	40	33
La	12	18	18	10	26	11	32	14	27	22	15	22	12	12
Hf	22	30	26	20	34	24	18	22	27	19	23	26	25	21
Ga	16	19	15	21	21	16	14	16	13	19	18	20	14	18
W	18	20	10	10	17	9	9	13	41	12	11	30	27	44
Mo	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Nb	14	13	12	16	18	116	11	17	141	13	15	17	13	13
Zr	78	84	110	82	121	117	99	137	127	133	148	137	139	134
Y	21	29	28	28	34	31	29	35	36	37	36	38	36	38
Rb	8	6	10	13	5	9	7	4	9	19	23	8	21	14
Co	41	45	23	26	42	23	22	17	60	7	8	47	48	79
As	32	37	22	44	24	46	15	21	32	11	9	26	26	26
U	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	1	1
Tb	4	4	7	6	3	3	4	4	5	2	5	7	4	3

سنگ‌های اسیدی (درونی و بیرونی) باید با احتیاط صورت گیرد، زیرا گاهی عواملی مانند ترکیب شیمیایی سنگ منشأ و یا تحولات ماگمایی ممکن است بر آن تاثیر داشته باشند (Rollinson, 1993). نمودارهای Newberry و همکاران (۱۹۹۰) جداکننده دو نوع ماگمای گرانیتوئیدی A و B از یکدیگر است. Karimzadeh Somarin (۲۰۰۴) از این دو نمودار برای تعیین منشأ سنگ‌های ولکانیکی ریولیتی Marano, شرق آذربایجان استفاده کرده است. بر اساس این دو نمودار تمامی نمونه‌های اسیدی در محدوده نوع I قرار می‌گیرند (شکل ۲۳).



شکل ۲۰- نام گذاری ژئوشیمیایی سنگهای ساب وولکانیک اسیدی و آندزیتی بر اساس نمودار Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O در برابر SiO<sub>2</sub> (Cox et al., 1979) خط جداکننده میان سریهای ماگمایی آکالین و ساب-آکالین از (Myashiro ۱۹۷۸) است (ریولیت، مربع؛ آندزیت، لوزی).

شکل ۲۱- نمودار AFM جهت تفکیک سریهای ساب-آکالین برای سنگهای ساب-ولکانیک اسیدی منطقه نصیرآباد (Irvine and Bargar, 1971) (ریولیت، مربع؛ آندزیت، لوزی).



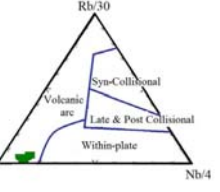
شکل ۲۲- نمودار Zr - SiO<sub>2</sub> (a) نمودار Zr - SiO<sub>2</sub> برای تعیین منشأ سنگهای ساب-ولکانیک اسیدی (ریولیت) موجود در منطقه نصیرآباد (Newberry et al., 1990).

شکل ۲۳- نمودار A / CNK در برابر ANK / NK برای تعیین درجه اشباع از آلومین سنگهای ساب-ولکانیک اسیدی (ریولیت) منطقه نصیرآباد (Maniar and Piccoli, 1989).

خاستگاه تکتونیکی گرانیت‌های پروتوزوئیک پوشولود و گدازه‌های فلیسک همراه آن‌ها به کار برنند. Menuge و همکاران (۲۰۰۲) نیز از دیاگرام‌های Pearce و همکاران (۱۹۸۴) برای تعیین محیط تشکیل ریولیت‌های منطقه

برای تعیین خاستگاه محیط تکتونیکی از دیاگرام تغییرات عناصر کمیاب مانند Rb، Nb و Y برای SiO<sub>2</sub> استفاده شده است. Harmer و Twist (۱۹۸۷)، دیاگرام‌های Pearce و همکاران (۱۹۸۴) را برای تعیین

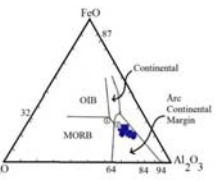
بهنظر می‌رسد در یک عمق کم (حدود ۱۰ km) در فشار بخار آب ۱ تا ۵ کیلوپا و میزبان آب در حدود ۵٪ و دمای بین ۸۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده باشند.



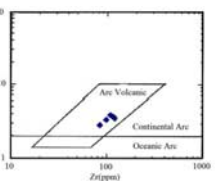
! مخزن ماگمایی سنگ‌های آندزیتی نیز با توجه به کانی‌های تشکیل دهنده آن به نظر می‌رسد در یک عمق ۸ کیلومتری و دمای بیش از ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بخار آب ۱۰ کیلو بار تشکیل شده باشند.

شکل ۲۴- نمودار Rb/30 - Hf - Nb/4 برای تعیین محیط تکتونیکی سنگهای ساب-ولکانیک اسیدی (ریولیت) منطقه نصیرآباد (Harris et al., 1986).

بهنظر می‌رسد سنگ‌های ساب-ولکانیک اسیدی منطقه نصیرآباد با ترکیب ریولیتی و سن آلومین بالای درونی سنگ‌های پیروکسن آندزیتی کمپلکس رسوبی-ولکانیکی سازند رازک با سن آلومین زیرین رخنمون یافته‌اند. ! بافت‌های پورفیری، غربالی، منطقه‌بندی نوسانی و آلپیتیزاسیون پلازوکلازها نشان‌دهنده سردشدن در محیط نیمه‌عمیق و شرایط نامتعادل فشار بخار آب هستند. ! سنگ‌های ساب-ولکانیک اسیدی کالک‌آکالین و از نوع I بوده، از نظر درجه اشباع از آلومین مت‌آلومینوس تا کمی پراولومینوس هستند. ! به نظر می‌رسد سنگ‌های آندزیتی از یک منشأ غنی‌شده گوشته‌ای مشتق شده باشند. ! مخزن ماگمایی سنگ‌های ساب-ولکانیک اسیدی



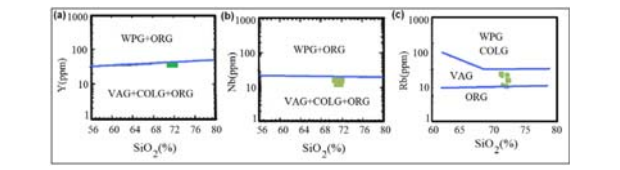
شکل ۲۵- نمودار FeO - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - MgO برای تعیین جایگاه تکتونیکی آندزیت‌های منطقه نصیرآباد (Pearce et al., 1977).



شکل ۲۶- نمودار Zr/Y - Zr/(Y+Zr) برای تعیین نوع قوس‌ماگمایی آندزیت‌های منطقه نصیرآباد (Dunphy and Ludden, 1998) آندزیت‌ها

محدوده‌های گرانیتوئید قوس‌ماگمایی، گرانیتوئید میان‌اقیانوسی و گرانیتوئید برخوردی قرار می‌گیرند. در نمودار شکل ۲۴- نمونه‌های اسیدی، در محدوده گرانیتوئید قوس‌ماگمایی، گرانیتوئید میان‌اقیانوسی و گرانیتوئید برخوردی قرار می‌گیرند. در نمودار شکل ۲۴- نمونه‌ها به‌طور مشخصی، در یکی از محیط‌های ذکر شده، یعنی محیط قوس‌ماگمایی قرار می‌گیرند.

لورنتیان (Laurentian) استفاده کرده‌اند. در این نمودارها محیط‌های تکتونیکی مختلف مانند گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای (WPG)، گرانیتوئید میان‌اقیانوسی (ORG)، گرانیتوئید قوس‌ماگمایی (VAG)، گرانیتوئید برخوردی (COLG)، گرانیتوئید هم‌زمان با تهرایی (Syn COLG) از یکدیگر تفکیک می‌شوند. نمونه‌های اسیدی در نمودار شکل ۲۴- a در



شکل ۲۷- دیاگرام تغییرات عناصر کمیاب بر اساس SiO<sub>2</sub> برای سنگ‌های ساب-ولکانیک اسیدی (ریولیت) منطقه نصیرآباد (Pearce et al., 1984).

برخوردی است. با توجه به مطالعات Forster و همکاران (۱۹۹۷) نمونه‌های متعلق به کمان نابالغ در نیمه پایینی محدوده کمان آتشفشانی و سری‌های حدواسط (اقیانوسی - قرارهای) در بالای محدوده کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند. همچنین سنگ‌های مربوط به ماگماتیسم کمان نسبت به ماگماتیسم حاصل از برخورد کمان - قاره که نزدیک سرز هم‌زمان یا برخورد واقع می‌شوند، در بخش‌های پایینی کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند. تمام نمونه‌های مورد بحث (ساب-ولکانیک‌های اسیدی) در محدوده کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند و گمان می‌رود که در ارتباط با پدیده فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قرارهای سکوی ایران حاصل شده باشند (شکل ۲۵).

در نمودار Rb/30 - Hf - Nb/4 (شکل ۲۵) (Harris et al., 1986) گرانیتوئیدها بر اساس عناصر فرعی به چهار گروه تفکیک می‌شوند: (۱) توده‌های نفوذی کالک‌آکالین پیش از برخورد که در حاشیه فعال قاره‌ها و در نتیجه فرورانش صفحه اقیانوسی به‌زیر صفحه قرارهای تشکیل می‌شوند؛ (۲) توده‌های پراولومین هم‌زمان با برخورد (لوکوگرانیت‌ها) که معادل گرانیت‌های تیپ S (Chappel and White, 1974) بوده، از ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته‌ای تشکیل می‌شوند؛ (۳) توده‌های نفوذی کالک‌آکالین مربوط به اواخر برخورد یا پس از برخورد که حدود ۵۰ میلیون سال پس از تزریق توده‌های نفوذی گروه دوم، در پوسته جایگزین شده‌اند؛ (۴) توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق قبلیایی پس از برخورد، که منشأ آن‌ها از سنگ‌کره گوشته‌ای در مناطق

بهنظر می‌رسد در یک عمق کم (حدود ۱۰ km) در فشار بخار آب ۱ تا ۵ کیلوپا و میزبان آب در حدود ۵٪ و دمای بین ۸۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده باشند.

! مخزن ماگمایی سنگ‌های آندزیتی نیز با توجه به کانی‌های تشکیل دهنده آن به نظر می‌رسد در یک عمق ۸ کیلومتری و دمای بیش از ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بخار آب ۱۰ کیلو بار تشکیل شده باشند.

بهنظر می‌رسد سنگ‌های ساب-ولکانیک ریولیتی و آندزیتی در یک محیط تکتونیکی محدوده قوس (از نوع آتشفشانی حاشیه قاره و جلو قوس) تشکیل شده باشند. از مشخصات سنگ‌های ساب-ولکانیک اسیدی ریولیتی، وجود ساختار ستون منشوری است. طول ستون‌ها بین ۲۰ سانتی‌متر تا ۳ متر و عرض ۳۰ تا ۴۰ سانتی‌متر متغیر است و عمدتاً سطوح ۵ یا ۶ وجهی از خود نشان می‌دهند.

بهنظر می‌رسد در یک عمق کم (حدود ۱۰ km) در فشار بخار آب ۱ تا ۵ کیلوپا و میزبان آب در حدود ۵٪ و دمای بین ۸۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده باشند.

! مخزن ماگمایی سنگ‌های آندزیتی نیز با توجه به کانی‌های تشکیل دهنده آن به نظر می‌رسد در یک عمق ۸ کیلومتری و دمای بیش از ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بخار آب ۱۰ کیلو بار تشکیل شده باشند.

**منابع**

امیرمطلبی، ن. و اخوان‌قدم، م. ر. (۱۳۷۹) گزارش برداشت و تفسیر داده‌های ژئوفیزیک هوایی با استفاده از روش مغناطیس‌سنجی در ۱:۱۰۰۰۰۰ ساردوئیه، سازمان زمین‌شناسی تهران.

بختیاری، س. (۱۳۷۰) اطلس راه‌های ایران، سازمان جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، چاپ کارون.

رحیمی، م.، کربابی، م. ت. و خزرایی، ع. د. (۱۳۸۰) تهیه نقشه‌های پتانسیل معدنی در گستره ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ ساردوئیه با بهره‌گیری از سیستم اطلاعات جغرافیایی GIS، سازمان زمین‌شناسی کشور.

سزیهی، م. و افروز، ع. (۱۳۶۹) گزارش تحلیلی بر مسائل کانی‌سازی سرب و روی در کمربند آتشفشانی دهج - ساردوئیه، وزارت معادن و فلزات.

شلی، د. (۱۹۹۲) بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی. ترجمه آسیابان‌های رضایی، ع. انتشارات دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، تهران.

قربانی، م. (۱۳۸۲) مانی آتشفشان‌شناسی با نگرشی بر آتشفشان‌های ایران. انتشارات آریز زمین.

Aydin, A. and Degraff, J. M. (1988) Evolution of polygonal fracture patterns in lava flows. Science 239: 471-476.

Ayres, L. D. and Pelloquin, A. S. (2000) Subaqueous, Paleoproterozoic, meta-rhyolite dome-flow-cone complex, Flin Flon greenstone belt, Manitoba, Canada. Precambrian Research 101: 211-235.

Beograd, Y. (1971) Institute for Geology and Mining Exploration and Investigation Geochemical Investigation, Kerman region, Research 36: 104.

Budkewitsch, P., Newton, G. and Hynes, A. (1994) Characterization and extraction of linear features from digital images. Canadian Journal of Remote Sensing 20: 268-279.

Burnham, C. W. (1997) Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes, H. L. (Eds.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Wiley, New York 63-123.

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. Pacific Geology 8: 173-4.

Clarke, D. B. (1992) Granitoid rocks. Chapman and Hall, London.

Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin Ltd. London.

Dadd, K. (1992) Structures within large volume rhyolite lava flows of the Devonian Comerong volcanics, southeastern Australia, and the Pleistocene Ngongotaha lava dome. New Zealand. Journal of Volcanology and Geothermal Research 54: 33-51.

- Dimitrijevic, M. D. (1973) Geology of Kerman region. Geological Survey of Iran, Report 53.
- D'Lemos, R. S. (1996) Mixing between granitic and dioritic crystal mushes, Guernsey, Channel Island, UK. *Lithos* 38: 233-257.
- Dunphy, J. M. and Ludden, J. N. (1998) Petrological and geochemical characteristics of a Paleoproterozoic magmatic arc (Narsajuaq terrane, Ungava, Canada) and compositions to Superior Province granitoids. *Precambrian Research* 91: 109-152.
- Forster, H. J., Tischendorf, G. and Trumbul, R. B. (1997) An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos* 40: 261-293.
- Gill, J. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Berlin.
- Goto, Y. and Tsuchiya, N. (2004) Morphology and growth style of Miocene submarine dacite lava dome at Atsumi, northeastern Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 134: 255-275.
- 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 of London, Special publication 19: 67-81.
- Irvine, T. N. and Bargar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Jakes, P. and Gill, A. J. R. (1972) Major and trace abundances in volcanic rocks of orogenic areas. *Bulletin of Geological Society of America* 83:123-149.
- Karimzadeh Somarin, A. (2004) Marano volcanic rocks. East Azarbaijan province, Iran, and associated Fe mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences* 24: 11-23.
- Kattenhorn, S. A. and Schaefer, C. J. (2004) Characterization and evolution of fractures in low volume pahoehoe lava flows, eastern Snake river Plain, Idaho. *Bulletin of Geological Society of America* 116(34).
- Maniar P. D. and Piccoli P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*. 101: 635–643.
- Menuge, J. F., Brewer, T. S. and Seeger, C. M. (2002) Petrogenesis of metaluminous A-type rhyolites from the St Francois Mountains, Missouri and the Mesoproterozoic evolution of the southern Laurentian margin. *Precambrian Research* 113(3-4): 269-291.
- Newberry, R. J., Bunn, L. E., Swanson, S. E. and Smith, T. E. (1990) Comparative petrological evolution of the Sn and W granites of the Fairbanks–Circle area, interior Alaska. In: Hannah, J. L. and Stein, H. J. (Eds.). *Ore-Bearing Granite Systems; Petrogenesis and Mineralizing Processes*. Geological Society of America 246: 121–142.
- Pearce, T. H., Gorman, B. E. and Birkett, T. C. (1977) The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 36: 121–132.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. J. (1984) Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data evaluation presentation, interpretation*. Longman, Singapore.
- Schaefer, C. J. (2002) Field characterization and thermal mechanical analysis of fracture distributions in basalt lava flows, eastern Snake River Plain, Idaho. M.Sc. thesis, Moscow, University of Idaho.
- Spry, A. H. (1961) The origin of columnar jointing particularly in basalt flow. *Geological Society of Australia* 8: 191-216.
- Stewart, L. A. and McPhie, J. (2003) Internal structure and emplacement of an upper Pliocene dacite cryptodome, Milos Island, Greece. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 124: 129-148.

- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.): *Magma-tism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication 42: 313–345.
- Topley, C. G. and Brown, M. (1982) Interpretation of field relationship of Diorites and associated rocks with particular reference to northwest Guernsey (Channel Islands). *Journal of Geology* 17: 323-343.
- Twist, D. and Harner, R. E. (1987) Geochemistry of contrasting siliceous magmatic suites in the Bushveld complex: genetic aspects and implications for tectonic discrimination diagrams. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 32: 83-98.
- Whalen, J., McNicoll, J., Van Staal, C. R., Frederick, C. J. L., Longstaffe, J., Jenner, G. and Van B. (2006) Spatial, temporal and geochemical Characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to lava break-off. *Lithos* 89: 377-404.
- Yoshihiko, G. and Nobutaka, T. (2004) Morphology and growth style of a Miocene submarine dacite lava dome at Atsumi, northeastern Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 134: 255-275.

پتروژنولوژی، سال اول، شماره دوم، تابستان ۱۳۸۹، صفحه ۱۷-۳۰  
تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۹/۲۴ تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۲/۲۱

### پتروگرافی و شیمی کانی‌های دایک‌های بازالتی غرب برونئی (جنوب غرب اردستان، ایران): شواهدی از اختلاط ماگمایی

عبدالرزاق جباری<sup>۱\*</sup>، منصور قربانی<sup>۱</sup>، پورنگ کویکه<sup>۲</sup>، قدرت ترابی<sup>۱</sup> و نرگس شیردشت‌زاده<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

<sup>۳</sup> استشنیوتی کانی‌شناسی، دانشگاه هانوو، آلمان

#### چکیده

در منطقه برونئی (جنوب غرب اردستان) که بخشی از نوار ماگمایی ارومیه – دختر است، دایک‌های بازالتی میوسن با ساخت منشوری واحدهای آتشفشانی اوسن را قطع نموده‌اند. این سنگ‌ها دارای انکلاوهای گرانیتوئیدی الیگوسن بوده و سن احتمالاً میوسن را نشان می‌دهند. کانی‌های سازنده آن‌ها الیون‌های کلریتی، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، کلریت، ایلمنیت و مگنتیت هستند. بافت‌های عمده این سنگ‌ها نیز پورفیری، میکروکلیتی، میکروکلیتی پورفیری، گلوپورفیریک، و بافت غربالی پلاژیوکلازها است. کلینوپیروکسن‌ها دارای ترکیب اوزبیت تا دیوپسید بوده و پلاژیوکلازها نیز دارای طیف ترکیبی لارودریت تا پتونیت هستند. کلریت‌ها از نوع دیابانتیت بوده و اغلب از دگرسانی الیون‌ها به‌وجود آمده‌اند. برخی از کلریت‌ها نیز در زمینه سنگ دیده می‌شوند. بررسی‌های پتروگرافی و شیمی کانی‌ها نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها دچار اختلاط ماگمایی شده، هنگام در حین صعود نیز بخش‌هایی از سنگ دیواره را که بیشتر دارای ترکیب گرانیتوئید هستند، با خود حمل نموده است. این سنگ‌ها ویژگی‌های مشابه با بازالت‌های قوس‌های آتشفشانی را دارند.

**واژه‌های کلیدی:** اردستان، ارومیه – دختر، ایران، بازالت، کانی‌شناسی

#### مقدمه

به‌همراه سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های نفوذی اسیدی و بازی وجود دارند (درویش زاده، ۱۳۷۰؛ اسماعلی و همکاران، ۱۳۷۱؛ قربانی، ۱۳۸۲؛ Berberian, 1981). از جدیدترین بررسی‌های زمین‌شناسی ارائه شده در مورد نوار ماگمایی ارومیه – دختر می‌توان به (Omrani et al., 2008) اشاره نمود که در آن تشکیل این پهنه

نوار ماگمایی (ارومیه – دختر) بیشتر از سنگ‌های آتشفشانی و در امتداد پهنه طولی از سهند تا بزمان با روند (شمال‌باختری – جنوب‌خاوری) به‌طول ۱۷۰۰ کیلومتر و پهنای تقریبی ۱۵۰ کیلومتر به‌موازات پهنه سندج – سیرجان قرار دارد. در این پهنه ماگمایی

ماگمایی به فروروانی پوسته اقیانوسی نفوذتیس از تریاس تا اوسن به زیر صفحه ایران در نظر گرفته شده است. Amidi (۱۹۷۷) سنگ‌های ولکانیک اوسن در ناحیه نطنز – سوگک را به‌صورت شش فاز تقسیم نموده است که به‌ترتیب عبارتند از:

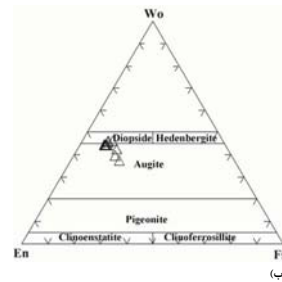
- (۱) سنگ‌های ریولیتی که به‌صورت توف و ایگنمبریت در محیط دریایی بسیار کم عمق همراه با کنگلومرا و آهک‌های تخریبی نهشته شده‌اند؛
- (۲) سنگ‌های آندزیتی زیرین که بیشتر از نوع آندزیت و آندزیت‌های تاسیم‌دار هستند؛
- (۳) سنگ‌های ریوداسیتی که نمایانگر یک فعالیت قاره‌ای هستند و به‌طور محلی به‌صورت گنبد ظاهر می‌شوند. در بعضی نواحی نیز حالت ایگنمبریتی دارند. این فعالیت آتشفشانی اسیدی که در بسیاری از قسمت‌های ایران مشاهده می‌شود، با داشتن سطحی فرسایش یافته در قسمت بالایی خود، دلیلی بر رخداد یک فاز تکونیتی مهم و فراگیر در اوسن است؛
- (۴) سنگ‌های آندزیت میانی، به فراوانی به‌صورت سنگ‌های آذرآواری و سنگ‌های جریان‌ی – آندزیتی دیده می‌شوند. در این مرحله فعالیت ریولیتی از نوع قاره‌ای، به‌صورت توف‌های اسفرولییتی و ایگنمبریتی دیده می‌شوند؛
- (۵) سنگ‌های سری شوشونیتی شامل آساروکیت، شوشونیت، تراکی آندزیت و توسکانیت که آنالسیم در آنها فراوان است؛
- (۶) سنگ‌های آندزیتی بالایی که به‌سوی قطب غنی از آلومینیوم تمایل داشته، دارای چند فعالیت کوچک از نوع اسیدی هستند.

Amidi (1977) سنگ‌های ولکانیک الیگوسن این منطقه را ریولیت‌های قاره‌ای می‌داند که نشان‌دهنده خشکی‌زایی وسیعی در اواخر اوسن و اوایل الیگوسن





در بررسی پتروگرافی تعدادی از نمونه‌ها وجود قطعات سنگی گرانیتوئیدی به خوبی مشخص است. کانی‌های این انکلاوها از اطراف ذوب شده و دارای خوردگی خلیجی هستند. بررسی پتروگرافی و مشخصات میکروسکوپی کلیئوپروکسن‌ها نشان می‌دهد که برخی از کلیئوپروکسن‌ها کلیئوپروکسن درشت‌تر بوده، دارای منطقه‌بندی هستند، اما نوع دوم فنوکریست‌های کلیئوپروکسن کوچکتر بوده، دارای منطقه‌بندی نیستند. در محاسبه فرمول ساختاری فنوکریست‌های نوع دوم و فنوکریست‌های موجود در زمینه، مقدار  $Al^{VI}$  صفر در نظر گرفته شده است. درشت‌بلورهای پلازیوکلاز نیز به دو صورت سالم و یا غربالی با خوردگی خلیجی و منطقه‌بندی دیده می‌شوند. برخی از فنوکریست‌های پلازیوکلاز دارای اذخال‌هایی از کلیئوپروکسن بوده، برخی از فنوکریست‌های کلیئوپروکسن دارای اذخال‌هایی از پلازیوکلاز در حاشیه هستند.

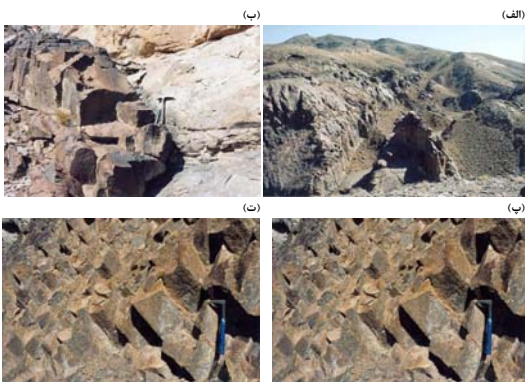


وجود دو بافت اینترگرانول و آفیتیک در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که در بخشی از این سنگ‌ها تبلور کلیئوپروکسن قبل از تبلور پلازیوکلاز رخ داده است و در بخشی دیگر پلازیوکلازها قبل از کلیئوپروکسن متبلور شده‌اند. این مسأله نشان‌دهنده عدم یک تبلور ساده حاصل از یک ماگمای بازالتی واحد است.

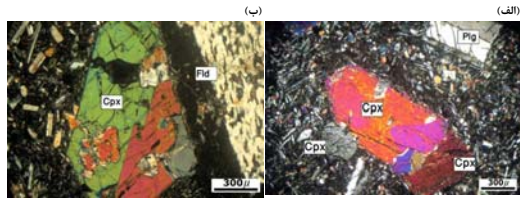
بررسی شیمی کانی‌های موجود در این سنگ‌ها با استفاده از دستگاه الکترون میکروپروب نشان می‌دهد که کلیئوپروکسن‌ها از نوع دیوپسید و اوزیت هستند. فنوکریست‌های پلازیوکلاز نوع سالم (نوع اول) از نظر ترکیبی کلسیک‌تر از فنوکریست‌های پلازیوکلاز دارای منطقه‌بندی با بافت غربالی و خوردگی خلیجی (نوع دوم) هستند. بر اساس ترکیب شیمیایی، پلازیوکلازهای

شکل ۴- موقعیت کلیئوپروکسن‌های آنالیزشده در دیاگرام تقسیم‌بندی پیروکسن‌ها (الف) فنوکریست‌های کلیئوپروکسن نوع اول (با علامت مثلث) ب) فنوکریست‌های کلیئوپروکسن نوع دوم (با علامت دایره) و کلیئوپروکسن‌های موجود در زمینه (با علامت لوزی).

تسا بی‌شکل دیده می‌شوند. کلیئوپروکسن و پلازیوکلازهای این سنگ‌ها سالم بوده، اما الیون‌ها کلریتی و بخش‌هایی از آنها به ایلمنیت‌های مگنتیتی تبدیل شده‌اند. کلریت‌های موجود در این سنگ‌ها دارای



شکل ۲- تصاویر صحرایی بازالت‌های مورد بررسی، (الف) ب) قطع‌شدن و لکانیک‌های الیون توسط دایک‌های مورد بررسی، (ب) ت) نمای نزدیک بازالت‌های دارای ساخت منشوری.



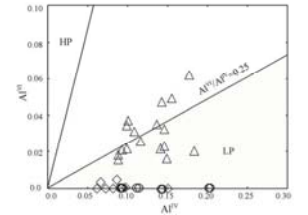
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی بازالت‌های منشوری غرب برون (جنوب غرب اردستان). (الف) بافت پورفیری به‌صورت درشت‌بلورهای پلازیوکلاز و کلیئوپروکسن سالم (نوع اول) در زمینه‌ای از میکروکلیت‌های پلازیوکلاز، کلیئوپروکسن، مگنتیت و ایلمنیت، (ب) درشت‌بلورهای پلازیوکلاز و کلیئوپروکسن نوع دوم که دارای بافت غربالی و اذخال هستند.

ترسیم  $Al^{VI}$  در برابر  $Al^{IV}$  موجود در فرمول ساختاری (Aoki and Shiba, 1973) برای کلیئوپروکسن‌های مورد مطالعه نیز نشان می‌دهد که برخی از درشت‌بلورهای کلیئوپروکسن در فشارهای بیشتر تشکیل شده‌اند (کلیئوپروکسن‌های موجود در بازالت اول) و برخی دیگر (فنوکریست‌ها کلیئوپروکسن نوع دوم) در شرایطی همانند کلیئوپروکسن‌های موجود در زمینه در فشارهای بسیار کم تشکیل شده‌اند و احتمالاً بیانگر تبلور آنها در حین صعود است (شکل ۷). این شکل نشان می‌دهد که اختلاط ماگمایی بعد از تبلور تمام کلیئوپروکسن‌های بازالت اول رخ داده است (Aoki and Shiba, 1973). ترمبارومتری کلیئوپروکسن‌ها دمای ۷۳۰ تا ۱۱۱۴ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲/۴ تا ۷/۷ کیلوپا را نشان می‌دهد که در توافق با نتایج حاصل از ترمومتری (Lindsley 1983) است. نتایج محاسبات در شکل ۸ و جدول ۴ آورده شده است.

بررسی منطقه‌بندی موجود در پلازیوکلازها نشان می‌دهد که منطقه‌بندی از نوع نوسانی بوده که بیانگر تغییر ترکیب مداوم ماگمای در حال تبلور پلازیوکلاز است. تغییرات مقدار آنورتیت موجود در پلازیوکلازها از مرکز به حاشیه در شکل ۹ آورده شده است.

جدول ۴- ژنوترمبارومتری کلیئوپروکسن‌های مورد بررسی با استفاده از روش ژنوترمومتری تک‌کلیئوپروکسن (Nimis and Taylor, 2000)

Samples	Thermometry (Nimis and Taylor(2000))			Barometry (Nimis and Taylor(2000))		
	Pressures (kbar):			Pressures (kbar):		
	1	5	10	1	5	10
Cpx Type 1						
1	887	894	904	-	-	874
3	950	959	969	-	-	938
4	966	974	985	-	-	954
29	964	972	983	5.3	5.3	973
38	947	955	966	5.0	5.0	955
58	1054	1063	1074	5.7	5.7	1064
59	1085	1094	1105	6.6	6.6	1097
100	959	967	978	7.2	7.2	973
102	957	966	976	5.2	5.2	966
103	982	990	1001	5.7	5.7	992
104	971	979	990	4.3	4.3	978
106	942	950	961	4.3	4.3	949
114	973	981	992	5.3	5.3	982
117	903	911	921	5.6	5.6	944
118	868	876	886	4.6	4.6	875
119	935	943	953	3.8	3.8	909
Cpx Type 2						
7	806	813	822	-	-	796
17	851	859	869	-	-	841
18	725	732	740	3.7	3.7	730
19	1009	1018	1029	4.2	4.2	1016
20	1051	1060	1071	4.6	4.6	1059
21	1032	1041	1052	4.2	4.2	1039
33	1100	1110	1121	4.7	4.7	1109
39	654	660	668	3.5	3.5	657
42	967	975	986	3.0	3.0	971
120	1089	1089	1100	4.9	4.9	1089
Cpx Groundmass						
16	970	979	989	-	-	961
26	1087	1097	1108	4.5	4.5	1095
28	1072	1081	1092	4.3	4.3	1079
31	1070	1079	1091	4.2	4.2	1077
33	1100	1110	1121	4.7	4.7	1109
34	1105	1115	1126	4.7	4.7	1114
43	1022	1030	1041	2.4	2.4	1025



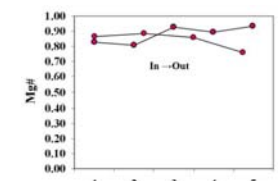
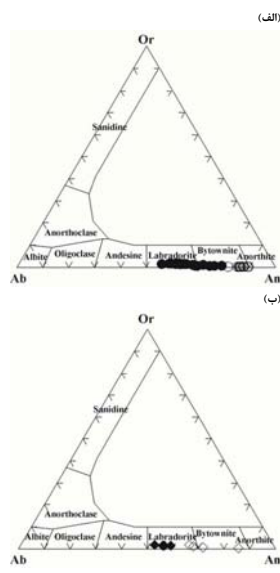
شکل ۷-  $Al^{VI}$  در برابر  $Al^{IV}$  کلیئوپروکسن‌های مورد مطالعه. فنوکریست‌های کلیئوپروکسن نوع اول با علامت مثلث، فنوکریست‌های کلیئوپروکسن نوع دوم با علامت دایره و کلیئوپروکسن‌های زمینه با علامت لوزی مشخص شده‌اند (Aoki and Shiba, 1973).

میکروسکوپی دارای انکلاوهای گرانیتوئیدی الیگوسن هستند، لذا سن این واحد سنگی بر اساس روابط صحرایی و بررسی‌های پتروگرافی بعد از الیگوسن و احتمالاً میوسن است.

در بررسی‌های میکروسکوپی این سنگ‌ها وجود دو فنوکریست کلیئوپروکسن و دو نوع فنوکریست پلازیوکلاز به خوبی مشخص است. مطالعه شیمی فنوکریست‌های کلیئوپروکسن، و کلیئوپروکسن‌های موجود در زمینه (مقدار  $Al^{VI}$  آنها) نشان می‌دهد که برخی از فنوکریست‌ها (نوع اول)، با سایر فنوکریست‌ها (نوع دوم) و تمام کلیئوپروکسن‌های موجود در زمینه متفاوتند.

بررسی تغییرات ترکیب فنوکریست‌های کلیئوپروکسن دارای منطقه‌بندی (نوع اول) نشان می‌دهد که مقدار  $Mg\#$  آنها از مرکز به حاشیه افزایش و در برخی دیگر کاهش می‌یابد (شکل ۶).

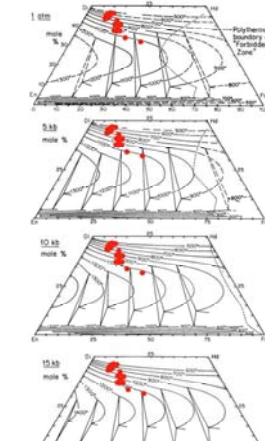
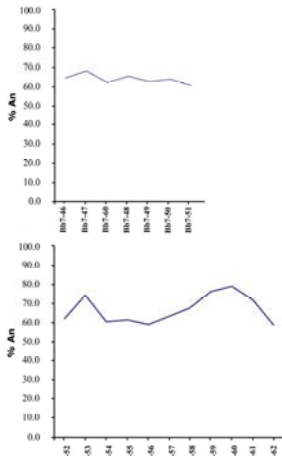
کلیئوپروکسن‌ها یکی از مهمترین کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین بوده که بررسی ترکیب شیمیایی و محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها اطلاعات بسیار مهمی در مورد سنگ در برگیرنده آن‌ها ارائه خواهد نمود (Leterrier et al., 1982).



شکل ۶- بررسی تغییرات ترکیب فنوکریست‌های کلیئوپروکسن دارای منطقه‌بندی (نوع اول).

بحث

از آن‌جایی که در بررسی‌های صحرایی، بازالت‌های منشوری مورد مطالعه به‌صورت دایک‌هایی سنگ‌های ولکانیک الیگوسن را قطع نموده، در بررسی‌های



شکل ۸- زئوتوموگرامتری کلینوپروکسن‌ها بر اساس روش Lindsley (1983) برای فشارهای ۱، ۵، ۱۰ و ۱۵ کیلوپا.

شکل ۹- بررسی تغییرات مقدار درصد آنورتیت در دو نمونه از فنوکریست‌های پلازیوکلاز نوع دوم که دارای منطقه‌بندی هستند.

جدول ۵- نتایج ترمومتري کلریت‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی. نقاط ۱۱۲، ۱۱۶، ۱۲۸ و ۱۲۹، کلریت‌های موجود در زمینه سنگ و نقاط ۲۴، ۲۵ و ۲۶ نیز کلریت‌های حاصل دگرسانی الیون‌ها هستند. در ترمومتري کلریت‌ها از سه منبع مختلف استفاده شد.

Point	Cathelineau and Nieva (1985)		Cathelineau (1988)		Jowett (1991)	
	T1	T2	T2	T3	T3	T3
112	322.31	398.19	398.19	447.49	447.49	447.49
116	349.82	439.72	439.72	504.21	504.21	504.21
128	309.08	378.23	378.23	438.15	438.15	438.15
129	306.09	373.72	373.72	438.27	438.27	438.27
23	411.89	533.42	533.42	622.27	622.27	622.27
24	527.07	707.29	707.29	751.95	751.95	751.95
35	477.37	632.27	632.27	743.46	743.46	743.46

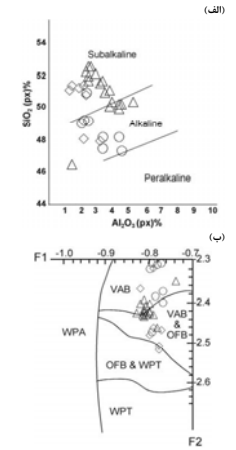
ترمومتري کلریت‌ها (Jowett, 1991; Cathelineau, 1985; Cathelineau and Nieva, 1985) نیز نشان می‌دهد که دمای تشکیل کلریت‌ها موجود در زمینه، ۳۲۲ تا ۵۰۴ درجه سانتی‌گراد، و دمای تشکیل کلریت‌های حاصل دگرسانی الیون‌ها، ۴۱۱ تا ۷۵۱ درجه سانتی‌گراد است. این ترمومتري نشان می‌دهد که کلریت‌های حاصل از دگرسانی الیون‌ها در دمای بالاتری نسبت به کلریت‌های موجود در زمینه سنگ به‌وجود آمده‌اند. نتایج ترمومتري انواع کلریت‌های موجود در سنگ‌های مورد بررسی که توسط ترمومترهای مختلف به‌دست آمده، در جدول ۵ ارائه شده است.

دو نوع پلازیوکلاز در زمینه سنگ‌ها، و اختلاف نتایج بارومتري کلینوپروکسن‌ها نشان می‌دهد که سنگ‌های مورد بررسی از تبلور ساده و عادی یک ماگمای بازالتی واحد به‌وجود نیامده و هنگام صعود بخش‌هایی از سنگ دیواره را نیز با خود حمل نموده است. به‌نظر می‌رسد که ماگمای بازالتی دما بالای نوع اول که کلینوپروکسن‌های خود را متبلور نموده، دارای درشت‌بلور پلازیوکلازهای کلسیک و میکروولیت است. به ماگمای دما پایین‌تر نوع دوم که دارای کلینوپروکسن و پلازیوکلاز سدیک‌تر داشته است، اضافه شده و بر اثر این اختلاط ماگمایی پلازیوکلازهای ماگمای نوع دوم دارای بافت غربالی و خوردگی خلیجی شده‌اند.

#### نتیجه‌گیری

دایک‌های بازالتی منطقه برون از کانی‌های کلینوپروکسن، الیون کلریتی، پلازیوکلاز، ایلمنیت و مگنتیت تشکیل شده‌اند. این بازالت‌ها دارای بافت‌های پورفیری، گلوپوروفیری، اینترگرانولار، ایتیک و غربالی بوده، ساخت منشوری را نشان می‌دهند. بررسی‌های مختلف نشان می‌دهد که بازالت‌های منشوری منطقه برون متعلق به کمان‌های آتشفشانی بوده، بر اثر اختلاط ماگمایی دو ماگمای بازالتی به‌وجود آمده‌اند. از مهم‌ترین شواهد این اختلاط ماگمایی می‌توان به وجود دو نوع کلینوپروکسن و پلازیوکلاز با بافت‌ها و شیمی متفاوت، زونینگ نوسانی پلازیوکلازها، وجود بافت غربالی، و محدوده گسترده دما و فشار حاصل از ترموپروکسن کلینوپروکسن‌ها اشاره نمود. ماگمای حاصل از اختلاط هنگام صعود قطعمانی از گرانیت‌های الیگوسن را با خود حمل کرده و در یک محیط خشکی فوران نموده است. از آنجایی که این واحد سنگی دارای انکلاوهای از گرانیت‌های الیگوسن بوده و همچنین تمام واحدهای آتشفشانی ائوسن را قطع نموده است، لذا سن احتمالی میوسن را می‌توان به این سنگ‌ها نسبت داد.

کلینوپروکسن‌ها کانی‌های پتروژئیکی هستند که در مقابل دگرسانی مقاوم بوده، با استفاده از ترکیب آنها می‌توان نوع سری ماگمایی و نوع محیط تکتونیکی ماگمای سازنده آنها را مشخص نمود (Leterrier *et al.*, 1982). بررسی ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن‌های موجود در بازالت‌های منشوری برون نشان‌دهنده تعلق آنها به سری ماگمایی ساب‌آلکان و آلکان بوده، بیانگر تشکیل این سنگ‌ها در محیط تکتونیکی کمان‌های آتشفشانی است (شکل ۱۰).



شکل ۱۰- دیاگرام‌های تعیین سری ماگمایی (الف) با استفاده از ترکیب شیمیایی کلینوپروکسن‌ها (Le Bas, 1962)، (ب) محیط تکتونیکی (Nisbet and Pearce, 1977).

دیده شدن انکلاوهای گرانیت‌یونیدی، منطقه‌بندی نوسانی پلازیوکلازها، اختلاف ترکیب فنوکریست‌های کلینوپروکسن و پلازیوکلازهای موجود در سنگ، وجود

#### منابع

- امامی، م. ج.، علختری جعفری، م. و ونوقی عابدینی، م. (۱۳۷۱) پالئونیسم تشریحی منطقه اردستان (ایران مرکزی). فصل‌نامه علوم زمین ۴: ۲-۱۴.
- درویش زاده، ع. (۱۳۷۰) زمین‌شناسی ایران. انتشارات امیرکبیر، تهران.
- قربانی، م. (۱۳۸۲) مبانی آتشفشان‌شناسی با نگرشی بر آتشفشان‌های ایران. انتشارات آریز زمین.
- Amidi, S. M. (1977) Etude géologique de la région de Natanz-Surk (Iran, Central). Thèse Ph.D., University of Grenoble, France.
- Berberian, F. (1981) Petrogenesis of Iranian plutons: a study of the Natanz and Bazman intrusive complexes. PhD thesis, Cambridge University.
- Aoki, K. and Shiba, I. (1973) Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinom c-gate, Japan. Lithos 6: 41-51.
- Cathelineau, M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. Clay Minerals 23: 471-485.
- Cathelineau, M. and Nieva, D. (1985) A chlorite solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contributions to Mineralogy and Petrology 91: 235-244.
- Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. Mineralogical Magazine 51: 431-435.
- Jowett, E. C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermo-meter. Geological Association of Canada/ Mineralogical Association of Canada/ Society of Economic Geology Joint Annual Meeting, Toronto.
- Le Bas, M. J. (1962) The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. American Journal of Science 260: 267-288.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. Earth and Planetary Science Letters 59(1): 139-154.
- Lindsley, D. H. (1983) Pyroxene thermometry, American Mineralogist 68: 477-493.
- Nimis, P. and Taylor, W. R. (2000) Single pyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and evaluation of the Cr-in-pyroxene barometer and enstatite solvus thermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 139: 541-554.
- Nisbet, E. G. and Pearce, J. A. (1977) Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. Contributions to Mineralogy and Petrology 63: 149-160.
- Omranji, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. Lithos 106(3-4): 380-398.
- Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, UK.

**مطالعه پدیدت‌های تکتونیکی آفیولیتی خوی**

خدیجه خلیلی<sup>۱\*</sup> و رضا پهلوانی‌نژاد<sup>۲</sup>  
<sup>۱\*</sup> دانشگاه پیام‌پور مرکز بروجن، چهارمحال و بختیاری، ایران  
<sup>۲</sup> سازمان آب منطقه‌ای استان اصفهان، اصفهان، ایران

**چکیده**

منطقه آفیولیتی خوی در شمال‌باختری ایران واقع شده است. این پهنه دارای پی‌سنگ پرکامبرین است. پدیدت‌های تکتونیکی خوی به‌طور عمده از هارزبوریت‌های کلبیوپروکسن‌دار تشکیل شده‌اند. این هارزبوریت‌ها دارای بافت‌های پروتوگراولار، پورفیروکلاستیک و انتقالی بوده، از الیون (دارای Kink band)، ارتوپروکسن (دارای خاموشی موجی و اکسولوشن کلبیوپروکسن)، اسپینل (به‌صورت Holly-Leaf و شکل‌دار) و کمتر از ۱۰ درصد کلبیوپروکسن تشکیل شده‌اند. در این هارزبوریت‌ها دو مرحله دگرسانی قابل مشاهده است. یک مرحله دگرسانی استاتیک و مرحله دیگر دگرسانی دینامیک است. این پدیدت‌ها باقی‌مانده ذوب‌بخشی لرزولیت‌های اسپینل‌دار هستند. پدیدت‌های تکتونیکی خوی در عناصر REE الگوهای L۱ شکل را نشان می‌دهند. وجود این الگوها به احتمال زیاد مربوط به مراحل ذوب‌بخشی و مراحل بعد از ذوب‌بخشی از قبیل نفوذ ماگماهای فلسیک بعد از جاگیری آفیولیت‌هاست.

**واژه‌های کلیدی:** آفیولیت، پدیدت‌های تکتونیک، خوی، عناصر نادر خاکی

اصم از کالارد ملانزهای تکتونیکی (Kamini and Mortimer, 1975) با مجموعه آفیولیت‌های کرتاسه فوقانی است که تکتونیزه و دگرگونی (Hassanipak and Ghazi, 2000) هستند. مطالعات صورت‌گرفته توسط Khalatbari و همکاران (۲۰۰۳) نشان می‌دهد که دو مجموعه آفیولیتی مجزا در منطقه خوی دیده می‌شود: (۱) مجموعه آفیولیتی قدیمی دگرسانی با سن کرتاسه تحتانی که از قطعات تکتونیک بزرگ از

مقدمه  
منطقه آفیولیتی خوی در شمال باختری ایران و در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ خوی واقع شده است. این منطقه از نظر تقسیمات زمین‌شناسی با عناوین مختلف معرفی شده، به‌طوری که نبوی (۱۳۵۵) آن را با عنوان پهنه البرز- آذربایجان معرفی نموده است. این پهنه دارای پی‌سنگ پرکامبرین است. مطالعات قبلی صورت‌گرفته بیانگر حضور تنها یک مجموعه آفیولیتی

مجموعه آفیولیتی خوی از بالا به پایین شامل سنگ آهک پلاژیک، چرت و رسوبات ولکانوسدیمنت (لایه ۱)، گدازه‌های بالشی (لایه ۲)، اپی‌دوریت‌ها و گابروهای لایه‌ای (لایه ۳) و سنگ‌های الترامافیک کومولیت و تکتونیتی (لایه ۴) است. در این مجموعه آفیولیتی دایک‌های صفحه‌ای مشاهده نمی‌شود. سنگ‌های پدیدت‌ی در نقشه خوی با روند شمال‌باختر- جنوب‌خاور به‌صورت دو توده مجزا دیده می‌شوند. توده اول از روستای چوچوک شروع شده و به سمت شمال‌باختر توسعه یافته است و اغلب در ارتباط با گابروهای کومولیت است. توده دوم از باختر روستای خانقاه شروع شده و به سمت شمال‌باختر توسعه یافته و با مرز گسله در مجاورت سنگ‌های دگرگونی قرار گرفته است. به‌طور عمده، توده اول دارای بافت‌های کومولیتی و توده دوم دارای بافت‌های تکتونیتی است. این پژوهش به پتروگرافی و ژئوشیمی پدیدت‌های تکتونیتی مجموعه می‌پردازد.

**روش انجام پژوهش**

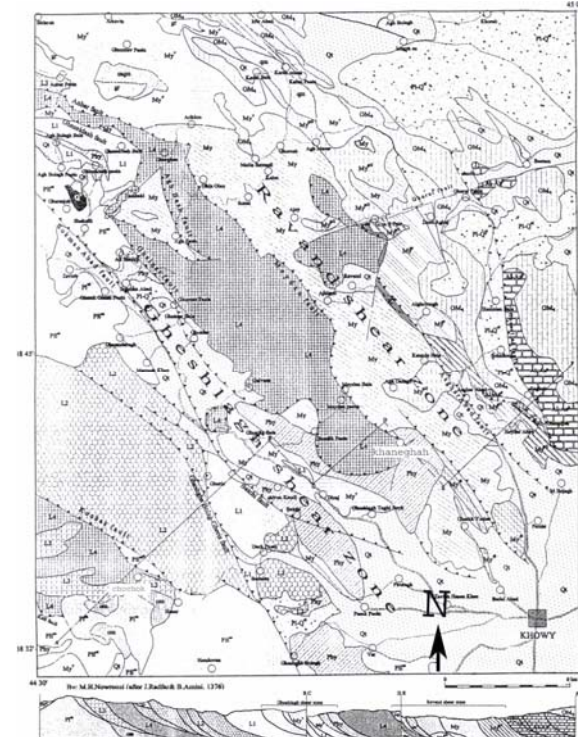
ابتدا با بررسی‌های صحرایی در مناطق خوی و دیزج، توالی و مرزهای سنگی آفیولیتی خوی بررسی شد. سپس با تمرکز بر روی پدیدت‌های مجموعه، از آنها نمونه برداری و مقاطع نازک تهیه شد.

بعد از بررسی‌های مقدماتی میکروسکوپی بر اساس شواهد بافتی محل دقیق رخنمون پدیدت‌های تکتونیتی مشخص شد و نمونه‌برداری‌های تکمیلی از آنها به عمل آمد. سپس ضمن مطالعات دقیق پتروگرافی، نمونه‌هایی برای آنالیز شیمیایی انتخاب شدند، تا به روش ICP-MS در دانشگاه جورجیای آمریکا تجزیه شوند.

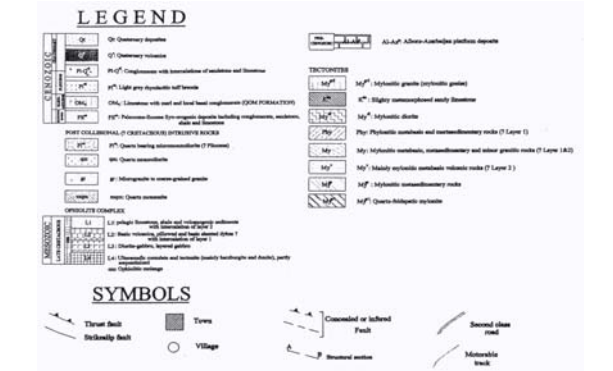
تکتونیت‌های گوشته به‌همراه لنزها و دایک‌هایی از متاگابروها، آفیولیت‌ها و متادایازها تشکیل شده است. سنگ‌های مافیک این مجموعه در حد رخنساره آفیولیتی دگرگون شده، تعیین سن کانی‌های دگرگونی به روش <sup>40</sup>K/<sup>40</sup>Ar، سنی معادل ژوراسیک تحتانی تا کرتاسه فوقانی را نشان می‌دهد. این قطعات آفیولیتی تحول یافته به‌مقدار کمی همراه زون دگرگونی شرقی هستند.

(۲) کمپلکس غبردگرگونی جوان با سن کرتاسه فوقانی: این آفیولیت نشان‌دهنده آخرین فعالیت پشته‌آیانوس در حوضه خوی است که بر روی سکوی قاره غربی و بخشی از آن فرورانده شده است. این مجموعه، سنی مشابه سایر آفیولیت‌های معروف غرب ایران، ترکیه و عمان دارد که متعلق به هلال آفیولیت به دور عربستان (Pre-Arabic ophiolitic crescent) است (Ricou, 1971). بنابراین، تمامی این آفیولیت‌ها که فاقد دگرگونی ناحیه‌ای هستند، بعد از بازشدن آیانوس نتونیتس در پرمین فوقانی، با گسترش بیشتر این آیانوس توسعه یافته و در طی کرتاسه فوقانی بر روی حاشیه جنوبی آیانوس نتونیتس (پلاتفرم عربی- آفریقایی) و یا بر روی خرده قاره‌های گندوانا که در طی زمان پرمین - تریاس از بلوک گندوانا جدا شده‌اند، رانده شده‌اند (Khalatbari et al., 2004).

آفیولیت‌های مورد بحث ما متعلق به گروه دوم هستند که با سن کرتاسه فوقانی دارای ویژگی‌هایی است که مختص رشته‌های میان‌آیانوسی با گسترش کم است. واحدهای سنگی موجود در منطقه خوی شامل نهشته‌های پلاتفرمی البرز- آذربایجان، مجموعه آفیولیتی، سنگ‌های دگرگون‌شده (میلونیت)، نهشته‌های سونوزویک و سنگ‌های نفوذی است (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه لیتوتکتونیک خوی (نوروزی، ۱۳۷۹)، هارزبوریت‌های تکتونیکی (L4) (شمال‌باختر روستای خانقاه).



شکل ۱- ادامه

همکاران (۱۹۹۷) این نوارشدگی‌ها عموماً مربوط به گوشته اولیه ناهمگن هستند. پدیدت‌های تکتونیتی دارای بافت‌های میکروسکوپی متعددی هستند. این بافت‌ها توسط Mercier و همکاران (۱۹۷۵) طبقه‌بندی شده‌اند. بر این اساس، بافت‌های موجود در تکتونیت‌های منطقه خوی شامل بافت‌های پروتوگراولار (Protogranular)، پورفیروکلاستیک (Porphyroclastic) و انتقالی (Transitional) (حداوسط بین بافت‌های پورفیروکلاستیک و هم‌بند (Equigranular) هستند.

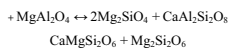
بافت پروتوگراولار قدیمی‌ترین بافت پدیدت‌های تکتونیتی محسوب می‌شود. هارزبوریت‌هایی که در منطقه مورد مطالعه دارای این بافت هستند، به‌طور عمده، شامل الیون، انستاتیت و کمتر از ۱۰ درصد دیوپسید هستند. الیون‌ها و انستاتیت‌ها درشت‌دانه

**زمین شناسی منطقه**  
پدیدت‌های تکتونیتی مجموعه آفیولیتی خوی به‌طور عمده از نوع هارزبوریت هستند و به‌صورت گسله بر روی الترامیلونیت‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۲-الف). عملکرد درزه‌های هم‌میغ (Conjugate joint) و ایجاد فرسایش کروی (Spherical weathering) به‌همراه هوازدگی باعث ایجاد ساخت‌های قله‌ای در این هارزبوریت‌ها شده است. این سنگ‌ها در نمونه‌دستی، دانه‌ای و دارای کانی‌های نسبتاً درشت الیون و ارتوپروکسن هستند (پهلوانی‌نژاد، ۱۳۸۰). در بخش‌هایی از ردیف پدیدت‌های تکتونیتی خوی (شمال‌باختر روستای خانقاه) نوارهای ترکیبی از هارزبوریت، دونیت و بیروکسیت مشاهده می‌شود (شکل ۲-ب). این گونه ساخت‌های نوری در تکتونیت‌های آفیولیت عمان نیز قابل رؤیت است که به‌عقیده Hldefonse و

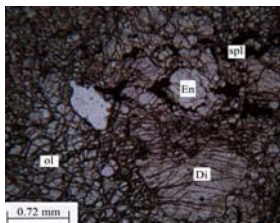


دانه‌های ریز موزائیکی تبدیل شده‌اند. اسپینل عموماً به‌صورت کرمی‌شکل درون یا اطراف انستاتیت‌ها یا به‌صورت میان‌روزنه‌ای (Interstitial) بین دانه‌های پیروکسن باقی مانده است (شکل ۳). آنورتیت موجود در ماگمای بازیک هنگام عبور از گوشته یا بیون آنها واکنش داده و رشد توأم مجموعه کانی‌های انستاتیت، دیوپسید و کرم‌اسپینل را موجب شده است (واکنش ۱). شایان ذکر است که بافت پروتوگرانولار فقط در پریدوتیت‌های آلیپی تشکیل شده (Nicolas et al, 1971) و در مجموعه‌های اقیولیتی زیادی گزارش شده است.

واکنش ۱:



اسپینل + دیوپسید + انستاتیت → الیون + آنورتیت



شکل ۳- هارزبورژیت‌های پروتوگرانولار که نشان‌دهنده تعادل اسپینل کرم‌دار، انستاتیت و دیوپسید است (الیون=Ol، انستاتیت=En، اسپینل=Sp).

یافت پورفیروکلاستیک بر اثر افزایش جریان پلاستیک بر روی بافت پروتوگرانولار تشکیل می‌شود. هارزبورژیت‌های منطقه مورد مطالعه که دارای این بافت

(4mm) بوده، در طول آنها یک ماکل ضعیف مکانیکی (Kink bands) ایجاد شده است. در بخش‌های پیرامونی انستاتیت‌ها، دیوپسید به‌صورت لکه‌ای مشاهده می‌شود.

(الف)



(ب)



شکل ۲- الف) واحد هارزبورژیتی (لایه ۴ از مجموعه اقیولیتی) که به‌صورت گسله بر روی الیون‌های منطقه قرار گرفته است (شمال روستای رونه). ب) نوارهای ترکیبی از هارزبورژیت، پیروکسنیت و دیوپسید در واحد پریدوتیت‌های تکتونیتی (شمال‌باختر روستای خلفه).

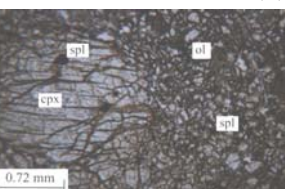
اسپینل‌ها عموماً به‌صورت کرمی‌شکل اطراف انستاتیت‌ها یا بین انستاتیت‌ها و لکه‌های دیوپسید به‌وجود آمده‌اند. بر اثر تبلور مجدد، پیروکسن‌ها به‌صورت مهرشده گرافیک (Graphic intergrowth) به

درون این سنگ‌ها عبور کرده و اثر دیگر آن تشکیل نئوبلاست است (شکل‌های ۴، ۵، ۶، ۷، ۸، ۹، ۱۰). بافت هم‌بعد به‌وسیله تبلور مجدد بافت پورفیروکلاستیک توسعه پیدا می‌کند.

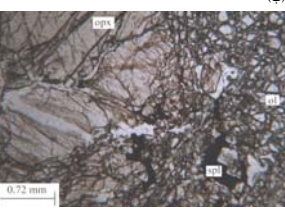
در هارزبورژیت‌های تکتونیتی خوی بافت هم‌بعد (۱) در پورفیروکلاست‌های باقی‌مانده در تیب انتقالی، میان‌بارهای اسپینل خودشکل و گروه وجود داشت (شکل ۵- الف)، در صورتی که پورفیروکلاست‌های بافت پورفیروکلاستیک فاقد هر گونه میان‌بار اسپینل هستند (شکل ۵- ب). تفسیر این مطلب به این‌گونه است که در بافت انتقالی به‌علت افزایش تغییرشکل، بلورهای اطراف اسپینل‌ها رشد نموده و آن‌ها را به‌دام انداخته‌اند.

اسپینل‌ها در بافت انتقالی شکل‌دار و پراکنده بوده (شکل ۵- الف)، در صورتی که در بافت پورفیروکلاستیک اسپینل‌ها به‌صورت برگ راجی (Holly Leaf) هستند (شکل ۵- ب).

پریدوتیت‌های نوع هارزبورژیتی منطقه عمدتاً سالم بوده و فقط به میزان کمی سرپانتینی تبدیل شده‌اند. در مناطق برخی سرپانتینیت‌ها توسعه زیادتری پیدا نموده‌اند (واکنش‌های آب‌گیری ساب‌سولیدوس بین آب، الیون و پیروکسن ماگمایی باعث ایجاد سرپانتینیت‌ها می‌شوند). بلورهای گروه سرپانتین شامل آنتیگوریت، لیزاردیت و کریزوتیل هستند. عموماً آنتیگوریت‌ها در درجه حرارت‌های بالا (۲۵۰-۵۰۰°C) پایداری بیشتری داشته‌اند، در صورتی که لیزاردیت و کریزوتیل در حرارت‌های پایین‌تر (۲۵۰°C) دارای پایداری بیشتری هستند (Coulton, 1997). همچنین آنتیگوریت به‌طور مستقیم از دگرسانی الیون ایجاد نمی‌شود، بلکه بر اثر قرار گرفتن سرپانتین‌های گروه لیزاردیت در زون‌های میولیتی‌شده بلور آنتیگوریت به‌وجود می‌آید.



(الف)

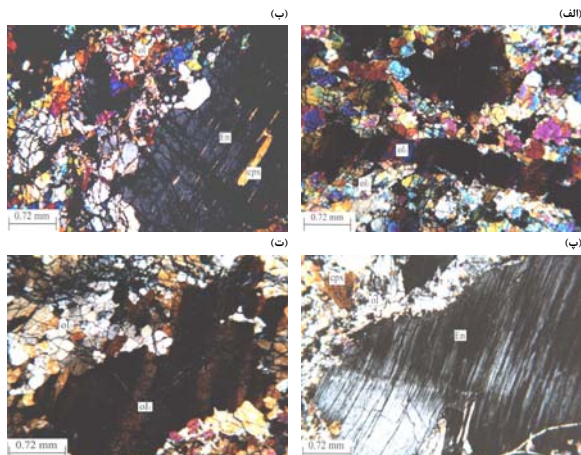


(ب)

شکل ۵- الف) هارزبورژیت دارای بافت انتقالی که در آن اسپینل‌ها خودشکل بوده و پورفیروکلاست‌های کلیئوپروکسن واحد میان‌بار اسپینل هستند. ب) هارزبورژیت پورفیروکلاستیک حاوی اسپینل‌های فاقد شکل (برگ راجی یا Holly Leaf) و پورفیروکلاست‌های ارتوپروکسن که فاقد میان‌بار اسپینل هستند (PPL) (اسپینل = Sp، ارتوپروکسن = Opx، الیون = Ol).

بزرگ و کشیده (پورفیروکلاست‌ها)، حاوی لغزش‌های درون بلوری و ماکل مکانیکی (Kink bands) است. بلورهایی که دارای لغزش‌های درون بلوری هستند بیشتر مربوط به تبلور همزمان یا بعد از تکتونیک بوده و بر اثر تغییرشکل‌های حرارت بالا به‌وجود آمده‌اند.

هستند، به‌طور عمده شامل الیون، ارتوپروکسن (انستاتیت) یا اکسولوشن کلیئوپروکسن و اسپینل‌های قهوه‌ای (بیگوتیت) بی‌شکل (برگ راجی یا Holly Leaf) هستند (شکل ۴- الف). بافت پورفیروکلاستیک دارای دو گونه بلور الیون و انستاتیت است. یک گونه از بلور‌ها،

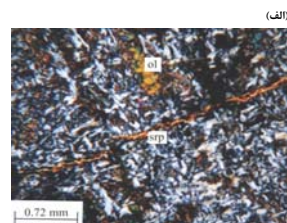


شکل ۴- الف) هارزبورژیت تکتونیتی دارای انستاتیت با اکسولوشن کلیئوپروکسن، نئوبلاست‌های الیون و اسپینل‌های بی‌شکل (ب) و (پ) دو نسل الیون (Ol)، دارای ماکل مکانیکی و خاموشی موجی که حالت جریان بافتی (Flow) و  $Ol_2$  نئوبلاست‌های الیون که برخی زوایای ۱۲۰ درجه نشان می‌دهند. (ت) هارزبورژیت پورفیروکلاستیک با انستاتیت‌های دارای ماکل مکانیکی و خاموشی موجی (XPL).

دگرشکل‌شده، تبلور مجدد و تشکیل نئوبلاست‌های فاقد دگرشکلی می‌شود. تشکیل مجموعه ارتوپروکسن + کلیئوپروکسن + اسپینل که در بالا شرح داده شد نیز خود گویای این حقیقت است که مذاب از

گونه دیگر، بلورهای پلی‌گونال و کوچک (نئوبلاست‌ها) هستند که لغزش‌های درون‌بلوری و ماکل مکانیکی ندارند. عبور مذاب‌های بازالتی از درون سنگ‌های گوشته موجب بازپخت بلورهای

دایک‌های دیابازی تکتونیتی و رودینگیتی‌شده به دایک‌های لیستونیتی که محتوی دولومیت، کوارتز، سرپانتین و اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن هستند اشاره نموده‌اند. رودینگیتی شدن یک واکنش شیمیایی مناسب‌ترین بین مجموعه بلورهای ماگماتیک سنگ‌های بازیک و سیالات حاوی یون  $Ca^{12}$  بوده که در مراحل سرپانتینی شدن به‌وجود آمده‌اند. بر اثر پدیده سرپانتینی شدن پتانسیل بالایی از یون  $Ca^{12}$  در سیالاتی که در حال تعادل با سرپانتینیت‌ها هستند، ایجاد می‌شود. واکنش متاسوماتیک یون  $H_2O$  و  $Ca^{12}$  با دایک‌های بازیک که به‌صورت بین‌لایه‌ای با سرپانتینیت‌ها قرار گرفته است، باعث ایجاد مجموعه‌های مختلف پارازنتی کالک‌سیلیکات به‌خرج بلورهای ماگماتیک می‌شود و نهایتاً رودینگیت‌ها به‌وجود می‌آیند (Sabzehei, 2002). به‌طور عمده رودینگیت‌های منطقه دارای دو گروه پارازنتی هستند: (۱) رودینگیت‌های گرانوبلاستی دارای پارازنت گراسولار + ایدوت + پرهینت (شکل ۷- الف)؛ (۲) رودینگیت‌های گرانوبلاستی دارای پارازنت هیدروگراسولار + ایدوت + کلریت Mg-dar (شکل ۷- ب). در هارزبورژیت‌های تکتونیتی خوی، دو پدیده سرپانتینی شدن ورودینگیتی شدن در ارتباط با یکدیگر بوده، به‌صورت دو مرحله متفاوت قابل تشخیص هستند: (۱) مرحله اول: سرپانتینی شدن حرارت پایین و ایجاد لیزاردیت و کریزوتیل همراه رودینگیت‌های گرانوبلاستی است. سرپانتینی شدن استاتیک مربوط به متامورفیسم کف اقیانوسی است و رودینگیتی شدن استاتیک که به‌صورت بافت‌های گرانوبلاستی ایجاد می‌شوند، در ارتباط با این گونه سرپانتین هاست (دگرسانی استاتیک) (Sabzehei, 2002) (شکل ۷- الف و ۷- ب). (۲) مرحله دوم: تبدیل سرپانتین‌های حرارت پایین لیزاردیتی به سرپانتین‌های حرارت بالای آنتیگوریتی و ایجاد رگه‌های



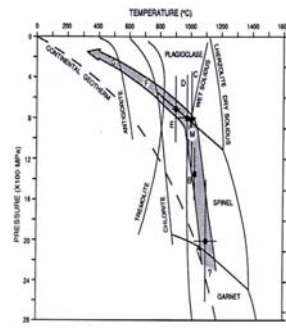
(الف)



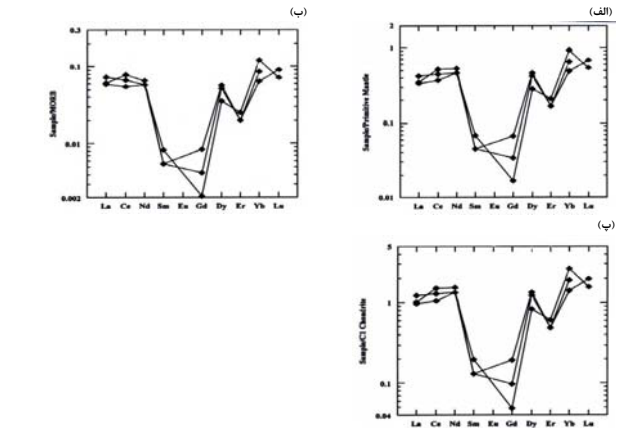
(ب)

شکل ۶- الف) سرپانتینیت که حاوی بلورهای آنتیگوریت، رگه کریزوتیل، بقایای الیون و اکسید آهن است (XPL) (الیون = Ol، الیون = Sp، سرپانتین = Sp). ب) دایک رودینگیتی‌شده درون سرپانتینیت‌ها (مکان بین روستاهای زورآباد و آقیان).

آنتیگوریت‌های میولیتی‌شده به‌وسیله تبلور مجدد و تغییر شکل سرپانتین‌های حرارت پایین (عموماً لیزاردیت) ایجاد می‌شوند و نمی‌توانند از سرپانتینی شدن درجه حرارت بالای یک پریدوتیت میولیتی به‌وجود آیند (Coulton, 1997). سرپانتینیت‌های منطقه به‌طور عمده از نوع آنتیگوریت و رگه‌های کریزوتیل هستند (شکل ۶- الف). همچنین درون ردیف پریدوتیت‌های هارزبورژیتی منطقه یک سری دایک‌های بازیک وجود دارند که به رودینگیت تبدیل شده‌اند (شکل ۶- ب). Khalathbari و همکاران (۲۰۰۴) علاوه بر وجود چنین

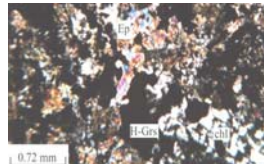
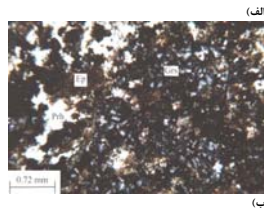


شکل ۸- نمودار P-T لرزه‌لرزه‌ها. اساس این نمودار، داده‌های ترموستری Seck و Sachtleben (۱۹۸۱) و داده‌های بارومتري Nicolasety Mercier (۱۹۷۵) است. (A) تبلور مجدد لرزه‌لرزه‌های گرانولار، (B) پردیوتیت‌های اسپینل‌دار تکتونیتی، (C) پردیوتیت‌های پلازیوکلازدار میولیتی، (D) تکتونیت‌های میولیتی پلازیوکلازدار، (E) پردیوتیت‌های میولیتی هورنبلنددار، (F) پردیوتیت‌های میولیتی کلریت‌دار، (G) سربایتیت‌های میولیتی، نقطه M مربوط به ذوب‌کننده فشار پایین است (Hoogerduijn Strating et al., 1993).



شکل ۹- نمودارهای غنکبوتی هارزبورژیت‌های تکتونیتی خوی که نسبت به (الف) گوشته اولیه، (ب) بازالت‌های میان‌اقیانوسی، و (پ) کندریت‌ها، عادی‌سازی شده‌اند.

رودینیتی است. سربایتیتی شدن دینامیکی که به صورت چند فاز است، مربوط به جایگیری افیولیت‌هاست و در زون‌های برشی در زمان جایگیری افیولیت‌ها ایجاد شده است و با این نوع رودینیت‌ها در ارتباط است (دگرسانی دینامیک) (Sabzehei, 2002).



شکل ۷- (الف) رودنیکت گرانوبلاستی حاوی گراسولار + اپیدوت + پرهیت، (ب) رودنیکت گرانوبلاستی حاوی هیدروگراسولار + اپیدوت + کلریت (Ep) = اپیدوت، Chl = کلریت، H-Grs = هیدروگراسولار، Prh = پرهیت، Grs - گراسولار (XPL).

**شرایط پردیوتیت‌های تکتونیتی**

به عقیده Ildefonse و همکاران (۱۹۹۷) بافت‌های پورفیروکلاستیک در پردیوتیت‌های تکتونیتی شرایط لیتوسفری (۱۰۰۰-۸۰۰°C) را نشان می‌دهند. در شرایط لیتوسفری دانه‌های الیون دارای کشیدگی، مرزهای ساب‌گرین فراوان (وجود ماکل مکانیکی) و تیغه‌های اکسولوشن کلبیوپروکسن درون

پورفیروکلاست‌های از توپیروکسن هستند. وجود پورفیروکلاستیک ذکر شده در هارزبورژیت‌های پورفیروکلاستیک خوی می‌تواند دلیلی بر توسعه این پردیوتیت‌ها در شرایط لیتوسفری باشد. در نمونه‌های بدون تجزیه، همبندی‌های بین اسپینل‌های قهوه‌ای و الیون یا پیروکسن به صورت قاطع و بدون هیچ محصول واکنشی است (شکل‌های ۴، ۵). این مطلب نشان‌دهنده تعادل حرارت بالا در میدان A1 زیاد است (O'Hara, 1968; Anastasiou et al., 1972). همچنین وجود این گونه همبندی‌ها نشان می‌دهد که این تکتونیت‌ها (هارزبورژیت‌های اسپینل‌دار) در میدان پایداری لرزه‌لرزه‌های اسپینل‌دار توسعه پیدا نموده‌اند. به عبارت دیگر، هارزبورژیت‌های تکتونیتی مجموعه افیولیتی خوی باقی‌مانده‌های ذوب لرزه‌لرزه‌های اسپینل‌دار هستند. بر اساس نمودار P-T لرزه‌لرزه‌ها (شکل ۸)، به احتمال زیاد هارزبورژیت‌های اسپینل‌دار تکتونیتی خوی به علت عدم حضور فازهای Al دار دیگر، از قبیل گارنت و پلازیوکلاز، در شرایط مشابه نقطه B این نمودار (شکل ۸) ایجاد شده‌اند.

**ژئوشیمی**

بر اساس نمودارهای غنکبوتی، هارزبورژیت‌های تکتونیتی خوی نسبت به گوشته اولیه، بازالت‌های پشته‌های میان‌اقیانوسی و کندریت‌ها عادی‌سازی شده‌اند (شکل ۹).

جدول ۱- داده‌های REE مربوط به هارزبورژیت‌های تکتونیتی خوی

Sample	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
Kh-20	0.24	0.93	0.72	0.02	-	0.02	0.31	0.08	0.24	0.05
Kh-21	0.39	0.79	0.63	0.02	-	0.04	0.34	0.08	0.32	-
Kh-22	0.23	0.65	0.63	0.03	-	0.01	0.21	0.1	0.45	0.04

در این پردیوتیت‌ها عناصر MREE (Sm-Eu-Gd) نسبت به HREE و LaREE تهی‌شدگی بیشتری را نشان می‌دهند. این مطلب باعث پیدایش الگوهای U شکل در عناصر REE این پردیوتیت‌ها شده است. وجود الگوهای U شکل که در پردیوتیت‌های تکتونیتی مختلف گزارش شده، توسط محققان تفسیر شده که به ذکر سه مورد از آنها پرداخته می‌شود:

- (۱) آنومالی منفی MREEها در هارزبورژیت‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها بازمانده‌های ذوب‌بخشی هستند (Prinzhofer et al., 1985).
- (۲) عناصر LREE در گوشته نسبت به HREE بسیار ناسازگارتر بوده، بر اثر ذوب‌بخشی میزان LaREEها در بازمانده‌های ذوب (هارزبورژیت‌ها) تهی می‌شوند. این پدیده شیب مثبت در الگوی REEهای بازمانده‌ها ایجاد می‌نماید (Downes, 2001).
- (۳) ایجاد الگوهای U شکل در بازمانده‌های ذوب در ارتباط با نوع ذوب‌بخشی و یا مراحل بعد از آن از قبیل دگرسانی، متاسوماتیسم و یا ورود یک ماگمای سیلیکاته (Prinzhofer et al., 1985)

**نتیجه‌گیری**

بر اساس مطالعات صورت‌گرفته می‌توان اثبات کرد که پردیوتیت‌های هارزبورژیتی خوی دارای فایزیک‌های تکتونیتی و الگوهای U شکل در عناصر REE هستند. نتایج به‌دست آمده دلیلی بر گوشته‌ای بودن این پردیوتیت‌هاست. همچنین با توجه به دلایل بحث‌شده در متن، شرایط T-P این هارزبورژیت‌ها به گونه‌ای است که نشان می‌دهد آنها در میدان پایداری لرزه‌لرزه‌های اسپینل‌دار توسعه پیدا کرده‌اند. با استناد به مطالب ذکر شده می‌توان گفت افیولیت خوی دارای مقطع گوشته‌ای با ترکیب هارزبورژیت بوده که به‌وسیله درجه بالای ذوب‌بخشی لرزه‌لرزه‌های اسپینل‌دار تهی شده است.

**سپاسگزاری**

با تشکر از آقایان دکتر محمدحاشم اسامی، دکتر سبزه‌بی، دکتر حسینی‌پاک، دکتر قاضی و دکتر بابایی، به‌دلیل راهنمایی‌های مفیدشان و ارسال نتایج ژئوشیمیایی که به روش ICP-MS در دانشگاه جورجیا آمریکا انجام داده‌اند.

**منابع**

امینی، ب. و دراج، ج. (۱۳۷۶) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ خوی، سازمان زمین‌شناسی کشور. پهلوان‌نژاد، ر. (۱۳۸۰) بررسی پتروژئولوژی و ژئوشیمی افیولیت‌های منطقه خوی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم‌زمین، تهران، ایران.

نبوی، م. (۱۳۵۵) دیاچهای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران، ایران.

نوروزی، م. (۱۳۷۹) بررسی ویژگی‌های ساختاری پهنه‌های برش نرم و ترد در گستره خوی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم‌زمین، تهران، ایران.

Anastasiou, P. and Seifert, F. (1972) Solid solubility of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in enstatite at high temperature and 1-5 kb water pressure. Contribution to Mineralogy and Petrology 34: 272-287.

Boudier, F. and Nicolas, A. (1985) Harzburgite and Iherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. Earth and planetary science letters 76: 84-92

Coulton, A. J. (1997) Serpentine mylonites from an ophiolite (Fault - Related Rocks): A photographic atlas. Snoke, Tullis and Todd 408-411.

Downes, H. (2001) Formation and modification of the shallow sub - continental lithospheric mantle: A review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of western and Central Europe. Journal of petrology 42: 233-250.

Hassanipak, A. A. and Mohamad Ghazi, A. (2000) Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, North west Iran: implication for Tethyan tectonics. Journal of Asian Earth Science Elsevier 18: 109-121.

Hoogerduijn strating, E. H., Rampono, E., and Piccardo, G. B., Drury, M. R. and Vissers, R. L. M (1993) Subsolidus emplacement of mantle peridotites during incipient oceanic rifting and opening of the Mesozoic Tethys (Voltri massif, NW Italy). Journal of petrology 34: 901-927.

Ildefonse, B., Boudier, F. and Nicolas, A. (1997) Asthenospheric deformation in ophiolitic peridotite (Fault - Related Rocks): A photographic atlas. Snoke, Tullis and Todd 588-589.

Ildefonse, B., Boudier, F. and Nicolas, A. (1997) Lithospheric deformation in ophiolitic peridotite (Fault - Related Rocks): A photographic atlas. Snoke, Tullis and Todd 590-593.

Kamineni, D. C. and Mortimer, C. (1975) The structural environment of Khoy region, NW Iran. International Journal Earth Science 64: 831-835.

Khalatbari, M., Juteau, T., Bellon, H., whitechurch, H., Cotton, J. and Emami, H. (2003) Discovery of two ophiolitic complex of different ages in the Khoy area (NW Iran). Geodyamics 335: 917-929.

Khalatbari, M., Juteau, T., Bellon, H., whitechurch, H., Cotton, J. and Emami, H. (2004) New geological and geochemical investigation on the Khoy ophiolites and related formation NW Iran. Journal of Asian Earth Science 23: 507-533.

Mercier, C. J. and Nicolas, A. (1975) Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. Journal of petrology 16: 454-487.

Nicolas, A., Bouchez, L., Boudier, F. and Mercier, C. J. (1971) Textures, structures and fabrics due to solid-state flow in some European Iherzolites. Tectonophysics 12: 55-86.

O'Hara, M. J. (1968) The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. Journal of Asian Earth Science 4: 69-133.

Prinzhofer, A. and Allegre, C. J. (1985) Residual peridotites and the mechanisms of partial melting. Earth and planetary science letters 74: 251-265.

Riou, L. E. (1971) Lecroissant ophiolite pri-arabe: un ceinture de nappes au Cretace superieur. Rev. Giogr. Phys. Geol. Dyn 13: 327-50.

Sabzehei, M. (2003) Rodengitization of Iran basic rocks: A new interpretation. Jour of sciences Islamic Republic of Iran 13:155-160.

Sachtleben, T. and Seek, H. A. (1981) Chemical control of Al solubility in orthopyroxene and its implications, on pyroxene geothermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology 78:157-165.

Schandle, E. S., O'Hanley, D. S. and Wicks, F. J. (1990) Fluid inclusions in rodingites: A geothermometer for serpentinization. Economic Geology 85: 1273-1276.



## موقعیت زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در زون سنندج - سیرجان واقع شده است که ۱۵۰۰ کیلومتر طول و ۲۰۰ کیلومتر پهنا دارد. بیشترین سنگ‌های رخنمون یافته در این زون مربوط به دوران مزوزوئیک است در حالی که نهشته‌های مربوط به دوران پالئوزوئیک به‌ندرت در قسمت شمال غربی زون رخنمون دارند، اما در قسمت‌های جنوب شرقی رخنمون آنها بیشتر است. سنگ‌های نفوذی موجود در این زون متنوع بوده، اما بیشتر از نوع فلیسک بوده، دارای سن مزوزوئیک هستند.

محجسل و سپندی (۱۳۷۸) زون سنندج - سیرجان را از جنوب غرب به طرف شمال شرق به پنج زیر زون تقسیم کرده‌اند که عبارتند از: (۱) زیر زون رادیولاریتی؛ (۲) زیر زون بیستون؛ (۳) زیر زون اقیولیتی؛ (۴) زیر زون حاشیه‌ای، و (۵) زیر زون با دگر شکلی پیچیده. براساس تقسیم‌بندی فوق، منطقه مورد مطالعه بخشی از زیر زون با دگر شکلی پیچیده است و از ویژگی‌های مهم آن وجود سنگ‌های شدیداً دگر شکل یافته و فراوانی واحدهای سیستی، فیلیتی و متاولکانیک است. به عقیده ایشان، این زیر زون با داشتن دو دگرشکلی ناحیه‌ای عمده، اولی با فرورانش پوسته اقیانوسی تنیس جوان و ایجاد کمربند آتشفشانی به سن ژوراسیک پسین - کرتاسه آغازین و دیگری با برخورد سکوی عربی به صفحه ایران در کرتاسه پسین همراه با نفوذ توده‌های پلوتونیک متنوع، از دیگر زیر زون‌های فوق متمایز می‌شود. در منطقه مورد مطالعه دو مجموعه پلوتونیک، یکی در ۲۵ کیلومتری جنوب شرق سیرجان و

(۱۹۷۴) بر مبنای ویژگی‌های زمین‌شناسی مختلف آنها صورت گرفته است. به مرور طبقه‌بندی‌های ژنتیک و موقعیت تکتونیکی به تقسیم‌بندی گرانیت‌ها اضافه شده است.

در منطقه مریوان تاکنون مطالعات زیادی بر روی سنگ‌های پلوتونیک صورت نگرفته است. از جمله مطالعات معدودی که در مناطق مجاور انجام شده است می‌توان به آریس (۱۳۷۸) اشاره نمود. در این مقاله با استفاده از ویژگی‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، پتروزون و جایگاه تکتونیکی مجموعه‌های پلوتونیک منطقه بررسی شده است.

## روش انجام پژوهش

پتروگرافی، پتروزون و نیز فرآیندهای مرتبط با تشکیل مجموعه‌های پلوتونیک منطقه مریوان از اهداف اصلی این پژوهش است. پس از چند نوبت عملیات صحرایی، ۱۰۰ نمونه از سنگ‌های آذرین و دگرگونی برداشت شد. سپس تعداد ۷۰ مقطع نازک برای مطالعات پتروگرافی تهیه شد. پس از آن، تعداد ۱۸ نمونه از سنگ‌های دو مجموعه پلوتونیک و سنگ‌های دگرگونی مجاور آنها به روش XRF یا دستگاه PW2004 در آزمایشگاه کانسارن بیناود تهران آنالیز شد.

سپس با استفاده از نرم افزارهای GCDkit, CorelDraw و Excel نمودارها و نقشه‌های لازم تهیه شد. با استفاده از داده‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی به تفسیر پتروزون و محیط تکتونیکی این مجموعه‌های پلوتونیک پرداخته شده است.

پتروژئولوژی، سال اول، شماره دوم، تابستان ۱۳۸۹، صفحه ۴۲ - ۶۰  
تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۲/۱۵  
تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۱۱/۰۳

## پتروژئولوژی و ژئوشیمی مجموعه‌های پلوتونیک منطقه مریوان واقع در زون سنندج - سیرجان

احمد رانین<sup>۱</sup>، علی اصغر سپاهی گرو<sup>۱</sup>، حسین معین وزیری<sup>۲</sup> و فرهاد آلبانی<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران  
<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت معلم، تهران، ایران

## چکیده

مجموعه‌های پلوتونیک منطقه مریوان که از دو گونه سنگ‌های پلوتونیک با منشأ متفاوت تشکیل شده‌اند، در شمال‌غرب نوار دگرگونی سنندج - سیرجان واقع هستند. واحدهای چینه‌ای مناطق اطراف آنها شامل فیلیت، سنگ آهک و سنگ‌های آتشفشانی با سن کرتاسه - پالئوسن و مارن، ماسه سنگ و شیل با سن الیگو - میوسن هستند. دو مجموعه پلوتونیک موجود در منطقه عبارتند از: (۱) مجموعه گرانیتوئیدهای واقع در شمال‌غرب مریوان که بیشتر از سینوگراپت، گرانودیوریت و مونوزوگراپت تشکیل شده است. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی الگالی - کلسیک منیزیم‌دار تا کالک - الگالی منیزیم‌دار، ساب‌آنگال (کالک‌آنگال)، برآلومین و از تیب S هستند. این مجموعه از نظر کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی ویژگی‌های گرانیت‌های همزمان با کوهزایی (Syn-Collision) را نشان می‌دهند، (۲) مجموعه گابرو - دیوریت - کوارتزادیوریت در جنوب شرق مریوان که از سنگ‌های پلوتونیک مختلف مانند گابرو، دیوریت و کوارتزادیوریت تشکیل شده است. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمی ساب‌آنگال (کالک‌آنگال)، متالومین، کلسیک منیزیم‌دار و از تیب I هستند. سنگ‌های این مجموعه ویژگی‌های سنگ‌های پلوتونیک مشتق شده از گوشته فوقانی را نشان می‌دهند. شایان ذکر است که بلوک‌های این مجموعه تیب I به وسیله سنگ‌های مجموعه تیب S در بر گرفته شده است.

واژه‌های کلیدی: تیب I، تیب S، سنندج - سیرجان، گرانیتوئید، مریوان

## مقدمه

پتروژئولوژی سنگ‌های گرانیتی یکی از موضوع‌هایی است که از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان قرار داشته است؛ به طوری که از نظر منشأ و محیط تکتونیکی تقسیم‌بندی‌های متنوعی برای آنها به‌کار رفته است که در این مقاله نیز از برخی از آنها استفاده شده است. یکی از مهمترین تقسیم‌بندی‌ها تفکیک گرانیت‌ها به انواع S و I بوده است که توسط (Chappell and White

sepahig@basu.ac.ir

## پتروگرافی

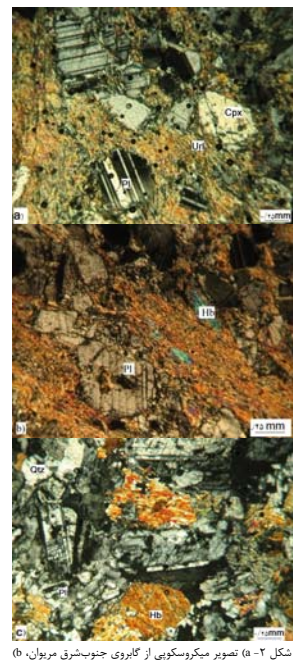
## ۱- نفوذی‌های جنوب شرق مریوان

کشفیگی این مجموعه در راستای گسل وروانده زاگرس قرار گرفته است. تماس این مجموعه با سنگ‌های اطراف به صورت گسلی است، به همین علت، تفکیک زون‌های دگرگونی در این منطقه دشوار است. در اطراف این توده اغلب واحدهای دگرگونی با درجه کم مشاهده می‌شود. همچنین در اطراف این توده بلوک‌های تکتونیکی از سنگ‌های الترافیک هم برنزد دارد. سنگ‌های مجموعه جنوب شرق مریوان که از تفریق یک ماگمای واحد تشکیل شده‌اند، شامل گابرو، دیوریت و کوارتزادیوریت هستند که در زیر به پتروگرافی آنها اشاره می‌شود.

## ۱-۱- گابرو

بافت سنگ‌های گابرویی اغلب نیمه‌شکل‌دار گرانولار و اندازه دانه‌های آنها از ریز تا درشت متغیر است. این واحد در اثر عوامل تکتونیکی به شدت دگرشکل شده است. پلاژیوکلاز بیشترین کانی موجود در سنگ‌های این مجموعه است که گاهی تا حدود ۶۰ درصد حجم کل سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد (شکل ۲-ا). اندازه بلورهای پلاژیوکلاز از ۱ میلی‌متر تا ۱ سانتی‌متر (ساخت یگماتوئیدی) و اغلب بی‌شکل تا شکل‌دار هستند. آمفیبول موجود در این سنگ‌ها حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد حجم کلی سنگ را تشکیل می‌دهد و اغلب بلورهای آن شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است. کلسینو پیروکسن به اورالیت دگرسان شده است. رگه‌های غنی از کلسیت و کلسینو زونیزیت در این سنگ

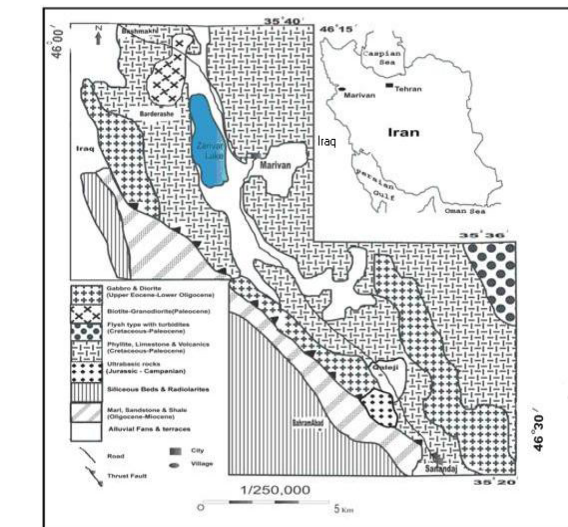
مشاهده می‌شود. ایلمنیت به لوکوکسن و اسفن تجزیه شده، اما اسکلت ایلمنیت هنوز باقی است.



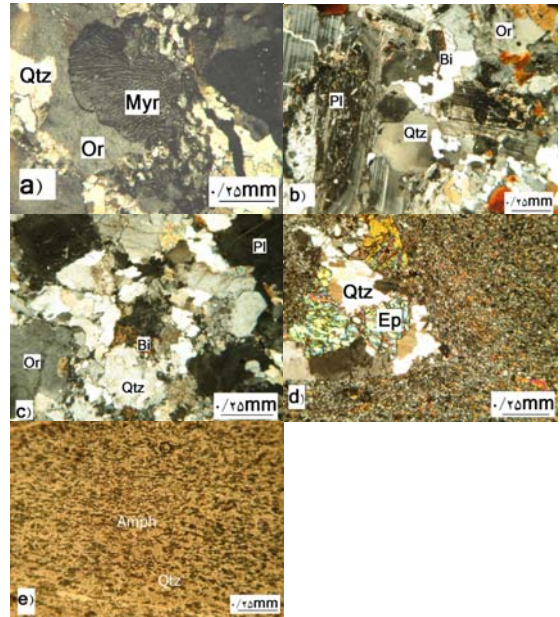
شکل ۲-ا: تصویر میکروسکوپی از گابروی جنوب شرق مریوان. (b) تصویر میکروسکوپی از دیوریت دگرسان شده در جنوب شرق منطقه مورد مطالعه، و (c) سنگ کوارتزادیوریت = Cpx = کلسینو پیروکسن، Pl = پلاژیوکلاز، Qtz = کوارتز، Urt = اورالیت و Hb = هورنبلند.

پتروژئولوژی و ژئوشیمی مجموعه‌های پلوتونیک منطقه مریوان واقع در زون سنندج - سیرجان

دیگری در ۱۵ کیلومتری شمال غرب مریوان در حد فاصل طول‌های جغرافیایی ۴۶° ۰۰' تا ۴۶° ۳۰' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۲۰° ۲۰' تا ۴۰° ۳۵' شمالی مشخص است (شکل ۱). واحدهای چینه‌ای در برگیرنده توده‌ها شامل فیلیت، سنگ آهک و سنگ‌های آتشفشانی با سن کرتاسه - پالئوسن هستند. زمان بالآمدن توده شمال غرب



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی خلاصه شده منطقه مورد مطالعه (با تغییر از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی کشور).



شکل ۳- (a) تصویر میکروسکوپی از بافت میمرکیت در گرانیت‌ها، (b) گرانودیوریت منطقه مورد مطالعه، (c) تصویر میکروسکوپی از سینوگرانیت، (d) تصویر میکروسکوپی از هورنفلس کالک‌سیلیکاته دانه‌ریز میلوئیتی، (e) آمفیبول‌هورنفلس (PPL) (Myr = میمرکیت، Or = ارتوکلاز، Qtz = کوارتز، Bi = بیوتیت، Pl = پلاژیوکلاز، Amph = آمفیبول و Ep = اپیدوت).

**۳-۲- سینوگرانیت**  
این واحد در قسمت شمالی توده رخنمون دارد. این سنگ‌ها دانه متوسط تا دانه درشت و به رنگ خاکستری و اغلب دارای بافت نیمه‌شکل‌دار گرانولار، میمرکیت و کنسرتال هستند. کانی‌هایی

که در مقطع نازک این سنگ‌ها دیده می‌شوند، شامل کوارتز (۲۵-۳۰٪)، آلکالی‌فلسپار (۴۰-۳۰٪)، پلاژیوکلاز (۱۵-۲۰٪)، بیوتیت (۵-۱۰٪) و کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، مسکوویت و کانی‌های فلزی هستند. رشد توأم کوارتز با

#### ۲-۱- دیوریت

بافت موجود در دیوریت‌ها اغلب ساب هدرال گرانولار است. پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها بیشترین حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهند و نسبت به گابروها کمتر دگرسان شده‌اند (شکل ۲- b). پلاژیوکلاز اغلب به کانی‌های ثانویه‌ای مثل اپیدوت و گناه سرسیت تبدیل شده‌اند. پیروکسن موجود در این سنگ‌ها کم و اغلب از نوع کلینوپروکسن است. اپیدوت آن از نوع کلینوزونیزیت است. آمفیبول موجود در این سنگ از نوع اکتینولیت و به صورت بی شکل است.

#### ۳-۱- کوارتز دیوریت

کوارتز دیوریت سنگ دیگری از این مجموعه است که بافت آنها نیمه‌شکل‌دار گرانولار بوده، میزان کوارتز موجود در این سنگ نسبت به دیوریت‌های منطقه بیشتر است. بلورهای پلاژیوکلاز به صورت نیمه شکل‌دار بوده، گاهی کینک‌بند در آن دیده می‌شود. در این سنگ کانی‌های دیگری نظیر بیوتیت و آمفیبول نیز دیده می‌شود (شکل ۲- c).

#### ۲- نفوذی‌های شمال غرب مریوان

این مجموعه شامل سینوگرانیت، مونوزگرانیت و گرانودیوریت و حاصل از تفریق یک ماگمای فلسیک هستند که در اینجا به پتروگرافی آنها پرداخته می‌شود.

#### ۱-۲- مونوزگرانیت

این سنگ‌ها دارای بافت هیبیدومورف گرانولار و نیز بافت‌های حاصل از دگرگونی دینامیک از

جمله تبدیل اورتوکلاز به میکروسکلین، خمیدگی بیوتیت‌ها، شکستگی و تبلور مجدد در کوارتزها، دگرشکلی‌های حاشیه‌ای بلورهای فلسپار و میمرکیتی شدن (شکل ۳- a) هستند.

کانی‌های سازنده این سنگ‌ها شامل کوارتز حدود (۳۰٪)، آلکالی‌فلسپار (۳۵-۳۰٪)، پلاژیوکلاز (۲۵-۳۰٪)، بیوتیت (۱۰-۱۵٪) و همراه با کانی‌های فرعی شامل آپاتیت و زیرکن است.

#### ۲-۲- گرانودیوریت

این سنگ‌ها محدوده بیشتری از مجموعه شمال غرب مریوان را تشکیل می‌دهند. واضح‌تری به دلیل تأثیر نیروهای تکنونیکی بر بلورهای بیوتیت و فلسپار، این سنگ‌ها جهت یافتگی دارند. دارای بافت نیمه‌شکل‌دار گرانولار، میمرکیت و کنسرتال (Consertal) بوده، اندازه دانه‌های آن متوسط تا درشت‌دانه است. این سنگ‌ها دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (۳۵-۴۰٪)، کوارتز (۳۰-۲۵٪)، بیوتیت (۱۰-۱۵٪) و آلکالی‌فلسپار (۲۰-۱۵٪) هستند (شکل ۳- b). اندازه دانه‌های پلاژیوکلاز ۰/۵ تا ۱ سانتی‌متر و شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند. گاهی دارای زونینگ و گاهی دگرسان شده‌اند.

بلورهای کوارتز بی‌شکل، دارای خاموشی موجی و بافت مضرر هستند. برخی از بلورهای آلکالی‌فلسپار (اورتوکلاز) دگرشکل شده، ضمن دگرشکلی به میکروسکلین تغییر یافته و در حاشیه آنها پدیده میمرکیتی شدن نمایان است. دیگر کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل آپاتیت، زیرکن، مسکوویت و کلریت هستند.

گرانیتوئیدها به‌عنوان بقایای جامد نوب‌شده حاصل از آناتکسی سنگ‌های پوسته‌ای در نظر گرفته شده‌اند. انکلاوهای میکروگرانولار مجموعه گرانیتوئید شمال غرب منطقه دارای اشکال بیضی و ندرتاً کروی بوده، قطر آنها به حدود ۲۰ سانتی‌متر هم می‌رسد (شکل ۴- a). ترکیب این انکلاوها از میکروتوالیت تا میکروگرانودیوریت متغیر است. پلاژیوکلاز کانی اصلی تشکیل‌دهنده این انکلاوها است که حدود ۳۰ تا ۴۰ درصد حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهد. دومین کانی موجود در این انکلاوها کوارتز است که حدود ۲۵-۲۰ درصد حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهد که نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار است و بر اثر عملکرد حرکات تکتونیکی (دینامیکی) دارای خاموشی موجی و بافت مضرر است. ارتوکلاز حدود ۱۵-۵ درصد حجم کل سنگ را تشکیل می‌دهد. مقدار کانی‌های تیره موجود در انکلاوها نسبت به سنگ‌های در برگیرنده خود فراوانتر است و به ۲۰ تا ۳۰ درصد می‌رسد. این انکلاوها احتمالاً از فازهای سریع سرد شده و قدیمیتر مجموعه پلوتونیک حاصل شده‌اند. انکلاوهای سورمیکاسه (رستیتی) موجود در این مجموعه از نوعی انکلاوهای دارای کانی‌های آلومینیم‌دار هستند که غنی از بیوتیت هستند. این انکلاوها دارای بافت دگرگونی هستند. کانی‌های فرعی موجود در انکلاوهای رستیتی شامل اندالوزیت (شکل ۴- b)، مسکوویت، آپاتیت، زیرکن و تورمالین هستند. این انکلاوها احتمالاً باقیمانده ذوب بخشی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده مربوط به پوسته فوقانی هستند.

#### ۴- مطالعه انکلاوها

یکی از مهمترین انواع انکلاوهای موجود در گرانیتوئیدها، انکلاوهای میکروگرانولار هستند (Didier, 1959) and Roques. این انکلاوها عمدتاً بیضی شکل هستند و در مقایسه با سنگ‌های میزبان خود به دو نوع مافیک و فلسیک تقسیم می‌شوند. نوع مافیک معمولاً از اختلاط ناقص ماگمای مافیک و فلسیک به‌وجود می‌آید (Barbarin, 1988). وجود انکلاوهای دانه‌ریز مافیک با مرزهای مشخص و شکل کروی و فاقد بافت‌های رسوبی یا دگرگونی، از جمله شواهد صحرایی اختلاط ماگمایی هستند (Didier, 1984) و Wall and Clemens (1984). انکلاوهای میکروگرانیتوئید را جمع‌مات کانی‌های زود تبلور یافته در مخزن ماگمایی در نظر گرفته‌اند، اما Vernon (2007) معتقد است که انکلاوهای میکروگرانیتوئید در گرانیت‌ها دارای منشأ ماگمایی هستند و رستیت به‌حساب نمی‌آیند. انکلاوهای میکروگرانیتوئید ساختارهای آذرین ریز مقیاسی دارند و شواهد بافتی-ایزوتوپی حاکی از اختلاط ماگمای فلسیک نوع S یا ماگمای مافیک را نشان می‌دهند (Vernon, 2007). انکلاوهای سورمیکاسه در گرانیت‌های آناتکسی همراه با میگماتیت‌ها، فراوان هستند. انکلاوهای سورمیکاسه اغلب کوچک (به‌طول چند سانتی‌متر) و عدسی شکل هستند. مقدار بیوتیت در آنها زیاد است و غالباً حاوی مسکوویت و سایر کانی‌های غنی از Al (سیلیمانیت، آندالوزیت، کوردیریت، کزندوم، اسپینل و گارنت) نیز هستند.

White and Chappell (1977) برای تشکیل انکلاوهای غنی از میکا (سورمیکاسه) مدل رستیتی را پیشنهاد کرده‌اند. در این مدل انکلاوهای موجود در

پلاژیوکلاز سبب ایجاد بافت میمرکیت شده است. آلکالی‌فلسپار اغلب از نوع ارتوکلاز و گاهی اورتوکلاز و میکروسکلین است. بیوتیت‌ها بر اثر تنش‌های وارده دارای خمیدگی هستند (شکل ۳- c).

#### ۴-۲- دایک‌های اسیدی

مجموعه‌های گرانیتوئیدی توسط رگه‌های سیلیسی و دایک‌های آلپیتی قطع شده است. در آلپیت‌ها ارتوکلاز کانی اصلی است که تا حدود ۴۰ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد و به صورت نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. کوارتز دومین کانی از لحاظ فراوانی در این سنگ‌هاست که حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد حجم کلی سنگ را اشغال می‌کند. بیشتر بلورهای کوارتز بی‌شکل هستند و دارای بافت مضرر و خاموشی موجی هستند. بیوتیت در این دایک‌ها به مقدار بسیار کم دیده می‌شود.

در قسمت جنوب شرقی این مجموعه (روستای برده ریشه) بلوک‌هایی از واحد سنگی دیگری رخنمون دارد که ویژگی‌های سنگ‌شناسی آن به توده گابرو-دیوریت-کوارتز دیوریت جنوب شرق مریوان شباهت دارد و ترکیب آن درحد کوارتز دیوریت است.

#### ۳- سنگ‌های هاله دگرگونی اطراف توده

##### شمال غرب مریوان

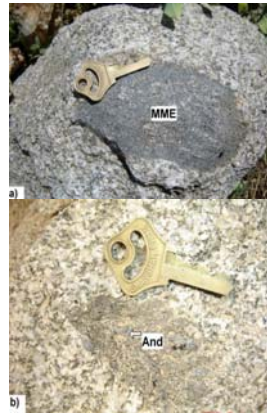
در اطراف مجموعه گرانیتوئیدی شمال غرب مریوان، هاله دگرگونی مجاورتی قابل مشاهده است. این هاله دگرگونی با درجه دگرگونی کم تحت تأثیر گرمای توده نفوذی قرار گرفته و باعث تشکیل هورنفلس کالک‌سیلیکاته و آمفیبول

هورنفلس شده است. کانی‌های تشکیل‌دهنده هورنفلس‌های کالک‌سیلیکاته به‌علت میلوئیتی شدن، در نمونه‌دستی قابل تشخیص نیستند. بافت این سنگ‌ها گرانوبلاستیک ریزدانه است. کوارتز، بیوتیت، اپیدوت، آلپیت، کلسیت و آمفیبول از کانی‌های تشکیل‌دهنده این هورنفلس‌هاست (شکل ۴- d). کوارتز به‌صورت کانی بی‌شکل و دانه‌ریز دیده می‌شود. کلسیت هم به‌صورت پراکنده در متن و هم به‌صورت رگه‌های نازک در مقاطع دیده می‌شود که نشان می‌دهد سنگ مادر این هورنفلس‌ها کربناته یا مارن بوده است. کانی‌های تشکیل‌دهنده آمفیبول هورنفلس‌ها شامل آمفیبول، کوارتز، بیوتیت، کلسیت و اپیدوت است. آمفیبول فراوان‌ترین کانی موجود در این سنگ است که به‌صورت منشورهای باریک در مقطع نازک دیده می‌شود. آمفیبول آن از نوع سدیک-کلسیک است (شکل ۴- e).

رگه‌های کلسیت موجود در این سنگ‌ها در نمونه‌دستی نیز قابل مشاهده است. اپیدوت در این سنگ‌ها هم به‌صورت رگه‌ای و هم در زمینه سنگ دیده می‌شود. این پدیده نشان می‌دهد که فشار و حرارت لازم برای تشکیل رگه با زمینه اصلی سنگ تقریباً شبیه هم بوده‌اند.

با توجه به کانی‌شناسی این سنگ‌ها، سنگ مادر این سنگ‌ها متاخریت، مارن و سنگ‌های کربناته بوده است. با توجه به مجموعه کانی‌شناسی، حداکثر دمای تشکیل هاله دگرگونی از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد بالاتر برفته است. یک ماگمای گرانیتی با دمای حدود ۷۰۰ الی ۷۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌تواند تأمین‌کننده چنین دمایی باشد.

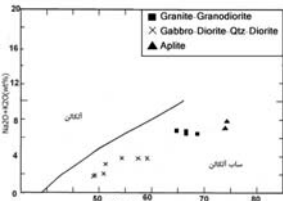
مجموعه گسارو- دیوریت - کوارتز دیوریت دارای دیوسید در نورم خود هستند. اغلب نمونه‌ها در نمودار مجموع الکالی در مقابل سیلیس (Irvine and Baragar, 1971) and (شکل ۵) در محدوده ساب‌آلکان تصور شده‌اند. موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای تغییرات عناصر مختلف (Harker, 1909) (شکل ۶) در مقابل سیلیس نشان می‌دهد که با افزایش مقدار سیلیس، اکسید MgO در هر دو توده روند کاهشی با روند خطی مختلف را نشان می‌دهد. شیب تند در مجموعه جنوب شرق می‌تواند در ارتباط با تبلور کانی‌های فرومینیزین و آمفیبول در مراحل اولیه ماگما باشد اما نبود چنین کانی‌هایی در سنگ‌های پلوتونیک شمال‌غرب منطقه، میزان MgO را در این سنگ‌ها تقریباً خیلی کم جلوه داده، دارای شیب ملایمتر است (شکل ۶- A).



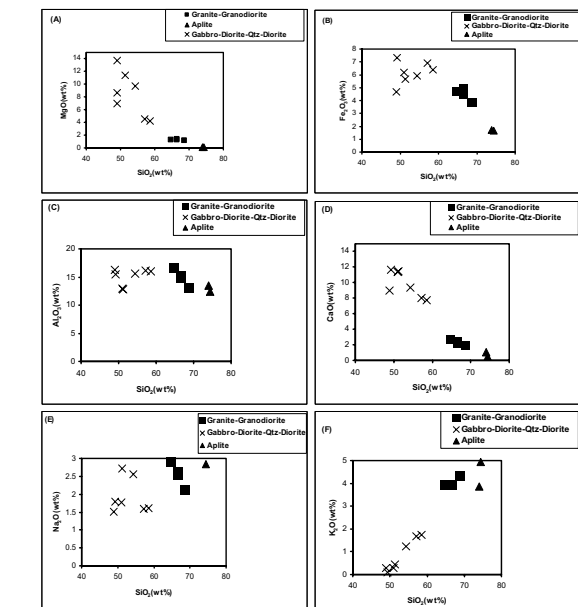
شکل ۴- (a) انکلاو دانه‌ریز مافییک (MME) در گرانیتوئید شمال‌غرب میروان، (b) انکلاو غنی از میکا که کانی آندالوزیت (And) نیز در آن مشاهده می‌شود.

ژئوشیمی

برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی منطقه میروان تعداد ۱۳ نمونه سنگ که حداقل هوازدگی را نشان می‌دهند، برای آنالیزهای شیمیایی انتخاب شد. از این تعداد، ۴ نمونه مربوط به گرانیت‌ها، ۲ نمونه آپلیت و ۷ نمونه مربوط به مجموعه گسارو - دیوریت - کوارتز دیوریت است. در جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی و ترکیب کانی‌شناسی نورماتیو (CIPW) نمونه‌های آنالیز شده آورده شده است. گرانیت‌های شمال‌غرب میروان دارای کرنندوم نورماتیو بوده، اما سنگ‌های



شکل ۵- نمودار تغییرات (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) در مقابل SiO<sub>2</sub> (Irvine, 1971) که در آن سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در قلمرو ساب‌آلکان تصور شده‌اند.



شکل ۶- نمودار تغییرات اکسیدهای اصلی در مقابل سیلیس (Harker, 1909) برای توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه. نحوه برآوردگی نقاط در این نمودارها نشان می‌دهد که سنگ‌های نفوذی شمال‌غرب میروان و سنگ‌های نفوذی جنوب‌شرق از یک ماگمای واحد بوجود نیامده‌اند. (برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود).

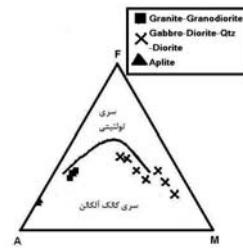
روند خطی متمایز از هم در شکل دیده می‌شود که احتمالاً ناشی از وجود دو منشأ مجزا برای مجموعه‌های جنوب‌شرق و شمال‌غرب منطقه است. در نمودار K<sub>2</sub>O در مقابل سیلیس (شکل ۶- F)، با افزایش مقدار سیلیس مقدار اکسید K<sub>2</sub>O

در نمودار CaO در مقابل SiO<sub>2</sub> (شکل ۶- D)، با افزایش مقدار سیلیس مقدار CaO در هر دو توده روند کاهشی را نشان می‌دهند. مصرف مقدار CaO در کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در مراحل اولیه تفریق، این روند را توجیه می‌کند، اما دو

جدول ۱- مقادیر اکسیدهای اصلی (بر حسب درصد وزنی)، عناصر کمیاب (بر حسب ppm) محاسبه نورم CIPW سنگ‌های منطقه مورد مطالعه. شماره نمونه

	SE20	SE34	37	SE2GH	SE32	ZS2	NZS1	Z34	Z55	Z40	Z13	Z53	Zr6
آلیت (wt %)	۶۸.۸۸	۵۱.۲۸	۵۰.۹۳	۴۹.۲۷	۵۳.۳۵	۵۷.۱۳	۵۸.۵۸	۶۴.۷۰	۶۶.۵۰	۶۵.۵۰	۶۸.۶۸	۷۳.۴۲	۷۳.۳۸
SiO <sub>2</sub>	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶
TiO <sub>2</sub>	۱۶.۳۰	۱۲.۸۴	۱۲.۸۴	۱۵.۴۷	۱۵.۴۷	۱۶.۱۷	۱۵.۴۴	۱۶.۶۱	۱۵.۴۷	۱۴.۸۹	۱۳.۱۰	۱۳.۴۸	۱۳.۴۵
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲.۶۵	۵.۵۵	۶.۱۸	۷.۳۵	۵.۹۱	۶.۹۳	۶.۹۳	۶.۹۳	۶.۹۳	۶.۹۳	۶.۹۳	۶.۹۳	۶.۹۳
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶
MnO	۱۳.۶۸	۸.۶۷	۱۱.۳۹	۹.۶۸	۷.۰۰	۱۰.۴۴	۱۰.۴۴	۱۰.۴۴	۱۰.۴۴	۱۰.۴۴	۱۰.۴۴	۱۰.۴۴	۱۰.۴۴
MgO	۸.۹۴	۱۱.۴۵	۱۱.۴۱	۱۱.۶۷	۹.۴۱	۱۱.۶۷	۱۱.۶۷	۱۱.۶۷	۱۱.۶۷	۱۱.۶۷	۱۱.۶۷	۱۱.۶۷	۱۱.۶۷
CaO	۱.۵۳	۲.۷۱	۱.۷۷	۱.۸۰	۲.۵۶	۱.۵۹	۱.۶۱	۲.۹۱	۲.۵۶	۲.۵۶	۲.۵۶	۲.۵۶	۲.۵۶
Na <sub>2</sub> O	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶
K <sub>2</sub> O	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶	-۱.۶
L.O.L.	۵۳.۲۱	۵۳.۲۱	۵۳.۲۱	۵۳.۲۱	۵۳.۲۱	۵۳.۲۱	۵۳.۲۱	۵۳.۲۱	۵۳.۲۱	۵۳.۲۱	۵۳.۲۱	۵۳.۲۱	۵۳.۲۱
Total	۹۹.۸۶	۹۹.۸۵	۹۹.۸۵	۹۹.۸۵	۹۹.۸۵	۹۹.۸۵	۹۹.۸۵	۹۹.۸۵	۹۹.۸۵	۹۹.۸۵	۹۹.۸۵	۹۹.۸۵	۹۹.۸۵
(ppm)													
Cl	۱۵	۶۲	۴۰	۱۷	۱۷۷	۶۹	۳۷	۲۶۶	۶۱	۷	۷۲	۴۴	۱۳۷
Ba	۱۸۵	۲۵۵	۱۷۹	۱۶۸	۲۴۱	۲۱۵	۲۹۹	۴۶۸	۹۰۴	۹۰۴	۹۰۴	۹۰۴	۹۰۴
Sr	۴۱۳	۲۶۰	۱۴۴	۲۰۳	۲۰۳	۳۸۹	۴۰۴	۳۳۲	۳۰۴	۲۵۵	۲۷۳	۲۸۸	۲۸۸
Cu	۲۶	۳	۱۲	۱۰	۴۴	۶۰	۴۶	۷۳	۶۰	۶۶	۶۸	۶۸	۶۸
Zn	۳۸	۲۵	۲۲	۲۷	۶۲	۷۱	۷۰	۵۱	۲۸	۲۷	۵۵	۵۵	۵۵
Pb	۷	۹	۳	۱۳	۱۱	۱۰	۱۵	۲۳	۲۶	۲۳	۲۶	۲۶	۲۶
Ni	۶۴۲	۳۱۳	۳۴۸	۳۴۴	۱۶۶	۲۷	۲۱	۱۶	۱۶	۱۸	۲۰	۲۰	۲۰
Cr	۲۲۴	۵۷۷	۴۶۶	۳۷۱	۳۰۱	۴۹	۳۳	۴۴	۴۲	۴۱	۴۶	۴۶	۴۶
V	۲۵	۱۱۶	۸۷	۶۱	۱۰۳	۱۱۲	۱۰۱	۶۱	۶۲	۶۱	۵۱	۲۳	۱۸
Ce	۳	۲	۱۴	۱۰	۲۱	۶	۲۰	۱۳	۴۴	۴۶	۲۶	۲۶	۲۶
La	۱	۱	۷	۵	۸	۲	۵	۸	۱۹	۲۰	۱۶	۱۳	۳
W	۱	۱	۱	۱	۱	۸	۹	۵	۷	۸	۶	۵	۵
Mo	۳	۳	۴	۱	۲	۴	۳	۱	۱	۳	۲	۵	۳
Nb	۲۵	۱۴	۲	۲۶	۱۵	۲	۱۲	۲۲	۲۰	۱۷	۱۴	۱۲	۱۲
Zr	۵۴	۸۱	۴۴	۳۶	۱۰۶	۱۰۶	۹۶	۲۴۹	۱۹۵	۱۹۱	۱۵۱	۱۲۱	۲۶
Y	۷	۱۶	۱۴	۱۱	۲۰	۲۳	۲۲	۲۷	۲۵	۲۸	۳۸	۳۱	۴۴
Rb	۱۳	۲۰	۱۹	۹	۴۹	۷۷	۷۷	۱۳۲	۱۵۵	۱۶۵	۱۶۳	۱۵۳	۲۵۵
Co	۲۵	۲۱	۲۳	۲۴	۲۶	۱۹	۱۵	۱۱	۵	۱۲	۲	۲	۲
Ag	۴	۳	۹	۷	۸	۹	۱۶	۴	۴	۱۲	۲	۲	۲
CIPW													
Qtz	---	---	---	---	۱.۶۱	۱.۳۶	۱.۳۶	۱.۳۶	۱.۳۶	۱.۳۶	۱.۳۶	۱.۳۶	۱.۳۶
Or	۱.۷۷	۲.۶	۱.۷۱	۱.۶۵	۱.۷۳	۱.۸۷	۱.۱۲	۲.۲۲	۲.۲۲	۲.۲۲	۲.۲۲	۲.۲۲	۲.۲۲
Ab	۱۳.۵۳	۲۳.۵۸	۱۵.۵۳	۱۵.۸۳	۲۲.۹۳	۱۲	۱۳.۱۷	۱۵.۱۱	۱۳.۵۳	۱۳.۵۳	۱۳.۵۳	۱۳.۵۳	۱۳.۵۳
An	۳۸.۹۷	۲۰.۹۱	۲۵.۸۹	۲۳.۲	۲۶.۸۱	۳۱.۹۸	۳۰.۴۵	۳۱.۸۰	۳۱.۸۰	۳۱.۸۰	۳۱.۸۰	۳۱.۸۰	۳۱.۸۰
C	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Di	۵.۹۷	۳.۸۵	۲.۵۲	۱.۶۶	۱.۶۵	۵.۳۲	۵.۵۸	---	---	---	---	---	---
Hp	۲۵.۵۳	۱۱.۶۷	۱۱.۳۹	۱۱.۸۷	۶.۵۵	۲۲.۱۳	۲۶.۱۲	۱۶.۳۵	۱۶.۰۱	۱۷.۶۶	۱۳.۴۳	۵.۲۰	۵.۲۰
Ol	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Ilm	۱۴.۲۰	۸.۶۱	۹.۳۹	۱۵.۵۵	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Mag	۱.۶۲	۱.۳۳	۱.۸۲	۱.۶۱	۱.۰۴	۱.۰۴	۱.۰۴	۱.۰۴	۱.۰۴	۱.۰۴	۱.۰۴	۱.۰۴	۱.۰۴
Ap	۰.۶۵	۰.۸	۰.۸۷	۱.۰۳	۰.۸۳	۰.۸۷	۰.۸	۰.۸۷	۰.۸۷	۰.۸۷	۰.۸۷	۰.۸۷	۰.۸۷
	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۴

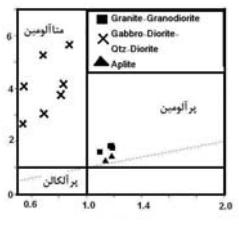
مشالومین واقع شده‌اند. در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) and نمونه‌های شمال‌غرب ماهیت کالک‌آلکان را نشان می‌دهند (شکل ۸) البته، تعدادی از نمونه‌های جنوب‌شرق منطقه در محدوده سری تولیتی واقع شده‌اند که به‌دلیل سگراسیون الیون در این سنگ‌هاست.



شکل ۸- نمودار AFM برای تعیین سری‌های تولیتی و کالک‌آلکان (Irvine and Baragar, 1971) که نشان می‌دهد نمونه‌های جنوب‌شرق میروان و نمونه‌های شمال‌غرب ماهیت کالک‌آلکان دارند.

در محدوده کلسیک و سنگ‌های گرانیتوئیدی شمال‌غرب منطقه در محدوده بین الکالی-کلسیک تا کالک-آلکانی واقع شده‌اند (شکل ۹- b). Middlemost (۱۹۸۵) به روش شیمیایی نموداری را برای نام‌گذاری سنگ‌های آذرین درونی پیشنهاد نموده که بر اساس مجموع عناصر الکالی در مقابل سیلیس (TAS) است (شکل ۱۰). نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در این نمودار تصویر شده‌اند.

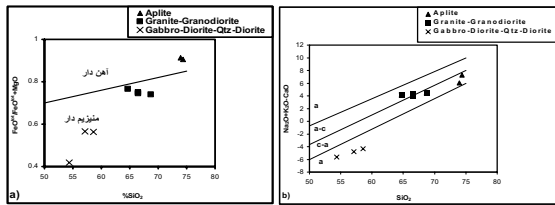
افزایش نشان می‌دهد که می‌تواند در ارتباط با تبلور کانی الکالی-فلدسپار در ترم‌های اسیدی موجود در منطقه باشد. نمونه‌های گرانیت‌های شمال‌غرب میروان در نمودار A/CNK در مقابل A/NK (Maniar and Piccoli, 1989) (شکل ۷) در محدوده پرالومین، اما سنگ‌های مجموعه گسارو- دیوریت- کوارتز دیوریت در محدوده



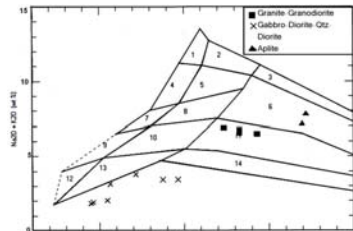
شکل ۷- نمودار تغییرات A/CNK در مقابل A/NK (Maniar and Piccoli, 1989) که نشان‌دهنده طبیعت پرالومین برای گرانیت‌های شمال‌غرب و ماهیت مقالیون برای سنگ‌های مجموعه پلوتونیک جنوب‌شرق میروان است.

طبق تقسیم‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانیتی توسط Frost and Hemkeran (۲۰۰۱) که بر اساس ضریب آهن (FeO<sub>total</sub>/FeO<sub>total</sub>+MgO) در مقابل سیلیس پیشنهاد شده است، بیشتر نمونه‌های منطقه در محدوده منیزیم‌دار (به جز دو نمونه آپلیتی) واقع شده است (شکل ۹- a). از لحاظ ضریب الکالی (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O-CaO) در مقابل سیلیس (Frost et al. 2001) سنگ‌های گسارو-دیوریت-کوارتز دیوریت جنوب‌شرق منطقه





شکل ۹- (a) نمودار تغییرات  $FeO^{total}/(FeO^{total}+MgO)$  در مقابل  $SiO_2$  (Frost et al., 2001) که نشان می‌دهد سنگ‌های هر دو مجموعه در محدوده منبسط قرار دارند (b) نمودار  $(K_2O+Na_2O-CaO)$  در مقابل سیلیس (Frost et al. 2001) نشان می‌دهد که نمونه‌های شمال غرب منطقه در محدوده کالک - آلکالی تا آلکالی - کلسیک و مجموعه گابرو- دیوریت - کوآرتز دیوریت مربوط به جنوب شرق منطقه در محدوده کلسیک تصویر شده‌اند.

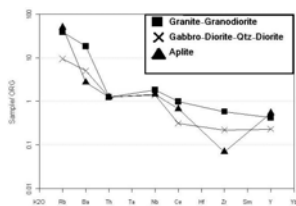


شکل ۱۰- ریدیدی شیمیایی سنگ‌های پلوتونیک (Middlemost, 1985) و موقعیت نمونه‌ها بر روی آن (۱: آلکالی فلدسپار سینیت، ۲: کوآرتز آلکالی فلدسپار سینیت، ۳: آلکالی فلدسپار گرانیت، ۴: سینیت، ۵: کوآرتز سینیت، ۶: گرانیت، ۷: موزونیت، ۸: کوآرتز موزونیت، ۹: موزونیت، ۱۰: کوآرتز موزونیت، ۱۱: گرانودوریت، ۱۲: دیوریت، ۱۳: کوآرتز دیوریت، ۱۴: نوبالیت).

منطقه گرانودوریت، سینوگرانیت و موزوگرانیت و توده جنوب شرق منطقه گابرو، دیوریت و کوآرتز دیوریت است. ترکیب گرانیت‌های شمال غرب مریوان پراومین با نسبت A/CNK بزرگتر از ۱/۱، محتوی کرسندوم نوریتمی و غنی از LREE است که با گرانیت‌های نوع S شباهت دارد.

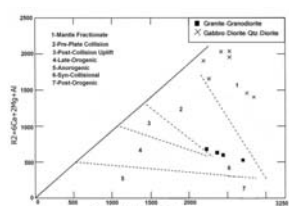
همچنین Le Fort و Debon (۱۹۸۲) برای نام‌گذاری سنگ‌ها به روش شیمیایی نمودار دیگری را پیشنهاد کرده‌اند که بر اساس آن مقدار  $K/(Na+Ca)$  در مقابل  $Sr/(3-(K+Na+2Ca))$  به ترتیب در محور عمودی و افقی قرار می‌گیرد (شکل ۱۱). البته، بر خلاف آنچه در نمودارها نشان داده شده است، ترکیب واقعی توده شمال غرب

در نمودار White و Chappell (۱۹۹۲)، نمونه‌های منطقه شمال غرب مریوان اغلب در محدوده گرانیت‌های تیپ S قرار گرفته‌اند (شکل ۱۶).

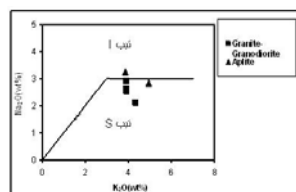


شکل ۱۴- نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی، نرمالیز شده با گرانیت‌های ORG (Pearce et al. 1984).

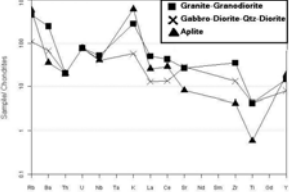
می‌دهد. با نرمالیز کردن این سنگ‌ها نسبت به کاندیدتها عناصری مثل K و Zr، غنی‌شدگی نشان می‌دهند و عناصری مثل Ti برای آپلیت‌ها فقیرشدگی نشان می‌دهند (شکل ۱۵).



شکل ۱۳- موقعیت نمونه‌های منطقه در نمودار  $R_2$  در مقابل  $R_1$  (Batchelor and Bowden, 1985) که نشان می‌دهد که گرانیت‌های منطقه شمال غرب مریوان در قلمرو همزمان با برخورد قاره، اما سنگ‌های مجموعه گابرو- دیوریت- کوآرتز دیوریت منطقه جنوب شرق مریوان در قلمرو تفریق یافته‌های گوشته قرار می‌گیرند.



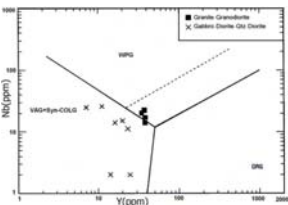
شکل ۱۶- موقعیت نمونه‌های منطقه مریوان در نمودار Chappell و White (۱۹۹۲) برای تعیین محدوده گرانیت‌های نوع S که نشان می‌دهد سنگ‌های شمال غرب منطقه اغلب از نوع S هستند.



شکل ۱۵- نمودار تغییرات عناصر نادر خاکی، نرمالیز شده با کاندیدتها (Sun, 1980) که نشان می‌دهد عناصری مثل Ti فقیرشدگی و عناصری مثل K و Zr، غنی‌شدگی دارند.

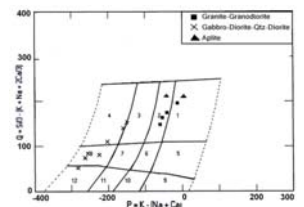
نتیجه‌گیری

شمال غرب مریوان در محدوده گرانیت‌های همزمان با کوهزایی (Syn - Collision) تصویر شده‌اند (شکل ۱۳).



شکل ۱۲- موقعیت نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار تغییرات Nb در مقابل Y جهت تعیین خاستگاه تکنونیک گرانیت‌ها (Pearce et al. 1984). این نمودار نشان می‌دهد که نمونه‌های جنوب شرق مریوان در قلمرو سنگ‌های قوس‌های آتشفشانی و محل برخورد قاره‌ها تصویر شده‌اند و بیشتر نمونه‌های شمال غرب منطقه در مرز گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی تصویر شده‌اند.

به منظور تعیین منشأ نمونه‌های مورد مطالعه، داده‌های شیمیایی نسبت به ترکیب میانی گرانیت‌های پشته اقیانوسی (ORG) نرمالیز شده‌اند. طبق نمودار رسم شده برای مجموعه شمال غرب منطقه، عناصر Th، K، Rb و Ba غنی‌شدگی بالایی نسبت به گرانیت‌های پشته اقیانوسی (ORG) نشان می‌دهند که ناشی از تمرکز این عناصر در مراحل انتهایی تفریق ماگمایی است. همچنین غنی‌شدگی عناصر فوق می‌تواند انعکاسی از نقش پوسته قاره‌ای در تحولات ماگمایی مولد این توده باشد (Harris et al. 1983). عناصر کمیاب موجود در این سنگ‌ها (شکل ۱۴)، نشان می‌دهد که مقدار LREE در این سنگ‌ها نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان



شکل ۱۱- نمودار تغییرات Q در مقابل P، (Debon and Le Fort, 1983) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن (۱: گرانیت، ۲: آپلیت، ۳: گرانودوریت، ۴: نوبالیت، ۵: کوآرتز سینیت، ۶: کوآرتز موزونیت، ۷: کوآرتز موزونیت، ۸: کوآرتز دیوریت، ۹: سینیت، ۱۰: موزونیت، ۱۱: موزو گابرو، ۱۲: گابرو).

محیط تکنونیک و تیپ سنگ‌های منطقه

مورد مطالعه

به منظور مشخص نمودن محیط تکنونیک سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) استفاده شده است. برای این منظور، نمونه‌ها در نمودار Nb در مقابل Y تصویر شده‌اند. بیشتر نمونه‌های توده شمال غرب مریوان در مرز گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی و نمونه‌های توده جنوب شرق مریوان در قلمرو گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد Syn-COLG تصویر شده‌اند که با موقعیت زمین‌شناسی آنها سازگار است (شکل ۱۲).

در نمودار تغییرات  $R_2$  در مقابل  $R_1$  (Batchelor and Bowden, 1985) توده گابرو - دیوریت- کوآرتز دیوریت جنوب شرق مریوان در محدوده تفریق یافته‌های گوشته‌ای (Mantle Fractionated) و توده گرانیت‌های

توجه به تعیین سن‌های موجود برای توده‌های نفوذی، احتمالاً با کوهزایی پیرین هستند. انکلاوهای مافییک میکروگرانولار و رستیت در این توده پلوتونیک یافت می‌شوند. در این مجموعه دونسو انکلاو شامل انکلاوهای مافییک میکروگرانولار که نشان‌دهنده اختلاط ناقص ماگمایی فلسیک و مافییک و انکلاوهای غنی از میکا حاوی آندالوزیت/اسپینل دیده می‌شوند.

مجموعه گابرو- دیوریت- کوآرتز دیوریت جنوب شرق مریوان از گابرو، دیوریت و کوآرتز دیوریت تشکیل شده است. این مجموعه ساب‌آلکالی، مثلاً اومین، کلسیک منبسط‌دار و از تیپ I است. نمودارهای متمایزکننده خاستگاه تکنونیک، نشان دهنده اشتقاق ماگمایی سازنده این مجموعه از گوشته فوقانی است.

مجموعه‌های پلوتونیک منطقه مریوان متشکل از دو تیپ مختلف با منشأ متفاوت از هم هستند. مجموعه گرانیت‌نویس شمال غرب منطقه از سینوگرانیت، موزوگرانیت و گرانودوریت تشکیل شده است.

سنگ‌های این توده دارای مشخصات ماگمایی آلکالی- کلسیک منبسط‌دار تا کالک-آلکالی منبسط‌دار، ساب‌آلکالی (کالک-آلکالی)، پراومین و از تیپ S هستند. حضور دو نوع فلدسپار (ارتوکلاز و آلبیت) و عدم بافت پریتیت بر ماهیت ساب‌سالووس و عمیق بودن این مجموعه دلالت دارد. نمودارهای متمایزکننده خاستگاه تکنونیک، محیط تکنونیک همزمان با برخورد (Syn Collision) را برای این توده نشان می‌دهد. با

منابع

آرین، م. ع. (۱۳۷۸) پتروگرافی و پتروژئولوژی توده‌های آذرین محور سنفر - مریوان. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران.  
 مجمل، م. و سهندی، ر. (۱۳۷۸) تکامل تکنونیک پهنه سنج - سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه‌های جدید در آن. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، فصل نامه علوم زمین ۲۱-۲۲.  
 معین وزیری، ح. عزیزیه، ح. مهرایی، ب. و ایزدی، ف. (۱۳۸۷) ماگماتسم الیگوسن در زون تراست زاگرس (محور صحنه - مریوان): دور دوم فورانش نوتننس در پالئوژن. مجله علوم دانشگاه تهران (۳۴)، ۱۱۲-۱۲۲.  
 Alavi, M. (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. American Journal of Science 304: 1-20.  
 Barbarin, B. (1988) Field evidence for successive mixing and mingling between the Piolard Diorite and the Saint-Julien-la-Vetre Monzogranite (Nord-Forez, Massif Central, France). Canadian Journal of Earth Science 25: 49-59.  
 Batchelor, R. A. and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. Chemical Geology 48: 43-55.  
 Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. Pacific Geology 8: 173-174.  
 Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1984) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Keqin, X. and Guangchi, T. (Eds): Geology of Granites and Their Metallogenic Relations. Science Press, Beijing 87-101.

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 83: 1-26.  
 Chappell, B. W. (1999) Aluminum saturation in I- And S-type granites and the characterization of fractionated haplogranites. *Lithos* 46: 535-551.  
 Clemens, J. D. and Wall, V. J. (1984) Origin and evolution of a peraluminous silic ignimbrite suite: the Violet Town Volcanics. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 88: 354-371.  
 Debon, F. and Le Fort, P. (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 73 : 135-149.  
 Didier, J. and Roques, M. (1959) Sur les enclaves des granites du Massif Central francais. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris série 228*: 1839-1841.  
 Didier, J. (1984) The problem of enclaves in granitic rocks, a review of recent ideas on their origin. In: Xu, K. Q. and Tu, G. C. (Eds.): *Geology of Granites and Their Metallogenic Relations. Proceeding of International Symposium, Nanjing 1982*, Science Press, Beijing 137-144.  
 Frost, B. R., Barnes, G. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geological classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.  
 Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.  
 Harris, N. B. W., Duyverman, H. J. and Almand, D. C. (1983) The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan. *Journal of Geological Society of London* 140: 245-256.  
 Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) Guide to the chemical classification of the common volcanic. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-545.  
 Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.  
 Middlemost, E. A. K. (1985) *Magmas and magmatic rocks*. Longman.  
 Pearce, J. A., Harris, N. B. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.  
 Sun, S. S. (1980) Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A297*: 409-445.  
 Vernon, R. H. (2007) Problems in identifying restite in S-type granites of southeastern Australia, with speculations on sources of magma and enclaves. *Canadian Mineralogist* 45, 147-178.  
 White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1977) Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* 43: 7-22.

بررسی کانی شناسی و فرآیندهای موثر بر سنگ‌های آتشفشانی تاقدیس جهق (جنوب کاشان)  
 سید محسن طباطبایی‌منش<sup>۱</sup>، همایون صفایی و اکرم‌السادات میرلوحی  
 گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران  
 تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۱۲/۲۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۹/۲۴ صفحه ۶۱-۷۶

بررسی کانی شناسی و فرآیندهای موثر بر سنگ‌های آتشفشانی تاقدیس جهق (جنوب کاشان)

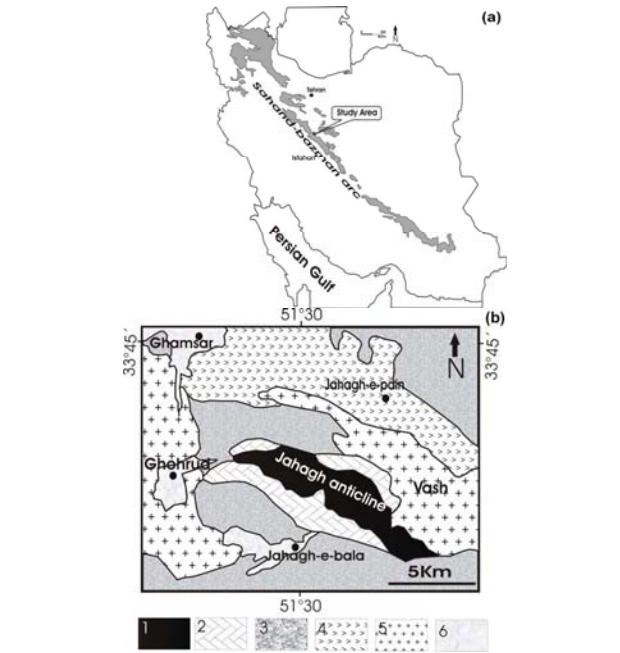
سید محسن طباطبایی‌منش<sup>۱</sup>، همایون صفایی و اکرم‌السادات میرلوحی  
 گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

**چکیده**  
 تاقدیس جهق در ۴۰ کیلومتری جنوب کاشان و شرق روستای قه‌رود واقع شده است. سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین در هسته این تاقدیس بیرونزد دارند. بررسی کانی‌شناسی این سنگ‌ها نشان‌دهنده وقوع رخداد‌های دگرسانی و دگرگونی درجه ضعیف است. با این حال، یافته‌های اولیه به خوبی حفظ شده، ولی ترکیب کانی‌شناسی تغییر کرده است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها که غالباً پلاژیوکلاز و بندرت کانی‌های فرومنیزین بوده‌اند، دگرسان شده‌اند. حضور کانی‌های ثانویه آلبیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت بیانگر دگرگونی ضعیف این سنگ‌هاست. به دنبال نفوذ توده گرانیتوئیدی قه‌رود، سنگ‌های آتشفشانی نزدیک به توده حاکتر تا رخساره هورنبلندهورنفلس دگرگون شده‌اند که همراهی پلاژیوکلاز الیگوکلاز- آندزین با آمفیبول‌های فروشرماکیت با نزدیک‌تر شدن به توده نفوذی در سنگ‌های بخش غربی از جمله شواهد آن است.  
**واژه‌های کلیدی:** پالئوزوئیک، تاقدیس جهق، دگرگونی، کاشان، کانی‌شناسی

**مقدمه**  
 در استان اصفهان، حدود ۴۰ کیلومتری جنوب کاشان (شکل ۱-ا) و شرق روستای قه‌رود، بین عرض‌های شمالی ۳۳° ۳۸' ۵۰" تا ۳۳° ۴۱' ۳۰" و طول‌های شرقی ۵۱° ۲۶' ۲۰" تا ۵۱° ۳۳' ۵۰" تاقدیس جهق با هسته ولکانیک بیرونزد دارد. این تاقدیس بخشی از کوهستان قه‌رود بوده که در بخش‌های شمال شرقی زون ارومیه - دختر مستقر گردیده و هسته ولکانیک به‌عنوان قاعده سازند نیور و به سن سیلورین معرفی شده است (خلعت‌بری جعفری و علائی مهبادی، ۱۳۷۷).  
 روند کلی تاقدیس جهق NW-SE بوده، ولکانیک‌ها، تشکیل‌دهنده هسته آن هستند. در بال‌های شمال شرقی و جنوب‌غرب تاقدیس، افق ماسه سنگی نیور و سازندهای رسوبی پادها (ماسه‌سنگ) و بهرام (کربناته) به ترتیب تکرار می‌شوند. توده گرانیتوئیدی قه‌رود و هورنفلس‌های گوردیریت‌دار در سمت شرق و توده نفوذی وش به‌همراه هاله‌های دگرسانی و اسکارن‌ها در

© tabataba@sci.ui.ac.ir

سمت غرب و شمال این تاقدیس نمایان هستند (شکل ۱-ب). در این مقاله به بررسی این سنگ‌ها و معرفی کانی‌های موجود در آن‌ها بر اساس شواهد پتروگرافی و



شکل ۱- نقشه ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه، (b) زمین‌شناسی ساده شده از منطقه بر اساس (زاهدی و عمیدی، ۱۳۷۷) (۱- سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک (سنگ‌های مورد مطالعه)، ۲- سنگ‌های رسوبی پالئوزوئیک (دونین)، ۳- سنگ‌های رسوبی موزوزوئیک، ۴- سنگ‌های آتشفشانی سنزوئیک (پوسن)، ۵- توده‌های نفوذی سنزوئیک (الیگومیسون و بعد از آن)، ۶- رسوبات کواترنری).



عبارتند از: پورفیری، میکرولیتی-پورفیری، جریانی، تراکی-میکرولیتیک-پورفیری، بادامکی و بافت فرعی غربالی در پلاژیوکلازها.

فلدسپارها از فراواتترین کانی‌های موجود در این سنگ‌ها هستند که به‌صورت درشت‌بلور و میکرولیت‌های زمینه دیده می‌شوند. علاوه بر پلاژیوکلازها، ساندین با ماکل کارلسباد، شکل سرنیزه‌ای و ظاهر شفاف خود شناسایی می‌شود که به‌صورت فنوکریست و یا به شکل میکرولیت در زمینه دیده می‌شود و در ایجاد بافت جریانی نیز شرکت می‌کند. اکثر پلاژیوکلازها با دگرسانی سوسوریتی که از مهم‌ترین همراهان آن‌ها اپیدوت و کلسیت است، دیده می‌شوند. حواشی گردشده و خوردگی خلیجی در برخی از این کانی‌ها می‌تواند حاکی از افزایش دما و ذوب حاشیه بلورها در زمان تشکیل این کانی‌ها باشد (Tsuchiyama, 1985). حوادث تکنونیک باعث ایجاد خمیدگی و همچنین شکستگی ماکل پلاژیوکلازها شده که این شکستگی‌ها بعداً با ورود سیالات حاوی Ca و Fe توسط کانی‌های ثانویه‌ای همچون اپیدوت، کلسیت و هماتیت پرشده است.

تصاویر میکروسکوپی فلدسپارها در شکل ۲ آمده است. نتایج آنالیز نقطه‌ای تعدادی از فلدسپارها (پلاژیوکلازها و میکرولیت‌ها) به‌همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۱ آورده شده است. در شکل ۳ نیز ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های ولکانیک منطقه جیق بر روی نمودار مثلثی ارتوز-آلبیت-آنورتیت نشان داده شده است. با توجه به شکل و از روی نتایج آنالیز نقطه‌ای مربوط به این کانی‌ها می‌توان بی‌برد که ترکیب فلدسپارها البیتی شده است.

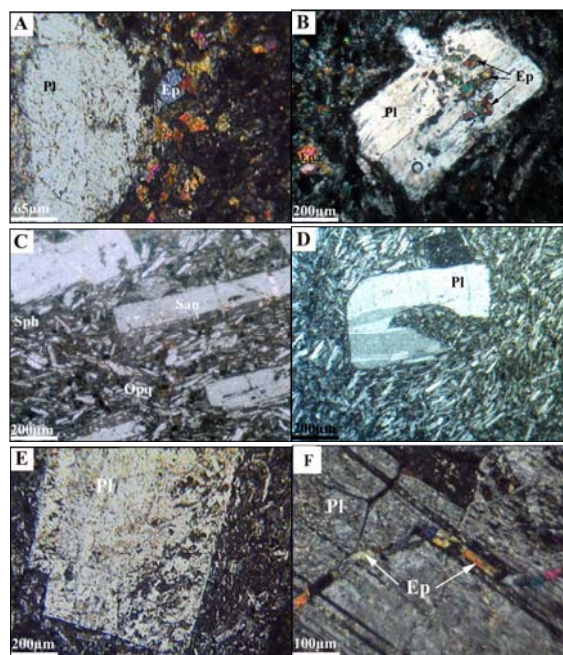
**روش انجام پژوهش**

به‌منظور بررسی وسعت و گسترش ولکانیک‌ها و شناسایی راه‌های دسترسی به منطقه و نمونه‌برداری‌های هدف‌دار، ابتدا داده‌های رقوم ماهواره‌ای پردازش شدند و سپس مشخصات جغرافیایی، راه‌های دسترسی به منطقه و محل رخنمون سنگ‌ها تعیین گردید. همچنین با ایجاد تصاویری با رنگ‌های مجازی بر اساس داده‌های رقوم ماهواره‌ای، محدوده‌های نمونه‌برداری مشخص و مشخصات نقاط نمونه‌برداری شده نیز توسط گیرنده دستی GPS تعیین شد.

پس از برداشت‌های صحرائی و تهیه مقاطع نازک، مطالعات پتروگرافی با استفاده از میکروسکوپ‌های پلازیان و انمکاسی مدل BH-2 در دانشگاه اصفهان انجام شد. به منظور انجام آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها تعدادی از مقاطع انتخاب و به مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران ارسال شد. آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها توسط دستگاه مایکروپروب Cameca مدل SX-50 و با شرایط شدت جریان ۱۰ nA و ولتاژ شتاب دهنده 15 Kev انجام شده است.

**کانی‌شناسی**

در نمونه‌های دستی سنگ‌های آتشفشانی این منطقه، پورفیرهای پلاژیوکلاز با رنگ‌های سفید و اشکال مستطیلی در زمینه‌های دانه‌ریز با رنگ‌های سیاه تا سبزه خوب قابل تشخیص هستند. همچنین ساخت‌های بادامکی و جریانی به‌همراه پورفیرهای کم تا زیاد در این سنگ‌ها قابل شناسایی است. در برخی از توده‌های سنگی، اپیدوت‌زاسیون به‌وفور دیده می‌شود. بر اساس مطالعات میکروسکوپی بافت‌های موجود در این سنگ‌ها



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی مربوط به پلاژیوکلازهای موجود در ولکانیک‌های جیق، علامت اختصاری به‌کار رفته در تصویرها و جدول‌ها از Kretz (۱۹۸۲) است. (A، B) دگرسانی پورفیرهای پلاژیوکلاز و تشکیل اپیدوت، (C) ساندین‌ها و بافت جریانی، (D) خوردگی خلیجی در پلاژیوکلاز، (E) بافت غربالی پلاژیوکلاز، (F) رگ اپیدوتی که پلاژیوکلاز را قطع کرده است (XPL).

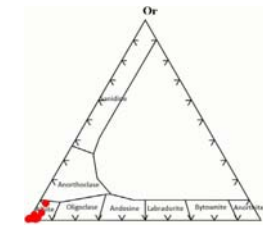
جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای فلدسپارهای منطقه جیق و محاسبه فرمول ساختاری پلاژیوکلازها بر اساس A اکسیژن.

Sample	2j-13	2j-13	2j-13	2j-13	2j-13	3j-14	3j-14	3j-14	3j-14	3j-14	3j-14	3j-20	3j-20
Location	1	2	3	5	6	1	2	3	4	5	6	7	1
SiO <sub>2</sub>	67.90	69.17	69.32	64.36	68.25	68.15	68.20	67.60	67.20	68.17	67.27	68.16	68.14
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.07	0.07	0.02	0.00	0.07	0.02	0.05	0.01	0.05	0.04	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.15	17.20	19.38	22.56	19.06	20.16	20.14	20.08	19.77	20.33	19.85	20.08	19.75
FeO*	0.10	0.05	0.07	0.27	0.30	0.06	0.03	0.25	0.39	0.19	0.14	0.10	0.03
MgO	0.00	0.00	0.06	0.12	0.35	0.00	0.00	0.07	0.16	0.00	0.00	0.07	0.00
CaO	0.75	0.11	0.05	0.86	0.50	0.35	0.43	0.48	0.43	0.38	0.40	0.44	0.57
Na <sub>2</sub> O	11.65	12.20	12.12	10.39	11.36	11.69	11.61	11.37	11.87	11.15	11.82	11.31	11.19
K <sub>2</sub> O	0.00	0.04	0.00	1.41	0.03	0.14	0.04	0.11	0.13	0.21	0.07	0.33	0.10
Total	99.55	98.77	101.07	100.03	99.87	100.55	100.51	100.04	99.99	100.43	99.61	100.52	99.82
Si	2.99	3.06	3.00	2.85	2.99	2.97	2.97	2.96	2.95	2.97	2.96	2.97	2.98
Al	0.99	0.90	0.99	1.17	0.98	1.03	1.03	1.04	1.02	1.04	1.03	1.03	1.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.04	0.01	0.00	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
Na	0.99	1.05	1.02	0.89	0.97	0.99	0.98	0.97	1.01	0.94	1.01	0.96	0.95
K	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01
Cation	5.01	5.01	5.01	5.05	5.00	5.01	5.00	5.01	5.04	4.99	5.03	5.00	4.98
X	3.98	3.96	3.99	4.02	3.98	4.00	4.00	4.00	3.98	4.01	3.99	4.00	4.00
Z	1.03	1.06	1.03	1.03	1.02	1.01	1.00	1.01	1.06	0.98	1.04	1.00	0.98
Ab	96.6	99.3	99.8	88.1	97.5	97.6	97.8	97.1	97.4	96.9	97.8	96.1	96.7
An	3.4	0.5	0.2	4.1	2.3	1.6	2.0	2.3	1.9	1.9	1.8	2.0	2.8
Or	0.0	0.2	0.0	7.8	0.2	0.8	0.2	0.6	0.7	1.2	0.4	1.9	0.5

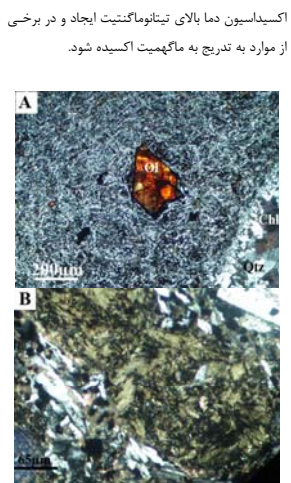
Sample	3j-20	3j-20	G24	G24	G24	G24	G24	j-15	j-15	j-15	j-15	j-15	j-15
Location	4	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	68.78	68.78	66.98	61.10	59.76	61.18	61.89	61.01	67.06	67.28	67.27	67.86	67.96
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.05	0.03	0.06	0.00	0.03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.70	19.70	20.09	24.87	24.82	24.11	24.28	24.61	20.16	20.12	20.35	20.49	19.65
FeO*	0.00	0.00	0.99	0.19	0.54	0.06	0.13	0.59	0.11	0.01	0.11	0.03	0.08
MgO	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.26	0.21	0.00	0.00
CaO	0.50	0.50	0.91	6.32	7.41	7.06	6.18	6.18	0.54	0.92	0.85	0.83	0.72
Na <sub>2</sub> O	11.32	11.32	10.76	8.35	7.85	8.06	8.04	8.28	11.93	11.75	11.81	11.45	11.67
K <sub>2</sub> O	0.06	0.06	0.54	0.06	0.09	0.03	0.08	0.12	0.10	0.09	0.10	0.04	0.09
Total	100.36	100.36	100.92	100.89	100.54	100.58	100.61	100.03	99.95	100.46	100.75	100.69	100.19
Si	2.99	2.99	2.93	2.70	2.66	2.71	2.73	2.70	2.95	2.94	2.93	2.95	2.97
Al	1.01	1.01	1.03	1.29	1.30	1.26	1.26	1.28	1.04	1.04	1.05	1.05	1.01
Fe <sup>3+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.04	0.01	0.02	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
Ca	0.02	0.02	0.04	0.30	0.35	0.34	0.29	0.29	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03
Na	0.96	0.96	0.91	0.71	0.68	0.69	0.69	0.71	1.02	1.00	1.00	0.97	0.99
K	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
X	4.98	4.98	5.03	5.01	5.03	5.01	4.98	5.02	5.04	5.04	5.04	5.01	5.02
Z	4.00	4.00	3.96	3.99	3.96	3.97	3.99	3.98	3.99	3.98	3.98	4.00	3.99
Ab	98.8	98.8	1.06	1.02	1.06	1.04	0.99	1.04	1.05	1.06	1.06	1.01	1.03
An	97.3	97.3	92.6	70.2	65.4	67.2	69.8	70.3	97.0	95.4	95.7	95.9	96.2
Or	2.3	2.3	4.4	29.4	34.1	32.6	29.6	29.0	2.4	4.1	3.8	3.9	3.3

خالص می‌تواند بر روی الیون اکسید شده در طی انجام بازالت یا اکسیداسیون بعدی ایجاد شود (Baker et al., 1967; Hoffmann and Soffel, 1986). نهای این فرایندها به عوامل مختلف مانند فوگاسیته اکسیژن، نرخ سرد شدن و کانی‌شناسی مواد اولیه بستگی دارد. این شرایط تعیین کننده آن است که کدام یک از کانی‌های هماتیت یا ماگنتیت تشکیل شود (Gunnlaugsson et al., 2006).

اندازه گیری ترموماگنتیکی (thermomagnetic) توسط Vahle و همکاران (۲۰۰۷) در مجاورت هوا انجام شده، بیانگر آن است که ماگنتیت می‌تواند از اکسیداسیون دما بالای تیتانوماگنتیت ایجاد و در برخی از موارد به تدریج به ماگمیت اکسید شده.



شکل ۳- ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در ولکانیک‌های جیق (Deer et al., 1992)



شکل ۴- کانی‌های فرومیزین موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه که کاملاً توسط کانی‌های ثانویه جانشین شده‌اند (XPL).

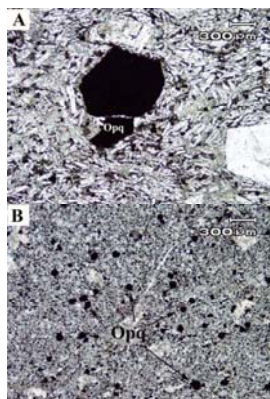
در برخی از این سنگ‌ها آثار کانی‌های فرومیزین به‌صورت الیون خودشکل ایدینگزیتی شده با حاشیه‌های از اکسید آهن که حاوی کانی آیانتیت نیز هست و همچنین قالب‌های هشت ضلعی بیروکن که با کالریت و اسفن ثانویه اشغال شده‌اند، دیده می‌شوند (شکل ۴). اکسیدهای آهن از جمله کانه‌هایی هستند که در اکثر مقاطع به‌چشم می‌خورند (شکل ۵). مطالعه مقاطع نازک صیقلی با میکروسکوپ انعکاسی نشان می‌دهد که بر اساس فراوانی، این کانه‌ها به‌ترتیب از نوع ماگنتیت، الیمینت و هماتیت هستند. گاهی تیغه‌هایی از الیمینت و هماتیت به‌صورت اکسولوشن در ماگنتیت دیده می‌شود. اکسید آهن در بخش‌هایی به‌صورت سودومورف جانشین کانی‌های فرومیزین شده و ریزش‌کنندگی‌های موجود در برخی پلاژیوکلازها نیز توسط هماتیت پر شده است.

اکسیداسیون ماگنتیت منجر به تشکیل ماگمیت (Steinhorsson et al., 1992) و نهایتاً به هماتیت تبدیل می‌شود (Gunnlaugsson et al., 2002). همچنین ماگنتیت

۱۳۷۸). فراوانی این کانی در بخش‌هایی از منطقه سبب تشکیل اپیدوزیت شده است. Deer و همکاران (۱۹۸۶) معتقدند که برای اعضای منوکلینیک Fe-Ce-Al از گروه اپیدوت، فهرست اسامی قابل پذیرشی وجود ندارد. به همین منظور، در گروه اپیدوت‌ها اعضای منوکلینیک Fe-Ce-Al بر اساس درصد پیستاشیت (Ps%) بررسی می‌شوند. بسیاری از مؤلفان، اعضای کسه غنسی از آهن هستند و می‌توانند در دسترس  $Ca_2Fe_2Si_2O_{12}(OH)$  آن‌ها بین ۱۵ تا ۳۳ درصد مولی است را با نام اپیدوت می‌خوانند. تشخیص نوری سری‌های کلینوزونیت-اپیدوت با ترکیب ۱۵ درصد مولی مشکل است و در نبود آنالیز شیمیایی، فقط بر اساس رنگ و چند رنگی می‌توان آن‌ها را از یکدیگر متمایز ساخت، ولی اگر ترکیب کانی شناخته شود، به‌طور تئوری از درصد پیستاشیت استفاده می‌شود (Armbruster et al., 2006). همچنین در تشخیص نوع اپیدوت به‌دلیل این که معیارهای شیمیایی نسبت به معیارهای بافتی قابل اعتمادتر هستند، از میزان Ps استفاده می‌کنند:

$$Ps = 100 \cdot Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al)$$

همان‌طور که ذکر شد یکی از فراوانترین کانی‌های ثانویه تشکیل‌شده در منطقه، اپیدوت است. در جدول ۲ نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی به‌همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها آمده است. میانگین درصد پیستاشیت (Ps) محاسبه‌شده برای اپیدوت‌های موجود در سنگ‌های منطقه ۲۸/۴۸ است. بر اساس نتایج (مظاهری، ۱۳۷۸) میزان Ps در اپیدوت‌های ثانویه حاصل از سوسوریتی‌شدن پلازیوکلازها بین ۵۰ تا ۲۴ Ps تغییر می‌کند (شکل ۶). بنابراین، می‌توان اپیدوت‌های این منطقه را با توجه به مطالعات پتروگرافی و میانگین پیستاشیت آن‌ها، در همین دسته جای داد.

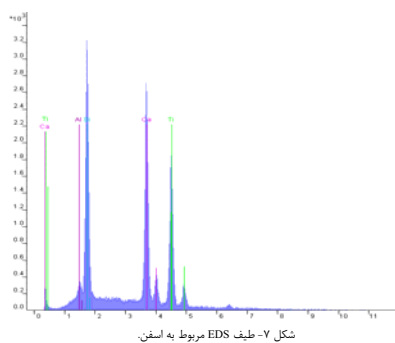


شکل ۵- تصاویری از اکسیدهای آهن در سنگ‌های آتشفشانی منطقه جیق (PPL).

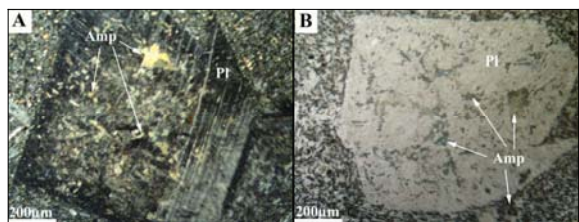
در میان کانی‌های ثانویه، اپیدوت و کلریت دارای بیشترین فراوانی هستند. اپیدوت با فراوانی متفاوت در اکثر مقاطع دیده می‌شود. این کانی هم در مرکز پلازیوکلازها، که نشان دهنده وفور Ca در این قسمت از پلازیوکلاز است و هم به‌صورت پراکنده یا تجمعی در کنار پلازیوکلازها و داخل متن سنگ ملاحظه می‌شود. گاهی این کانی به‌صورت روبانی پلازیوکلازها را قطع می‌کند و گاهی درون حفرات و درز و شکستگی‌های سنگ به همراه کلریت، کلسیت و کوارتز دیده می‌شود که نشان از تأثیر محلول‌های داغ و حلالی Ca بر روی این سنگ‌هاست. اپیدوت‌های حاصل از سوسوریتی شدن پلازیوکلازها و یا تشکیل آن‌ها در امتداد درز و شکاف‌ها و یا در حفرات نشان دهنده تشکیل این کانی به عنوان یک محصول حاصل از دگرسانی است (مظاهری،

تغییر کرده است (شکل ۸). نتایج آنالیز نقطه‌ای مربوط به پلازیوکلازهای این بخش در جدول ۱ (نمونه G-24) و ترکیب و طبقه‌بندی آن‌ها در شکل ۹ آمده است. ترکیب این پلازیوکلازها از نوع الیگوکلاز-آندزین است. بر اساس آنالیز نقطه‌ای انجام‌شده، ترکیب آمفیبول‌ها مطابق با تقسیم‌بندی Leake و همکاران (۱۹۹۷) از نوع

کلسیک است. نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۳ آورده شده است. بر اساس دیگرام ترسیم شده Hawthorne (۱۹۸۱) در شکل ۱۰ ترکیب آمفیبول‌های زمینه از نوع فروهورنبلند و آمفیبول‌های موجود در پلازیوکلازها از نوع فروشرماکیت به است.



شکل ۷- طیف EDS مربوط به اسفن.



شکل ۸- همراهی پلازیوکلاز و آمفیبول در ولکانیک‌های بخش غربی. (A) XPL، (B) PPL.

تغییر کرده است (شکل ۸). نتایج آنالیز نقطه‌ای مربوط به پلازیوکلازهای این بخش در جدول ۱ (نمونه G-24) و ترکیب و طبقه‌بندی آن‌ها در شکل ۹ آمده است. ترکیب این پلازیوکلازها از نوع الیگوکلاز-آندزین است. بر اساس آنالیز نقطه‌ای انجام‌شده، ترکیب آمفیبول‌ها مطابق با تقسیم‌بندی Leake و همکاران (۱۹۹۷) از نوع

کلسیک است. نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۳ آورده شده است. بر اساس دیگرام ترسیم شده Hawthorne (۱۹۸۱) در شکل ۱۰ ترکیب آمفیبول‌های زمینه از نوع فروهورنبلند و آمفیبول‌های موجود در پلازیوکلازها از نوع فروشرماکیت به است.

کلسیک است. نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۳ آورده شده است. بر اساس دیگرام ترسیم شده Hawthorne (۱۹۸۱) در شکل ۱۰ ترکیب آمفیبول‌های زمینه از نوع فروهورنبلند و آمفیبول‌های موجود در پلازیوکلازها از نوع فروشرماکیت به است.

کلسیک است. نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۳ آورده شده است. بر اساس دیگرام ترسیم شده Hawthorne (۱۹۸۱) در شکل ۱۰ ترکیب آمفیبول‌های زمینه از نوع فروهورنبلند و آمفیبول‌های موجود در پلازیوکلازها از نوع فروشرماکیت به است.

کلسیک است. نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۳ آورده شده است. بر اساس دیگرام ترسیم شده Hawthorne (۱۹۸۱) در شکل ۱۰ ترکیب آمفیبول‌های زمینه از نوع فروهورنبلند و آمفیبول‌های موجود در پلازیوکلازها از نوع فروشرماکیت به است.

کلسیک است. نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۳ آورده شده است. بر اساس دیگرام ترسیم شده Hawthorne (۱۹۸۱) در شکل ۱۰ ترکیب آمفیبول‌های زمینه از نوع فروهورنبلند و آمفیبول‌های موجود در پلازیوکلازها از نوع فروشرماکیت به است.

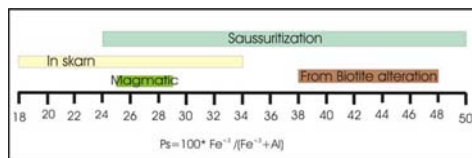
کلسیک است. نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۳ آورده شده است. بر اساس دیگرام ترسیم شده Hawthorne (۱۹۸۱) در شکل ۱۰ ترکیب آمفیبول‌های زمینه از نوع فروهورنبلند و آمفیبول‌های موجود در پلازیوکلازها از نوع فروشرماکیت به است.

کلسیک است. نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۳ آورده شده است. بر اساس دیگرام ترسیم شده Hawthorne (۱۹۸۱) در شکل ۱۰ ترکیب آمفیبول‌های زمینه از نوع فروهورنبلند و آمفیبول‌های موجود در پلازیوکلازها از نوع فروشرماکیت به است.

کلسیک است. نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها در جدول ۳ آورده شده است. بر اساس دیگرام ترسیم شده Hawthorne (۱۹۸۱) در شکل ۱۰ ترکیب آمفیبول‌های زمینه از نوع فروهورنبلند و آمفیبول‌های موجود در پلازیوکلازها از نوع فروشرماکیت به است.

جدول ۲- نتایج آنالیز نقطه‌ای اپیدوت‌های منطقه جیق به‌همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها.

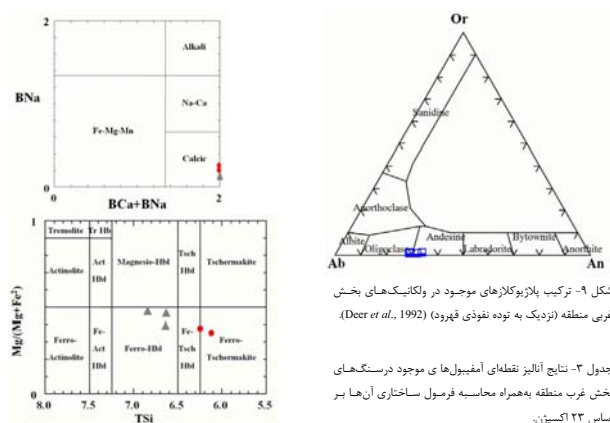
Sample	2i-15					3i-20					3i-20				
	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	37.56	37.17	38.33	37.38	38.18	37.91	37.83	37.88	38.36	38.02					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.85	22.32	22.65	22.43	22.12	21.92	21.62	21.67	22.15	21.83					
FeO*	13.83	13.66	13.89	13.70	14.28	13.70	13.96	13.77	13.57	13.84					
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
CaO	23.52	23.29	23.31	23.58	23.23	23.35	23.53	23.59	23.09	23.31					
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00					
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.07	0.02	0.00					
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.15	0.16	0.14	0.00	0.11	0.04	0.00	0.06	0.00	0.05					
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Total	97.91	96.80	98.33	97.08	97.93	96.96	97.02	97.03	97.18	97.65					
Si	3.00	3.01	3.04	3.01	3.05	3.06	3.05	3.06	3.08	3.06					
Al	2.15	2.13	2.12	2.13	2.08	2.05	2.06	2.09	2.07						
Fe <sup>3+</sup>	0.83	0.83	0.83	0.83	0.86	0.83	0.85	0.84	0.82	0.84					
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Ca	2.01	2.02	1.98	2.04	1.99	2.02	2.03	2.04	1.98	2.01					
La	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Ce	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Nd	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00					
Sum_Cats	8.00	8.00	7.98	8.01	7.98	7.98	7.99	7.99	7.97	7.98					
O	12.50	12.50	12.50	12.50	12.50	12.50	12.50	12.50	12.50	12.50					
Ps	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30					



شکل ۶- رابطه میزان پیستاشیت در انواع اپیدوت‌ها و منشا آن‌ها (بر اساس مظاهری، ۱۳۷۸).

امفیبول‌ها هم در زمینه و هم در داخل پلازیوکلازها به چشم می‌خورند. آمفیبول‌های زمینه، یزدانه و سوزنی با چندرنگی قهوه‌ای-سبز بوده، آمفیبول‌هایی که در داخل پلازیوکلازها قرار دارند، تقریباً بی‌شکل و دارای چند رنگی سبز-آبی هستند. چندرنگی سبز-آبی، از ویژگی آمفیبول‌های سدیم‌دار است که تجزیه شیمیایی این کانی‌ها نیز مؤید بیشتر بودن میزان سدیم در آمفیبول‌های هم‌راه با پلازیوکلازها نسبت به آمفیبول‌های زمینه است. شایان ذکر است که این سنگ‌ها ویژگی بافتی اولیه خود (بافت‌های پورفیری و جریان) را حفظ کرده، ولی ترکیب شیمیایی کانی‌ها

اسفن، کلریت، پرهینت، زئولیت، کلسیت و کوارتز از دیگر کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها هستند که به‌صورت جانشینی، پراکنده در زمینه و پراکنده درز و شکستگی‌ها و حفرات دیده می‌شوند. طیف EDS اسفن در شکل ۷ آورده شده است. نفوذ توده گرانیتوئیدی قه‌رود در ولکانیک‌های منطقه، باعث دگرگونی موضعی و بخشی این سنگ‌ها در حد رخساره‌های آلیبت-اپیدوت هورنفلس و هورنبلند-هورنفلس شده است. آثار دگرگونی در حد رخساره هورنبلند هورنفلس در بخش غربی منطقه، به‌صورت تشکیل آمفیبول در این سنگ‌ها دیده می‌شود. این



شکل ۹- ترکیب پلازیوکلازهای موجود در ولکانیک‌های بخش غربی منطقه (نزدیک به توده نفوذی قه‌رود) (Deer et al., 1992).

جدول ۳- نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های بخش غرب منطقه به‌همراه محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس اکسژن.

Sample	G-24		G-24		G-24	
	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	45.23	44.10	43.87	41.34	40.20	
TiO <sub>2</sub>	0.69	0.74	0.83	0.57	0.54	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.60	9.81	10.54	13.99	14.98	
FeO*	20.64	21.14	22.47	22.96	23.45	
MnO	0.01	0.16	0.00	0.03	0.05	
MgO	8.58	8.31	6.87	5.88	5.17	
CaO	11.53	11.60	11.46	11.16	10.76	
Na <sub>2</sub> O	1.07	1.55	1.31	1.97	2.00	
K <sub>2</sub> O	0.41	0.54	0.50	0.44	0.54	
F	0.00	0.13	0.00	0.05	0.06	
Total%	96.76	98.07	97.86	98.38	97.74	
Si	6.87	6.66	6.67	6.27	6.16	
Ti	0.08	0.08	0.09	0.07	0.06	
Al <sup>IV</sup>	1.13	1.34	1.33	1.73	1.84	
Al <sup>VI</sup>	0.41	0.41	0.55	0.77	0.86	
Fe <sup>3+</sup>	0.30	0.33	0.25	0.35	0.41	
Fe <sup>2+</sup>	2.33	2.34	2.61	2.56	2.59	
Mn	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	
Mg	1.94	1.87	1.56	1.33	1.18	
Ca	1.88	1.88	1.87	1.81	1.77	
Na	0.31	0.46	0.39	0.58	0.59	
K	0.08	0.10	0.10	0.09	0.11	
F	0.00	0.06	0.00	0.02	0.03	
Sum_cat	15.33	15.49	15.41	15.57	15.57	

به‌منظور بررسی دمای تعادل بین دو کانی آمفیبول و پلازیوکلاز و تعیین شرایطی که در آن تشکیل شده‌اند، از ترمومتری آمفیبول-پلازیوکلاز استفاده شده است. در برخی از سیلیکات‌ها مانند آمفیبول و پیروکسن، مقدار و نسبت بعضی از عناصر به شرایط فشار و حرارت محیط تبلور آن کانی بستگی دارد؛ مثلاً آلومینیوم کل موجود در هورنبلند به‌عنوان شاخص فشار (Hammarstorm and Zen, 1986) و همزیستی تعادلی زوج‌های آمفیبول-پلازیوکلاز (Holland and Blundy, 1994) به‌عنوان ژئومتر کاربرد دارند.

به‌عنوان ژئومتر کاربرد دارند.

به‌عنوان ژئومتر کاربرد دارند.

به‌عنوان ژئومتر کاربرد دارند.

به‌عنوان ژئومتر کاربرد دارند.

به‌عنوان ژئومتر کاربرد دارند.

به‌عنوان ژئومتر کاربرد دارند.

به‌عنوان ژئومتر کاربرد دارند.

به‌عنوان ژئومتر کاربرد دارند.

به‌عنوان ژئومتر کاربرد دارند.



(741=RGB) است. کشیدگی از نوع یکنواخت کردن نمودار (Histogram Equalize) و فیلتر گذر بالا (High pass) از نوع (Sharpen 2) است. این فیلتر سبب وضوح بیشتر تصویر و مشخص‌تر شدن مرزها می‌شود (شکل ۱۱).

در تصاویر ماهواره‌ای، سنگ‌های مورد مطالعه به‌علت بازتاب طیفی کم نسبت به دیگر سنگ‌ها تنوع لیتولوژی گسترده‌ای نشان نمی‌دهند. پردازش این تصاویر، چهار تن رنگی در ترکیب رنگ مجازی (741=RGB) ایجاد می‌نماید که شامل: (۱) رنگ‌های متمایل به قرمز، (۲) متمایل به آبی، (۳) متمایل به سبز و (۴) متمایل به صورتی هستند (شکل ۱۲). در این تصویر محدوده‌های این چهار تن رنگی به‌صورت مشخص‌تری نشان داده شده است. پس از مشخص شدن این محدوده‌ها بر روی نقشه، نمونه‌برداری صحرایی از آنها انجام شد.

بر اساس مطالعات پتروگرافی و با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی و تفاوت در نوع کانی‌ها و دگرسانی‌های متحمل‌شده، تن‌های رنگی ایجاد شده در تصاویر ماهواره‌ای پردازش شده قابل توجیه است. در نمونه‌های برداشت‌شده از واحد ۱، پورفیرهای پلازیوکلاز و سائیدین در زمینه میکرولیتی دیده می‌شوند. در این واحد میزان کانی‌های کدر کمتر بوده، دگرسانی بیسی غلبه دارد. در نمونه‌های واحد ۲، فراوانی پورفیرها بسیار کم است و فاقد آثار کانی‌های مافیک و پورفیرهای سائیدین است. همچنین فرآیندهای اپیدوتی و کلریتی شدن در آن‌ها کمتر ملاحظه می‌شود. آثار کانی‌های فرومنیزینی، همچون الیون و پیروکسن، به‌همراه اسفن، اپاک و اپیدوت و نیز پلازیوکلاز بیشتر در واحد ۳ مشاهده می‌شود و واحد چهارم شامل هورنفلس‌های کردیریت‌دار با پورفیرهایی از بیونیت و کردیریت است. بنابراین، به کمک مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی، تفکیک‌های انجام شده بر روی تصاویر ماهواره‌ای قابل توجیه می‌شود.

مهمترین کالیبراسیون ژئوترموتری Amp - Pl بر مبنای روش ارائه شده توسط Blundy و Holland (۱۹۹۴) بوده که این روش ژئوترموتری، یک ژئوترموتری تبدیلی است که تأثیر فشاری نداشته، تابع دماست (Gerya and Perchuk, 1994). تخمین درجه حرارت به این روش نشان می‌دهد که در محدوده فشارهای بین ۱ تا ۱۰ کیلوپا، درجه حرارت تعادل این دو کانی بین ۶۱۰ تا ۷۲۰ درجه سانتی‌گراد است. به‌منظور بررسی فشار با استفاده از Al کل موجود در آمفیبول، فرمول زیر از (Schmidt, 1992) به‌کار گرفته شد. نتایج فشار سنجی به کمک معادله زیر در جدول ۴ آمده است.

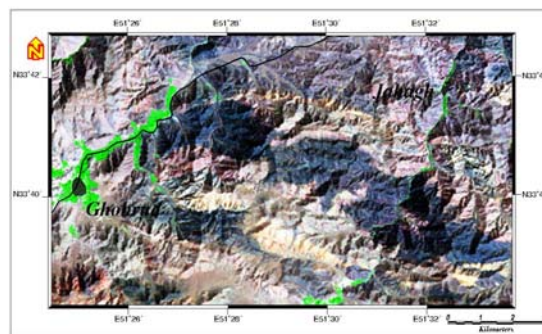
$$P (\pm 0.6 \text{ Kbar}) = -0.31 + 4.76 \text{ Al}_{\text{total}}$$

جدول ۴- نتایج فشارسنجی مربوط به Al کل موجود در آمفیبول‌های بخش غربی

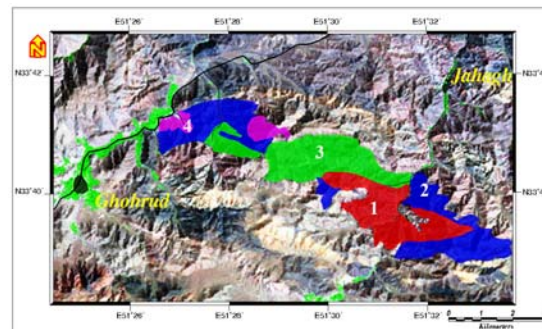
Sample	P (Kbar)
1	4.31564
2	5.30096
3	5.96736
Average	5.19465

#### عملیات دورسنجی و تفکیک اولیه و مقدماتی واحدهای لیتولوژی

تکنیک سنجی از دور به‌دلیل مزایای متعدد، یکی از مناسب‌ترین روش‌ها برای مطالعات زمین‌شناسی بوده، به‌منظورهای متفاوت به‌کار گرفته می‌شود. یکی از کاربردهای مهم و متداول این تکنیک، تفکیک مقدماتی واحدهای سنگی است که در این مطالعه به‌کار رفته و نتایج قابل قبولی نیز ارائه کرده است (Sabins, 2000). در این پژوهش از داده‌های TM ماهواره لندست پنج استفاده شده که دارای هفت باند طیفی است و ترکیب متفاوت آن‌ها باعث ایجاد تصاویری با رنگ‌های مجازی مختلف و در نتیجه تفکیک بهتر واحدهای لیتولوژی می‌شود. از جمله تصاویر مجازی که برای تفکیک بهتر واحدهای سنگی از آن استفاده شده است ترکیب



شکل ۱۱- تصویر ماهواره‌ای پردازش‌شده منطقه به‌همراه مختصات جغرافیایی، ولکانیک‌های مورد مطالعه با رنگ آبی تیره و روند NW-SE ملاحظه می‌شوند (این تصویر بخشی از فریم با شماره گذر ۱۶۴۳۲۷، داده‌های رقومی TM ماهواره لندست ۵ است که محدوده تقدیس جیق را نشان می‌دهد).



شکل ۱۲- چهار محدوده تفکیک شده مربوط به ولکانیک‌های تقدیس جیق (این رنگ‌ها در متن با شماره ۱ برای قرمز، ۲ برای آبی، ۳ برای سبز و ۴ برای صورتی بررسی شده‌اند).

وجود آمفیبول‌هایی با ترکیب فروشرماکیت به‌همراه فلدسپارهایی که ترکیب الیگوکلاز تا آن‌دزین دارند نشان‌دهنده ورود این سنگ‌ها به رخساره هورنفلندهورنفلس است که نتایج حاصل از ترمومترویی بارومترویی نیز تاحدودی شرایط این رخساره را نشان می‌دهد. از دیگر شواهدی که تأییدکننده وقوع این رخساره دگرگونی در این بخش از منطقه است، وجود هورنفلس‌های کردیریت‌دار است که از دگرگونی سنگ‌های پلینی ایجاد شده‌اند.

به‌طور کلی، تفکیک‌های انجام‌شده به کمک پردازش داده‌های رقومی ماهواره‌ای، توسط مطالعات پتروگرافی (نوع کانی‌ها و دگرسانی حاصل از آن‌ها و یا رخساره‌های دگرگونی) تأیید می‌شود و می‌تواند در بررسی‌های اولیه و برداشت‌های صحرایی مؤثر باشد.

#### سپاسگزاری

نویسندگان از حمایت‌های تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان و راهنمایی‌ها و مساعدت‌های جناب آقای دکتر ترابی و مهندس رهنما تشکر و سپاسگزاری می‌کنند.

#### منابع

خلمت‌بری جعفری، م. و علائی‌مه‌بادی، س. (۱۳۷۷) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰۰. نشر: انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
زاهدی، م. و عمیدی، س. م. (۱۳۷۷) نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ کاشان. شماره ۷، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.  
مظفری، ا. (۱۳۷۸) اهمیت پستازیت (Ps) در تشخیص نوع اپیدوت. هشتمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه علم و صنعت تهران.

#### بحث و نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعه انجام‌شده (پتروگرافی، کانی‌شناسی و دیگرام‌های عناصر فرعی) سنگ‌های آتشفشانی منطقه جهتی تقریباً یکنواخت و شامل الکانی‌بازالت هستند. این سنگ‌ها حاوی پلازیوکلاز فراوان با بافت‌های پورفیری و میکرولیتی پورفیری هستند.

معمولاً حضور کانی‌های زولیت، برهنیت، اپیدوت و غیره می‌تواند بیانگر رخداد دگرگونی درجه ضعیف در سنگ‌های بازیک باشد (Bucher and Frey, 2002). فرآیند دگرسانی یا دگرگونی این سنگ‌ها باعث خروج Ca از ساختار فلدسپارهای کلسیک (آلیپیتی شدن ترکیب پلازیوکلازها) و تشکیل کانی‌های Ca مانند اپیدوت و زولیت شده است. همچنین جانشین شدن کانی‌های مافیک اولیه و تشکیل کانی‌های اپاک به‌همراه اسفن، کلریت و کوآرتز در این سنگ‌ها حاکی از تأثیر عوامل دگرگونی درجه ضعیف بر این سنگ‌هاست.

در قسمت غرب منطقه، به‌علت نفوذ توده گرانیتوئیدی قهوه‌رنگ که دارای عمق و گسترش زیادی است، این سنگ‌ها تحت تأثیر دگرگونی و این‌بار از نوع مجاورتی قرار گرفته‌اند، به‌طوری که تا رخساره هورنفلند هورنفلس دگرگون شده‌اند.

- Armbruster, T. H., Bonazzi, P., Akasaka, M., Berman, V., Chopin, C. H., Gieré, R., Heussasbichler, S., Liebercher, A., Yuanming Pan, S. and Pasero, M. (2006) Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *European Journal of Mineralogy* 18: 551-567.
- Baker, I. and Haggerty, S. E. (1967) The alteration of olivine in basaltic and associated lavas, Part II, Intermediate and low temperature alteration. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 16: 258-273.
- Bucher, K. and Frey, M. (2002) *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 7<sup>th</sup> Edition, Berlin, Springer-Verlag.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) *An Introduction to the Rock forming Minerals*. 2<sup>nd</sup> Edition, Longman, London.
- Gerya T. V. and Perchuk, L. L. (1994) A new thermodynamic database for Thermo-barometry. 16<sup>th</sup> International Mineralogical Association, Italy.
- Gunnlaugsson, H. P., Helgason, Ö., Kristjánsson, L., Nornberg P., Rasmussen, H., Steinþórson, S. and Weyer, G. (2006) Magnetic properties of olivine basalt: Application to Mars. *Physics of Earth and Planetary Interiors* 154: 276-289.
- Gunnlaugsson, H. P., Weyer, G. and Helgason, Ö. (2002) Titanomaghemite in Icelandic basalt: possible clues for the strongly magnetic phase in Martian soil and dust. *Planetary and Space Science* 50: 157-161.
- Hammarstrom, J. M. and Zen, E. A. (1986) Aluminum in hornblende: an empirical igneous geothermometer. *American Mineralogist* 71: 1297-1313.
- Hawthorne, F. C. (1981) Crystal chemistry of the amphiboles. In D.R. Veblen, Ed., *Amphiboles and other hydrous pyroboles-mineralogy*. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, Washington, D.C. 9A: 1-102.
- Hoffmann, V. and Soffel, H. C. (1986) Magnetic properties and oxidation experiments with synthetic olivines (Fe x Mg)1-x 2SiO4, 0 ≤ x ≤ 1. *Journal of Geophysics* 60: 41-46.
- Holland, T. J. B. and Blundy, J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Hoye, G. S. and Evans, M. E. (1975) Remanent magnetization in oxidized olivine. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 41: 139-151.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist* 35: 219-246.
- Sabins, F. F. (2000) *Remote sensing principles and Interpretation*. Freeman and company, 3<sup>rd</sup> Edition, New York.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304-310.
- Steinhorsson, S., Helgason, Ö., Madsen, M. B., Koch, C. B., Bentzon, M. D. and Mörup, S. (1992) Maghemite in Icelandic basalts. *Mineralogical Magazine* 56: 185-199.

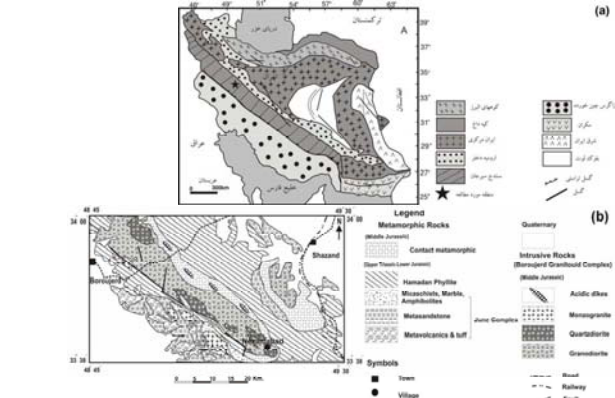
Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution Kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside – albite – anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesite. Contributions to Mineralogy and Petrology 89: 1-163.  
 Vahle, C., Kontny, A., Gunnlaugsson, H. P. and Kristjansson, L. (2007) The Stardalur magnetic anomaly revisited—new insights into a complex cooling and alteration history. Physics of the Earth and Planetary Interiors 164: 119–141.  
 Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical geology 20: 249-284.

**روش انجام پژوهش**  
 در این تحقیق برای بررسی رفتار ژئوشیمیایی عناصر در ساختمان کانی‌های مختلف و بررسی کانی‌شناسی به‌منظور تعیین شرایط دما و فشار توده گرانیتوئیدی بروجرد و سنگ‌های دربرگیرنده آن، نمونه‌هایی از ترکیبات مختلف سنگی (سنگ‌های آذرین و دگرگونی) انتخاب و از آن‌ها مقطع نازک صیقلی تهیه شد. تعداد ۱۲۰ نقطه از کانی‌های سازنده آن‌ها مورد تجربه کمی کانی‌شناسی میکروپروب الکترونی مدل CAMECA SX-100 با ولتاژ و شدت جریان به‌ترتیب ۱۲kV و ۱۰ nA در آزمایشگاه الکترون میکروپروب انستیتو مینرالوژی و پتروژئولوژی دانشگاه هامبورگ کشور آلمان قرار گرفت که نتایج آن‌ها در جدول ۱ ارائه شده است.

**چکیده**  
 توده گرانیتوئیدی بروجرد با طیف سنگ‌شناسی کوارتزدیوریت، گرانودیوریت و مونزوکرایت همراه با دایک‌های اسیدی در درون فلیت‌های همدان نفوذ کرده و هاله دگرگونی را سبب شده است. بررسی شیمی کانی‌ها در منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که بیونیت دارای ترکیب متنوعی بوده، ماگمای سازنده آن‌ها طیفی از ساب‌آلکان تا کالک‌آلکان است. آمفیبول‌ها در گروه کلسیک و در زیرگروه متزیوهورنبلند قرار می‌گیرند و شواهدی برای نوع ۱ بودن توده گرانیتوئیدی بروجرد هستند. ترکیب پلاژیوکلازها از الیگوکلاز-آنزین تا لابرادوریت تغییر می‌کند و آلکانی‌فلسپارها در رده از توتوکلاز قرار می‌گیرند. فلسپارهای پگماتیت‌ها از دو نوع سدیک (آلبیت) و پتاسیک (رتوکلاز) هستند. روند تغییر ترکیب فلسپارها در واحدهای مختلف سنگی از قطب بازیکتر به سمت قطب اسیدی تر تقریباً ماگمایی را نشان می‌دهند. گارنت در تمام نمونه‌ها از نوع آلماندین-اسپارترین بوده، دارای یک منطقه‌بندی است. بررسی‌ها نشان می‌دهند که گارنت در هورنفلس‌ها و کوارتزدیوریت‌ها هم منشأ و غیرماگمایی بوده ولی در پگماتیت‌ها دارای منشأ ماگمایی است. فشارسنجی بر اساس مقدار Al امفیبول‌ها در کوارتزدیوریت‌ها، فشار نیلور را ۴۲ تا ۱۶۱ و بر اساس پارامتر Al<sub>IV</sub> در برابر (Mg + Fe<sub>div</sub>) / (Mg + Fe<sub>div</sub>) فشار ۱ تا ۳ کیلوبر را برآورد می‌کنند. دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها، دمای ۶۵۲ تا ۷۲۲ درجه سانتی‌گراد را برای به تعادل رسیدن این دو کانی و دماسنجی گارنت- بیونیت دمای ۲۷۷ درجه سانتی‌گراد را برای زوج گارنت و بیونیت در هورنفلس‌ها نشان می‌دهد. مقدار فوگلسیته برآورد شده (log (P<sub>O2</sub>)) از ۱۸۲- تا ۱۵۶- (۱-۱۵۶) حاکی از اکسیدان بودن ماگما (وجود مگنتیت و آمفیبول‌های غنی از منیزیم نیز آن را تأیید می‌کند) و شواهدی برای تشکیل آن در مرز ورقه‌های همگراست.

**واژه‌های کلیدی:** بروجرد، دماسنجی، زون سندج-سیرجان، شیمی کانی، فشارسنجی

گرانیتوئیدی بروجرد رخنمون دارد. به‌کارگیری هنر تجزیه‌نقطه‌ای تک‌کانی یکی از مهمترین عوامل تحول چشمگیر و پیشرفت حیرت‌انگیز علم پتروژئولوژی است. با توجه به این‌که بررسی تغییرات بسیار جزئی توزیع و غلظت عناصر، حتی در لایه‌های متناوب و بسیار ظریف کانی توسط تجزیه تک‌کانی میسر شده، از این‌رو، توانایی قابل‌توجه کانی‌هایی مانند بیونیت، آمفیبول و فلسپار در تعیین خصوصیات ماگمایی گرانیتوئیدها مورد توجه قرار گرفته‌است. لذا در این مقاله سعی شده است از طریق ادغام نتایج ریزپردازش کانی‌ها، نتایج مطالعات صحرایی و داده‌های سنگ‌شناختی، به بررسی ارتباط زنتیکی بین بخش‌های مختلف توده و هاله دگرگونی آن، همچنین خاستگاه ماگمای سازنده سنگ‌ها و شرایط فشار-دمای جایگزینی توده گرانیتی بروجرد و هاله دگرگونی آن پرداخته شود.

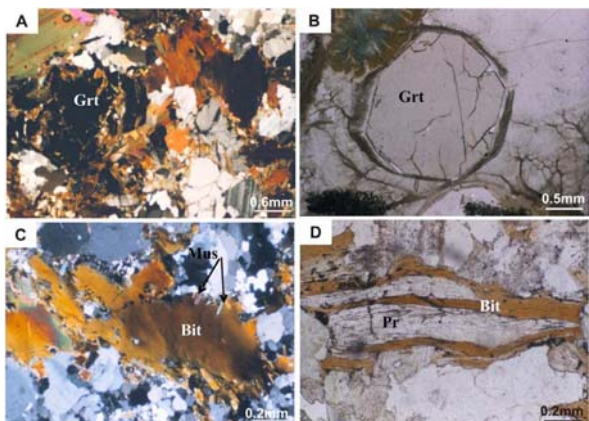


شکل ۱- (a) موقعیت منطقه مورد مطالعه و زون‌های زمین‌ساختی ایران، (b) نقشه ساده‌شده زمین‌شناسی منطقه (Ahmadi-Khalaji et al., 2007)

جدول ۱- خلاصه داده‌های حاصل از تجزیه نقطه‌ای گانی‌های مختلف (تنها تجزیه‌های معرف ارائه شده‌اند). شامل جدولی با ۱۳ ستون (Gd, H, H, H, H, Sch, Sch) و ۱۳ ردیف (Sample No., Mineral type, SiO2, Al2O3, MgO, FeO, TiO2, MnO, Na2O, K2O, Cr2O3, NiO, Total, Si, Al, Mg, Fe, Ti, Mn, Ca, Na, Sr, Total, Pyr, Alm, Grs, Sps, Total).

(Pyr=pyrope; alm=almandine; grs=grossular; sps=spessartine)

جدول ۲- داده‌های شیمیایی برای نمونه‌های مختلف. شامل جدولی با ۱۳ ستون (Sample No., Mineral type, SiO2, Al2O3, MgO, FeO, TiO2, MnO, Na2O, K2O, Cr2O3, NiO, Total, Si, Al, Mg, Fe, Ti, Mn, Ca, Na, Sr, Total, Pyr, Alm, Grs, Sps, Total).



شکل ۲- A) بلور گارنت در گرانودیوریت که با تجمع از بیوتیت‌ها همراهی می‌شود، B) بلور خودشکل گارنت در پگماتیته‌ها، C) کانی مسکوویت به صورت جواکه که بر اثر دگرگونی به خرج بیوتیت به وجود آمده‌است، D) کانی بیوتیت که در امتداد رخ‌هایش به کانی پرهیبت تبدیل شده‌است.

توده گرانیتیوید بروجرد توسط دایک‌های بزرگی از آلپیت‌ها و پگماتیته‌ها قطع گردیده است. آلپیت‌ها حاوی کوارتز، آلکالی فلدسپار، مسکوویت، تورمالین و کانی‌های کدر هستند. پگماتیته‌ها بیشتر در واحد گرانودیوریتی و هاله‌ی آن دیده می‌شوند. این سنگ‌ها بر اساس موقعیت و ترکیب کانی‌شناسی به دو گروه تقسیم می‌شوند: گروه اول در هورنفلس‌ها دیده می‌شوند و دارای روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی بوده و

کوارتز زدوریست‌ها در درون گرانودیوریت‌ها برونزد دارند و ارتفاعات منطقه را تشکیل داده، خاکستری رنگ و از نظر درجه رنگین موزوکرات هستند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و کوارتز و به مقدار کمتر ارتزو است. موزوگراویت‌ها به صورت توده‌های کوچک و با توپوگرافی پست‌تر عمدتاً در حاشیه جنوبی توده اصلی بروجرد برونزد دارند. رنگ روشن، کمبود نسبی بیوتیت و حضور گسترده پربت از ویژگی‌های این نوع سنگ‌ها هستند.

جدول ۱- ادامه. جدولی مشابه جدول ۱ اما با ۱۴ ستون (Peg, Peg, Peg, Peg, Mgr, Mgr, Qd, Qd, Qd, Gd, Gd, Mgr, Mgr, H, H, H) و ۱۴ ردیف (Sample No., Mineral type, SiO2, Al2O3, MgO, FeO, TiO2, MnO, Na2O, CaO, K2O, Cr2O3, NiO, Total, Si, Si, Al, Ca, Na, K, Total, Xms, Xms, Xgr, Xgr, Total).

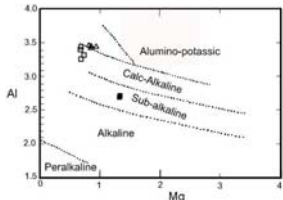
(ab=albite; an=anorthite; or=orthose)

در زون سنندج- سیرجان دارای روند شمال‌غرب- جنوب‌شرقی است. **موقعیت زمین‌شناسی** در منطقه بروجرد در زون ساختاری سنندج- سیرجان، مجموعه وسیعی از توده‌های نفوذی گرانیتیوید واقع گردیده است که درون فیلیت‌های همدان نفوذ کرده و دگرگونی مجاورتی تا حد رخساره بیروکن هورنفلس بر اثر نفوذ آن به‌وقوع پیوسته است (احمدی خلجی، ۱۳۷۸). داده‌های تعیین سن بر مبنای روش U-Pb و با استفاده از کانی زیرکن، سن این توده‌های نفوذی را زوراسک میانی نشان می‌دهد (احمدی خلجی، ۱۳۸۵). در حالی که تعیین سن‌های انجام‌شده به روش Rb-Sr بر روی کانی‌های بیوتیت و مسکوویت، سن تشکیل میکسیکس بروجرد را در دو دوره بارمین- ایتسین و ماستریشتین قرار می‌دهد (مسعودی، ۱۹۹۷). میکسیکس گرانیتیوید بروجرد ۱۸۰ تا ۲۰۰ کیلومتر مربع وسعت داشته، مشابه اکثر توده‌های نفوذی موجود

حاوی مسکوویت‌های درشت، گارنت، آندالوزیت، تورمالین و کوارتز هستند (شکل ۲- B). اما گروه دیگر که درون توده‌ها وجود دارند، فاقد مسکوویت‌های درشت، گارنت و آندالوزیت هستند. این سنگ‌ها محصول مرحله نهایی فعالیت ماگمای در ارتباط با جایگیری توده گرانیتیوید بروجرد هستند. فیلیت‌های همدان، یک توالی کاملی از دگرگونی مجاورتی درجه پایین تا بالا شامل سیستم‌های لکه‌دار، هورنفلس‌شیت و هورنفلس را به‌وجود آورده‌است. شیت‌های لکه‌دار خارجی‌ترین بخش از هاله دگرگونی را تشکیل می‌دهند که با نزدیک شدن به توده، در این سنگ‌ها لکه‌های سیاه‌رنگی از کربریت ظاهر می‌شود، اما شیت‌های آندالوزیت‌دار گسترده‌ترین واحد شیت‌ها را در منطقه تشکیل می‌دهند. با پیشرفت تأثیر دگرگونی مجاورتی، سنگ‌ها فابریک گرانوبلاستیک به خود می‌گیرند و فولیاسیون در آن‌ها حذف می‌شود و سخت و متراکم می‌گردند و حالت هورنفلسی پیدا می‌کنند. هورنفلس‌ها در نقاط مختلف منطقه دارای کانی‌های شاخص دگرگونی نظیر کربریت، آندالوزیت و سیلیمانیت هستند و گارنت نیز به‌طور موضعی و بسیار جزئی در برخی سنگ‌ها دیده می‌شود. وجود کربریت با ماکل قطعی (بروانه ای) و تبدیل آندالوزیت به سیلیمانیت منشوری در این سنگ‌ها حاکی از یک دگرگونی پیش‌رونده دمای بالاست. از طرف دیگر، حضور آندالوزیت و نبود کانیات در این سنگ‌ها حاکی از دگرگونی در فشارهای کمتر از ۴ کیلوپا است. بدین ترتیب دگرگونی مجاورتی در منطقه مورد مطالعه حداکثر تا حد رخساره بیروکن هورنفلس پیش رفته است (احمدی خلجی، ۱۳۷۸).

شکل ۲- نمودار سه‌نمایی 10MgO-TiO2-FeO+MnO (Nachite, 2005) جهت تمایز بیوتیت‌های اولیه و بیوتیت‌هایی که دچار تعادل مجدد در محیط شیت‌ها از بیوتیت‌های ثانوی (کوارتز دیوریت)؛ موزوگراویت؛ کوارتزیوریت؛ A).





شکل ۵- تعیین سری ماگمایی گرانیتوئیدی مورد مطالعه بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت (Nachite, 1986) (علامت مشابه شکل ۳ هستند).

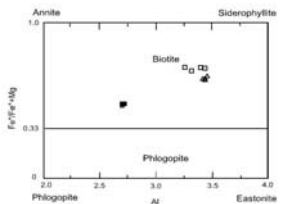
همچنین بیوتیت در کوارتز دیوریت در محدوده کالک-آلکان و بیوتیت در گرانودیوریت و مونوزوگرایت در محدوده پراولومین قرار می‌گیرند (عبدالرحمان، ۱۹۹۴) (شکل ۶).

Cuney و Stussi (۱۹۹۶) معتقدند که مرز بین گستره P و C در نمودار MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> واقع مرز تقریبی بین بیوتیت‌های ماگماهای پراولومینوس و متالومینوس است، نه مرز بین بیوتیت ماگمای پراولومینوس و آهکی-قلیایی.

در هر حال، با توجه به ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های مورد بررسی می‌توان گفت که سنگ میزبان آنها در یک محیط زمین‌ساختی مشابه توده‌های کوه‌زایی آهکی-قلیایی تشکیل شده است.

این سری‌ها احتمالاً در یک رژیم فشارشی وابسته به فرورانش، چنانکه Baker (۱۹۸۷) برای ماگماتیسیم قلیایی-آهکی-ترشیاری تک‌زاس و مکزیکو در نظر می‌گیرد، تشکیل شده‌اند و تفاوت‌های ترکیبی آنها احتمالاً نتیجه تفاوت در سنگ خاستگاه و شرایط ذوب بوده است که این نتایج با مطالعات مغزومی‌گودرز (۱۳۸۵) مطابقت می‌کند.

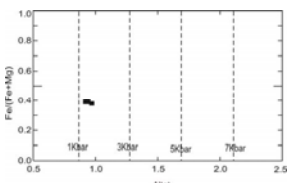
همه میکاهای تجزیه‌شده با توجه به داشتن مقادیر  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$  بزرگتر از ۰/۳۲ در رده بیوتیت (در مقابل فلوگوپیت قرار می‌گیرند (Deer *et al.*, 1962) (شکل ۴) و با توجه به تغییرات Al در مقابل نسبت  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$  این بیوتیت‌ها تنوع ترکیبی نشان می‌دهند، به‌طوری‌که بیوتیت‌ها در کوارتز دیوریت با کمترین مقدار Al کل و کمترین مقدار نسبت  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$  بین دو قطب آنیت و فلوگوپیت و متمایل به قطب آنیت قرار می‌گیرند.



شکل ۶- طبقه‌بندی شیمیایی میکاهای توده مورد مطالعه (Deer *et al.*, 1962; Spear, 1984) (علامت مشابه شکل ۳ هستند).

در حالی‌که بیوتیت در گرانودیوریت و مونوزوگرایت با داشتن مقدار Al کل و مقدار نسبت  $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$  بیشتر، بین دو قطب آنیت و سیدروفیلیت یا روندی به‌سمت قطب سیدروفیلیت قرار گرفته‌اند (شکل ۴). بر اساس نمودار دوتایی تغییرات Mg در مقابل Al کل در کانی بیوتیت (Nachite, 1986)، ترکیب بیوتیت در گرانودیوریت و مونوزوگرایت در محدوده کالک-آلکان و ترکیب بیوتیت در کوارتز دیوریت در محدوده ساب-آلکان قرار می‌گیرند (Nachite, 1986) (شکل ۵).

2001) و از آنجایی که مقادیر  $Fe/(Fe + Mg)$  برای آمفیبول‌های مورد مطالعه ۰/۳۸ تا ۰/۳۹ هستند و در محدوده صفر تا ۰/۶ (فوکاسیته اکسین بالا) قرار دارند که برای فشارسنجی مناسب هستند، لذا در این‌جا از این کانی برای فشارسنجی بر اساس مقدار Al استفاده می‌شود (Dietl, 2000). بر اساس پارامتر  $Al_{\text{IV}}$  در برابر  $Fe_{\text{IV}}/(Mg + Fe_{\text{IV}})$  (Schmidt, 1992) آمفیبول‌های واحد کوارتز دیوریتی در محدوده فشار ۱ تا ۳ کیلوپار (عمق تقریبی ۳/۵ تا ۱۰/۵ کیلومتر) متبلور شده‌اند (شکل ۷) و نتایج حاصل از فشارسنجی با استفاده از روش‌های مختلف (جدول ۳)، حداقل و حداکثر فشار را به ترتیب ۰/۴۳ و ۱/۶۱ کیلوپار (عمق تقریبی ۱/۵ تا حدود ۶ کیلومتر) برآورد می‌کند.

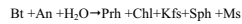


شکل ۷- نمودار  $Al_{\text{IV}}$  در برابر  $Fe/(Fe+Mg)$  از Schmidt (۱۹۹۲) که محدوده فشار تشکیل آمفیبول‌ها را نمایش می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود آمفیبول‌های واحد کوارتز دیوریت، حدود ۱/۵ کیلوپار را نشان می‌دهند (علامت مشابه شکل ۳ هستند).

جدول ۳- نتایج به‌دست آمده از چهار کالیبراسیون متفاوت برای محاسبه فشار از طریق مقدار Al موجود در هورنبلند در کوارتز دیوریت.

Analysis no.	1	2	3	Average
Hollister <i>et al.</i> (1987)	0.43	0.71	0.54	0.56
Schmidt (1992)	1.37	1.61	1.46	1.48
Hammarstrom and Zen (1986)	0.71	0.96	0.81	0.83
Johnson and Rutherford (1989)	0.43	0.64	0.52	0.53
Average	0.79	1.18	1.27	1.08

است عملاً پرنهت (Prh) به‌جای بیوتیت (Bt) میزبانن جایگزین شود:

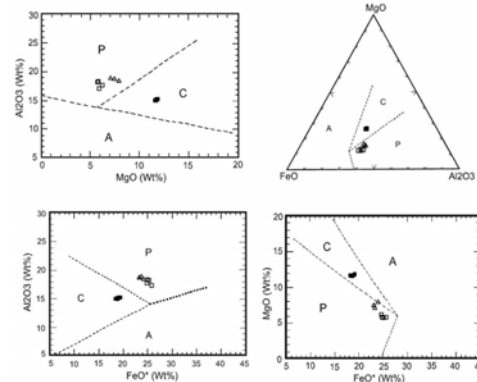


جدول ۲- آنالیز میکروپروب پرنهت به‌موازات رخ‌های بیوتیت

Element	9	4	6	7	8
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.04	0.03	0.05	0.02
CaO	26.69	26.63	26.70	26.50	26.21
SiO <sub>2</sub>	0.03	0.01	-	-	0.02
SiO <sub>2</sub>	43.46	43.41	43.37	43.38	43.42
MgO	-	0.02	0.02	0.02	0.16
K <sub>2</sub> O	0.02	0.03	0.03	0.03	0.05
FeO	0.32	0.49	0.43	0.64	0.86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.70	23.67	23.46	23.73	23.43
F	0.05	0.02	-	-	-
SO <sub>3</sub>	-	-	0.01	0.00	0.01
MnO	0.02	-	-	0.03	0.01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0.00	0.02	0.01	0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0.02	0.02	0.01	0.01
SnO	0.03	0.02	-	0.01	0.02
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.10	0.13	0.07	0.03
BaO	-	0.05	-	-	0.03
Total	94.38	94.51	94.20	94.47	94.28

شیمی آمفیبول

برای طبقه‌بندی آمفیبول‌ها و نیز سایر محاسبات نظیر فشارسنجی و دماسنجی، آمفیبول موجود در کوارتز دیوریت تجزیه شده است (جدول ۱). برای محاسبه فرمول ساختمانی آمفیبول‌ها، از روش نرمالیزه کردن بر اساس  $13 = Si + Ti + Al + Fe + Mn$  + کاتیون (نرمالیزه کردن به روش CNK13 یا روش ۱۳ کاتیون) که بهترین نتیجه را برای محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول ارائه می‌کند، استفاده شده است (Cocsa *et al.*, 1991). بر اساس رده‌بندی آمفیبول‌ها (Leake *et al.*, 1997)، همه آمفیبول‌های تجزیه شده جزو گروه آمفیبول‌های کلسیک هستند و همگی در زیرگروه منیزوهورنبلند قرار می‌گیرند. با توجه به این که آمفیبول‌ها قابل استفاده‌ترین کانی‌ها در دماسنجی و فشارسنجی در سنگ‌های آذرین کالک-آلکان هستند و در محدوده وسیعی از P-T تا ۱ تا ۱۳ Kbar و در دماهای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد پدیدارند (Leake *et al.*, 1997; Stein and Dietl, 1997).

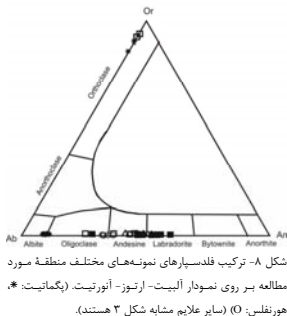


شکل ۶- تعیین سری ماگمایی گرانیتوئیدی مورد مطالعه بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت (Abdel-Rahman, 1994) (علامت مشابه شکل ۳ هستند) (پهنه A: مناطق کشتی، پهنه C: مناطق فرورانش، پهنه P: محیط‌های بروجردی).

شیمی مسکویت کانی مسکویت به مقدار بسیار کم و به‌صورت بلورهای ریز به همراه بیوتیت در سنگ‌های مختلف توده گرانیتوئیدی بروجرد، به‌خصوص واحد گرانودیوریت دیده می‌شود. برای بررسی شیمی مسکویت در این سنگ‌ها و همچنین در هورنفل‌های موجود در بلافضل آن‌ها، این کانی تجزیه شده است (جدول ۱). نتایج حاصل از این تجزیه‌ها نشان می‌دهد که ترکیب این کانی در این دو واحد سنگی مختلف کاملاً متفاوت است به‌طوری‌که مسکویت موجود در گرانودیوریت‌ها در مقایسه با این کانی در هورنفل‌ها دارای  $MgO, TiO_2, FeO, K_2O$  بیش‌تر و  $Na_2O$  و  $SiO_2$  کمتری هستند. با توجه به ترکیب شیمیایی این کانی، خودشکل‌بودن، ریزبلور و

بدون جهت‌یافته‌گی بودن (شکل ۲-C)، همراهی با مجموعه‌ای از کانی‌های مات در حاشیه بیوتیت‌ها، نبود آن در جاهایی غیر از حضور بیوتیت به‌منظر می‌رسد که مسکویت در گرانودیوریت‌ها بر اثر دگرسانی و احتمالاً به‌خرج بیوتیت حاصل شده است. Fe و Mg، Ti و بیوتیت نیز در حاشیه این کانی به‌صورت سفید و کلریت ظاهر شده است. همچنین تشکیل کانی پرنهت در امتداد رخ کانی بیوتیت عملکرد فعالیت‌های تاخیری بر روی آن را تأیید می‌کند (شکل ۲-D و جدول ۲). رخ بیوتیت‌ها به‌سادگی موقعیت ساختاری مناسبی را برای تبلور پرنهت از یک سیال فراهم می‌کند، ولی بر اساس واکنش احتمالی زیر (Tulloch, 1979) ممکن

گرانیتوئیدی بروجرد این دما کمتر از دمای واقعی تبلور آن است. علت پایین بودن دمای محاسبه شده به این روش می‌تواند تحولات زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها در طول سرد شدن توده باشد (Koroll, 1993; Anderson, 1996).



شکل ۸- ترکیب فلدسپارهای نمونه‌های مختلف منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار آنیت-آلبیت-ارتنوز-آنورتیت (پگماتیت: \*، هورنفل: O) (سایر علامت مشابه شکل ۳ هستند).

شکل ۹- نمودار آنورتیت-ارتنوز-آلبیت برای تعیین دمای تعادلی کانی‌های فلدسپاری موجود در توده گرانیتوئیدی بروجرد برای گستره فشار ۱ کیلوپار (Koroll, 1993; Anderson, 1996) (علامت مشابه شکل ۳ هستند).

شیمی فلدسپارها برای بررسی ترکیب شیمیایی و فرایندهای فیزیکی و شیمیایی حاکم بر محیط تشکیل فلدسپارها در واحدهای اصلی توده گرانیتوئیدی و همچنین پگماتیت‌ها و هورنفل‌ها این کانی‌ها تجزیه شده‌اند (جدول ۱). نتایج حاصل از این تجزیه‌ها نشان می‌دهند که ترکیب پلاژیوکلازها در کوارتز دیوریت از  $An=46$  تا  $An=59$ ، در گرانودیوریت از  $An=41$  تا  $An=52$  و در مونوزوگرایت از  $An=26$  تا  $An=48$  متغیر هستند و در رده الیگوکلاز-آندزین در مونوزوگرایت تا لارادیوریت در کوارتز دیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۷). ترکیب نمونه‌های پلاژیوکلاز موجود در هورنفل‌ها از  $An=33$  تا  $An=37$  تغییر می‌کند، و در رده الیگوکلاز-آندزین قرار می‌گیرند (شکل ۸). بتاسیم فلدسپارهای تجزیه شده در مونوزوگرایت که دارای بافت پرتیتی هستند، دارای ترکیبی با تغییر خیلی کم از  $Or=92$  و  $Ab=8$  تا  $Or=93$  و  $Ab=6$  هستند و در رده ارتوکلاز قرار می‌گیرند. نتایج تجزیه فلدسپارهای موجود در پگماتیت‌ها، وجود دو نوع فلدسپار در این سنگ‌ها را نشان می‌دهند، به‌طوری‌که یک نوع از آن‌ها سدیک بوده، دارای ترکیب با تغییر خیلی کم از  $Ab=88$  تا  $An=12$  و  $Ab=90$  تا  $An=10$  هستند و تقریباً در رده آلبیت قرار می‌گیرند و نوع دیگر پتاسیک بوده، دارای ترکیب  $Ab=14$  تا  $Or=90$  و  $Ab=10$  تا  $Or=86$  هستند که در رده ارتوکلاز قرار می‌گیرند (شکل ۸).

دماسنجی دو فلدسپار با توجه به شکل ۹، دمای توده گرانیتوئیدی با استفاده از نمودار سه‌تایی آلبیت، آنورتیت، ارتوکلاز با دمای در حدود ۵۵۰ تا ۶۵۰ درجه سانتی‌گراد ارزیابی می‌شود که با توجه به ترکیب سنگ شناسی توده

برای مثال، وجود آمفیبول‌های غنی از منیزیم بیانگر ماگماهای نسبتاً اکسیدان است و همچنین وجود تیتانیوم و منگنیت خودشکل به‌عنوان فازهای متبلور شده قبلی در سنگ‌های فلیسک نیز معرف ماگمای نسبتاً اکسیدان است (Enami et al., 1993). با توجه به تجزیه‌های نقطه‌ای انجام شده بر روی اکسیدهای موجود در کوارتز دیوریت‌ها (جدول ۵)، وجود کانی منگنیت تأیید می‌شود و تجزیه‌های نقطه‌ای بر روی آمفیبول‌ها (جدول ۱) نیز حاکی از وجود آمفیبول‌های غنی از منیزیم در این سنگ‌هاست، که نشان می‌دهد ماگمای تشکیل دهنده آن‌ها نسبتاً اکسیدان بوده است.

جدول ۵- نتایج تجزیه‌های نقطه‌ای از اکسیدهای موجود در کوارتز دیوریت که حاکی از وجود کانی منگنیت در این سنگ‌ها است.

Sample No.	Gkl	GK18	AD14	AD22
TiO <sub>2</sub>	2.8	10.74	2.41	0.34
SiO <sub>2</sub>	0.03	0	0.07	0.04
FeO	28.3	77.86	26.73	30.69
FeO <sub>total</sub>	68.12	6.21	69.09	68.28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.43	0.19	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.1	2.02	0.09	0.07
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0	0.28	0.29
MnO	0.25	0.22	0.91	0.26
MgO	0.06	2.14	0.04	0.04
CaO	0	0.12	0	0
Total	100.13	99.74	99.81	100.8

Wones (۱۹۸۹) پیشنهاد می‌کند که با استفاده از مجموعه تیتانیوم + منگنیت + کوارتز در سنگ‌های گرانیتی می‌توان فوگاسیته اکسیدان نسبی را تعیین کرد. وی همچنین پیشنهاد کرده است که با استفاده از معادله زیر می‌توان مقدار فوگاسیته اکسیدان را برآورد نمود:

$$\log (O_2) = -30930/T + 14.98 + 0.142(P-1)/T$$

در این معادله T بیانگر دما بر حسب درجه کلوین و P فشار بر حسب بار است. لذا با استفاده از این معادله و حداقل و حداکثر دماها و فشارهای برآورد شده از

دماسنجی هورنلند - پلاژیوکلاز و فشارسنجی Al هورنلند، مقدار فوگاسیته اکسیدان برای کوارتز دیوریت توده گرانیتوئیدی برآورد تعیین شده است که بیانگر اکسیدان بودن ماگمای تشکیل‌دهنده آن  $\log (O_2)$  از ۱۸/۳- تا ۱۵/۶- است.

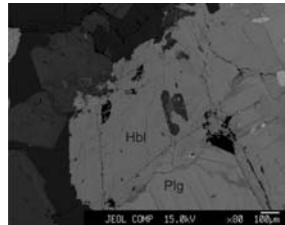
**شیمی گارنت**

گارنت در شیت‌ها، هورنفلس‌ها، پگماتیت‌های موجود در هورنفلس‌ها و گرانودیوریت‌های موجود در بلافضل با سنگ‌های دگرگونی دیده می‌شود. نتایج حاصل از تجزیه این کانی (جدول ۱) نشان می‌دهد که ترکیب آن در شیت‌ها از  $Py=۲۹, Alm=۶۳, Sps=۵, Grs=۴$  و در رده آلماندن- اسپسارتین قرار می‌گیرد.

این کانی در هورنفلس‌ها که از حاشیه به حاشیه بلور تجزیه شده است دارای ترکیب  $Py=۲۷, Alm=۶۴, Sps=۲۹, Grs=۳, Py=۶, Alm=۸۲$  است که در رده آلماندن- اسپسارتین قرار می‌گیرد و یک منطقه‌بندی را نیز نشان می‌دهد. بیشترین تغییرات از حاشیه به مرکز مربوط به جزء آلماندن و اسپسارتین است؛ به‌طوری‌که از بخش حاشیه به مرکز مقدار Alm و Py زیاد، ولی Sps کم می‌شود.

ترکیب گارنت در پگماتیت‌های موجود در هورنفلس‌ها نیز که از یک حاشیه به حاشیه دیگر یک بلور تجزیه شده است، از  $Py=۲۵, Alm=۷۲, Sps=۲, Grs=۱, Py=۳, Alm=۷۷$  است. در این سنگ‌ها نیز از رده آلماندن- اسپسارتین است و یک منطقه‌بندی جزئی را نشان می‌دهد که عکس منطقه‌بندی در گارنت موجود در هورنفلس‌ها است؛

**دماسنجی به روش هورنلند- پلاژیوکلاز**  
برای دماسنجی با این روش از زوج پلاژیوکلاز و هورنلند در کوارتز دیوریت استفاده شده است (شکل ۱۰). Blundy و Holland (۱۹۹۴) کالیبراسیونی را معرفی کردند که قابلیت استفاده در دماهای ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۱ تا ۱۵ کیلوبار را داراست (Holland, 1994). نتایج حاصل از دماسنجی با این روش در جدول ۴ ارائه شده است.



شکل ۱۰- نمایش مرز تعادلی بین دو کانی هورنلند و پلاژیوکلاز که تجزیه نقطه‌ای از آنها جهت محاسبه فشار و دما صورت گرفته است.

جدول ۴- نتایج محاسبه فشار و دما برای زوج پلاژیوکلاز- هورنلند در کوارتز دیوریت که به روش Blundy و Holland (۱۹۹۴) محاسبه شده است.

Pkbar	0	5	10	15
T (ed-tr)	691	653	614	575
T (ed-ft)	698	711	725	739
T (ed-tr)	684	649	614	579
T (ed-ft)	715	732	750	767

با توجه به اینکه قبلاً فشار بین ۱ تا ۳ کیلوبار بر اساس پارامتر  $Alm_{Hbl}$  در برابر  $Fe/(Fe+Mg)$  (شکل ۷) و ۰/۴۳ تا ۱/۶۱ کیلوبار بر اساس مقدار  $Alm_{Hbl}$

**تعیین فوگاسیته اکسیدان در کوارتز دیوریت**  
مقدار فوگاسیته اکسیدان نسبی ماگما به مواد منشأ و محیط تکنونیکی آن وابسته است؛ به‌طوری‌که ماگماهای گرانیتی مشتق شده از رسوبات معمولاً حالت احیاء دارند، در حالی‌که گرانیت‌های نوع I، نسبتاً اکسیدان هستند (Helmy et al., 2004).

همچنین ماگماهای با اکسیداسیون بالا در مرز ورقه‌های همگرا تشکیل می‌شوند (Ewart, 1979). در حالی‌که ماگماهای فلیسک حاصل از تفریق ماگماهای مشتق شده از گوشته در مناطق ریفتی، احیاء هستند (Loiselle and Wones, 1989).

گرچه تعیین فوگاسیته اکسیدان اولیه ماگماها از مطالعه گرانیتوئیدها مشکل است، ولی معمولاً به‌وسیله کانی‌های فرعی نظیر منگنیت و ایلمنیت و مجموعه کانی‌های سنگ و شیمی کانی‌ها امکان پذیر است.

و همکاران، ۱۳۸۶، ۲۰۰۷، Ahmadi-Khalaji, Masoudi and Yardley, 2005). داده‌های ایزوتوپ Sr-Nd (با مقدار اولیه  $(^{87}Sr/^{86}Sr)$  بین ۰/۰۶ تا ۰/۰۷ و  $\epsilon_{Nd}(t)$  بین ۳/۶۲- تا ۱/۳۳-) نیز نشان می‌دهند که این ماگما از پوسته زیرین منشأ گرفته و تبلور تفریقی آن در سطوح بالاتر پوسته، واحدهای مختلف سنگ‌شناسی را سبب شده است (احمدی خلجی، ۱۳۸۵، Ahmadi-Khalaji et al., 2007). مقدار فوگاسیته اکسیدان برآورد شده ( $O_2$ ) از ۱۸/۳- تا ۱۵/۶- برای این توده که وجود آمفیبول‌های غنی از منیزیم و منگنیت در کوارتز دیوریت‌ها نیز از آن تأیید می‌کند.

بیوتیت‌ها همگی از نوع اولیه ماگمایی و وابسته به سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان نوع I هستند که در طی فرآیندهای کوهزایی ایجاد شده‌اند (Baker, 1987; Stussi and Cuney, 1996).

ترکیب پلاژیوکلاز در سنگ‌های مورد مطالعه از الیگوکلاز- آندزین در مونوزوگرایت تا لابرادوریت در کوارتز دیوریت (واحد بازیک‌تر) متغیر است. آلکانالی‌فلدسپار در مونوزوگرایت در رده ارتوکلاز قرار می‌گیرد و فلدسپار موجود در پگماتیت (واحد اسیدی‌تر) از دو نوع سدیک (رده آلبیت) و نوع پتاسک (رده ارتوکلاز) است. لذا روند تغییر ترکیب فلدسپارها در سنگ‌های مختلف توده گرانیتوئیدی با تفریق ماگمایی سازگاری داشته، تأیید می‌کند که طیف سنگ‌شناسی موجود در منطقه مورد مطالعه حاصل این فرآیند بوده است.

آمفیبول‌ها کلسیک بوده و در زیر گروه منیزینورنلند قرار می‌گیرند که تأیید بر نوع I بودن توده نفوذی است (Stein and Dietl, 2001). فشارسنجی بر اساس مقدار  $Alm_{Hbl}$  این کانی حداقل و

به‌طوری‌که از بخش حاشیه به مرکز مقدار Alm و Py کم، ولی Sps زیاد می‌شود. تجزیه حاشیه به حاشیه بلور گارنت موجود در گرانودیوریت‌های بخش حاشیه توده گرانیتوئیدی بروجرد نشان می‌دهد که این کانی دارای ترکیبی از  $Py=۲۵, Alm=۶۶, Sps=۴, Grs=۴$  است و تقریباً در رده آلماندن- اسپسارتین قرار می‌گیرد و یک منطقه‌بندی را نیز نشان می‌دهد که عکس منطقه‌بندی موجود در گارنت‌های پگماتیت‌ها و شبیه به منطقه‌بندی موجود در گارنت‌های هورنفلس‌هاست به‌طوری‌که از بخش حاشیه به مرکز مقدار Alm و Py زیاد، ولی Sps کم می‌شود. تصور می‌شود که تشابه تغییرات ترکیب گارنت در هورنفلس‌های بلافضل گرانودیوریت‌ها و گارنت موجود در بخش‌های حاشیه‌ای این سنگ‌ها حکایت از هم منشأ بودن آن‌ها دارد، ولی متفاوت بودن روند تغییرات ترکیب گارنت از حاشیه به مرکز در پگماتیت‌های موجود در هورنفلس‌ها با گارنت موجود در هورنفلس‌ها و گرانودیوریت‌های بخش حاشیه‌ای نشان می‌دهد که منشأ این گارنت متفاوت است.

**دماسنجی به روش گارنت - بیوتیت**

محاسبات دماسنجی گارنت- بیوتیت براساس تجزیه بیوتیت‌ها و گارنت‌های همزیست در یک نمونه هورنفلس انجام گرفته است. در این نمونه، کوارتز، ارتوکلاز، پلاژیوکلاز، گارنت و بیوتیت به‌عنوان کانی‌های اصلی دیده می‌شوند. برای محاسبه دما با این روش از شش کالیبراسیون رایج استفاده شده و فشار حداکثر ۳ کیلوبار منظور شده است (جدول ۶). همان‌طور که در این جدول ملاحظه می‌شود، دمای به‌دست آمده برای این زوج‌ها با احتساب متوسط همه کالیبراسیون‌ها ۴۷۲ درجه سانتی‌گراد است.

جدول ۶- نتایج دماسنجی برای ریزوهای همزیست گارنت- بیوتیت توسط شش کالیبراسیون مختلف در یک نمونه هورنفلس B92 (Ferry and Spear, FS78 (Bhattacharya et al., 1992) و HSR2 (Perchuk et al., PL83 (Holdges and Spear, 1982) و HL97 (Holdaway et al., 1997).

Grt-Bit Pairs	1	2	5	13	14
Pressure(kbar)	3	3	3	3	3
B92-HS	453	489	479	483	480
B92-GV	402	466	470	469	459
FS78	458	467	429	443	451
HSR2	468	479	442	455	463
PL83	512	517	494	502	507
HL97	492	499	471	481	487

**بحث**

توده‌ی گرانیتوئیدی بروجرد به سن زوراسیک میانی بخشی از توده‌های نفوذی موجود در زون سنندج - سیرجان را تشکیل داده که به‌موازات شیست‌زونه سنگ‌های دگرگونی رخنمون دارد. ترکیب سنگ‌شناسی این توده عمدتاً متشکل از مونوزوگرایت، گرانودیوریت، کوارتز دیوریت با ترکیب غالب گرانودیوریتی است. حاصل تزریق این توده عظیم درون فلیت‌ها و اسلیت‌ها، ایجاد سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در بخش شمالی توده با یک توالی کاملی از دگرگونی درجه پایین تا بالا شامل شیست‌لکه‌دار، هورنفلس‌شیست، هورنفلس و میگماتیت‌های تزریقی است، ولی در بخش جنوبی به‌دلیل گسله بودن به‌صورت ناقص وجود دارند (Berthier et al., 1974; Masoudi, 1997).

احمدی خلجی، (۱۳۸۵) (شکل ۱).

مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ترکیب شیمیایی سنگ‌های مختلف این توده و توده مشابه به آن در منطقه آستانه اراک (Tahmasbi et al., 2010) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده آن‌ها از نوع I و کالک‌آلکان بوده که در طی یک حاشیه ورقه‌ای همگرا ایجاد شده است (احمدی خلجی، ۱۳۸۵؛ احمدی خلجی

حداکثر فشار را به ترتیب ۰/۴۳ و ۱/۶۱ کیلوبار (عمق تقریبی ۱/۵ تا حدود ۶ کیلومتر) نشان می‌دهد. وجود بافت شبه بروفیری با مگاکریست‌های از پلاژیوکلاز در کوارتز دیوریت‌ها می‌تواند تأییدی بر این فشار (عمق) محاسبه شده باشد طهماسبی و همکاران، ۱۳۸۸؛ کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۷). دماسنجی به روش هورنلند- پلاژیوکلاز حداقل و حداکثر دمای به تعادل رسیدن این دو زوج کانی را به ترتیب ۶۵۲ و ۷۲۲ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌کند که این دمای تقریبی توسط پتروژئولوژی هورنفلس‌های میزبان حاوی کربنات - آندالوزیت و کربنات - سلیممانیت تأیید می‌شود.

ترکیب کانی گارنت در شیت، هورنفلس، گرانودیوریت و پگماتیت آلماندن- اسپسارتین است. فعالیت خیلی بالای SiO<sub>2</sub> در طول تشکیل گارنت‌های مجموعه‌های گرانیتی و پگماتیتی وابسته به آن به مقادیر خیلی پایین TiO<sub>2</sub> این گارنت‌ها منجر می‌شود (Einaudi and Burt, 1982).

منطقه‌بندی شیمیایی گارنت در پگماتیت عکس هورنفلس و گرانودیوریت بخش حاشیه توده گرانیتوئیدی بروجرد است. تصور می‌شود که تشابه تغییرات ترکیب شیمیایی گارنت در هورنفلس و گرانودیوریت حاکی از هم‌منشأ بودن آن است، به عبارت دیگر گارنت موجود در بخش حاشیه‌ای گرانودیوریت‌ها در حقیقت زینوکریست‌هایی است که در طی هضم سنگ‌های در ریگرینده به‌دلیل دیرگداز بودن ذوب نشده و باقی مانده است.

به‌عقیده Lameyre و همکاران (۱۹۸۹) برخی از گرانودیوریت‌های زینولیت‌دار حاشیه توده نفوذی متشکل از کانی‌های مافیک و دیرگداز (مانند گارنت) معرف منشأ گوشته‌ای در تشکیل ذوب‌بخشی پوسته‌ای و نهایتاً ماگمای گارنت‌دار است؛ یعنی ابتدا مجموعه

هورنفلس‌های میزبان حاوی کربدیت - آندالوزیت و کربدیت - سیلیمانیت تأیید می‌شود.  
- ترکیب کانی گارنت در سنگ‌های مختلف مطالعه شده (شیست، هورنفلس، گرانودیوریت و پگماتیت) الماندن- اسپیرتین است. این کانی در پگماتیت‌ها منشأ ماگمایی داشته، اما در گرانودیوریت‌ها

زنوکریست‌هایی هستند که در طی هضم سنگ‌های در برگیرنده ذوب نشده و باقی مانده‌اند.  
- دماسنجی گارنت- بیوتیت بر روی هورنفلس، دمای به‌دست آمده برای این زوج‌ها را با احتساب متوسط همۀ کالیبراسیون‌ها، ۴۷۲ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد.

## منابع

- احمدی‌خلجی، ا. و درویش‌زاده، ع. (۱۳۷۸) بررسی پتروژئولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه شرق و شمال‌شرق بروجرد. مجموعه مقالات هجدهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.  
احمدی‌خلجی، ا. (۱۳۸۵) پتروژئولوژی توده‌ی گرانیتیوئیدی بروجرد. پایان‌نامه دکتری، پردیس علوم، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران.  
احمدی‌خلجی، ا. اسماعیلی، د. و ولی‌زاده، م. (۱۳۸۵) خاستگاه و ویژگی‌های تکتونیکی توده‌ی گرانیتیوئیدی بروجرد (غرب ایران). فصل‌نامه علوم زمین ۶۰: ۳۲-۴۷.  
احمدی‌خلجی، ا. ولی‌زاده، م. و اسماعیلی، د. (۱۳۸۶) پتروژئولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتیوئیدی بروجرد (غرب ایران). مجله دانشکده علوم، دانشگاه تهران ۱۰(۱): ۱-۱۴.  
کنعمانی، ع. احمدیان، ج. و سرچوقیان، ف. (۱۳۸۷) شیمی برخی از کانی‌ها و ارزیابی دما و فشار در توده گرانیتیوئیدی کوه دم، شمال‌شرق اردستان. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ۱: ۴۹-۶۶.  
طهماسبی، ز. خلیلی، م. احمدی‌خلجی، ا. و مکی‌زاده، م. (۱۳۸۸) مقایسه انواع آمفیبول‌ها و ژئوتومارومتری توده نفوذی آستانه (زون سندج-سیرجان). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ۲: ۲۷۹-۲۹۰.  
معظمی‌گودرزی، ف. (۱۳۸۵) کاربرد ترکیب شیمیایی بیوتیت در تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتیوئیدهای بروجرد-همدان (شمال‌غرب سندج-سیرجان). پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه تربیت معلم.  
Abdel-Rahman, A. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous Magmas. *Journal of Petrology* 35(2): 525-541.  
Abbot, R. N. and Clarke, D. B. (1979) Hypothetical liquids relationships in the subsystem  $Al_2O_3$ -FeO-MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for  $(H_2O)<1$ . *Canadian Mineralogist* 17: 549-560.  
Ahmadi-Khalaji, A., Esmacily, D., Valizadeh, M. V., Rahimpour-Bonab, H. (2007) Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 29: 859-877.  
Anderson, J. L. (1996) Stature of thermo-barometry in granitic batholiths, *Earth Science Review* 37: 125-138.  
Baker, D. S. (1987) Tertiary alkaline magmatism in Trans-Oceas, In: *Alkaline Igneous Rocks*. Fitton, J. G. and Upton, B. G. J. (Eds.): Geological Society Special Publications.  
Berthier, F., Billiaul, H.P., Halbronn, B., Marizot, P. (1974) Etude Stratigraphique, petrologique et structural de la region de Khorramabad (Zagros, Iran). These De 3e cycle, Grenoble.  
Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S.K. and Rath, M. (1992) Non-ideal mixing in the phlogopite-anite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a

گرانودیوریتی بر اثر ذوب‌بخشی ایجاد و سپس در طی آلیش ماگمایی گارنت در آن پیدا شده است.

تصور بر این است که در توده مورد بحث به‌دلیل عمق کم تشکیل گرانودیوریت‌ها و فشار پایین تبلور، زمان کافی برای هضم زنویت‌های گارنت‌دار وجود ندارد و فقط با یک تعادل ناقص با ماگما جایگیری نهایی صورت گرفته است. ریزدان‌نبودن، فقدان حاشیه واکنشی و همراهی این کانی با آندالوزیت، فراوان بودن آن در سنگ‌های دگرگونی مجاور، دانه‌درشت‌بودن و غیرقابل مقایسه‌بودن با اندازه سایر کانی‌ها و عدم تعادل با آن‌ها همگی این مطلب را تأیید می‌کند. اما متفاوت بودن روند تمییزات ترکیب گارنت در پگماتیت با هورنفلس و گرانودیوریت حاکی از منشأ متفاوت بوده، همگی باقی، هم‌اندازه بودن آن با سایر کانی‌ها در پگماتیت می‌تواند بیانگر این باشد که کانی مزبور منشأ دگرگونی ندارد، بلکه مستقیماً از مذاب گرانیتی تبلور یافته‌است.

با توجه به اینکه گارنت فقط در پگماتیت با میزبان هورنفلس دیده می‌شود و در پگماتیت با میزبان گرانیتیوئیدی یافت نمی‌شود، لذا تصور می‌رود که این مذاب گرانیتی در طی ورود به هورنفلس از آلومینیوم و سایر متشکله‌های گارنت غنی شده است و شرایط لازم برای تبلور این کانی فراهم شده است.  
دماسنجی گارنت- بیوتیت بر روی هورنفلس، دمای به‌دست آمده برای این زوج‌ها را با احتساب متوسط همۀ کالیبراسیون‌ها، ۴۷۲ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد.

## نتیجه‌گیری

از مطالعات انجام شده نتایج زیر حاصل شده است:  
- بر اساس تجزیه‌های نقطه‌ای، بیوتیت موجود در سنگ‌های مختلف این توده همگی از نوع اولیه

ماگمایی بوده، وابستگی آن‌ها را به سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان نوع ۱ که در طی فرآیندهای کوه‌زایی ایجاد شده‌اند، نشان می‌دهد (Baker, 1987; Stussi and Cuney, 1996)

- آمفیبول این سنگ‌ها کلسیک بوده، در زیر‌گروه منیزوهورنلند قرار می‌گیرند که بر نوع ۱ بودن این توده‌ی گرانیتیوئیدی تأکید می‌کنند.

- روند تغییر ترکیب فلدسپارها با کم شدن مقدار An از قطب بازیک‌تر (کوارتزیدیوریت) به سمت قطب اسیدی‌تر (پگماتیت) با تفریق ماگمایی سازگاری داشته، تأیید می‌کند که طیف سنگ‌شناسی موجود در منطقه مورد مطالعه حاصل این فرآیند بوده است.

- مقدار فوگاسیت اکسیژن برآورد شده  $\log (F_{O_2})$  از ۱۸/۳- تا ۱۵/۶- برای توده گرانیتیوئیدی بروجرد بیانگر اکسیدان بودن ماگمای تشکیل‌دهنده آن است که وجود آمفیبول‌های غنی از منیزیم و مگنتیت در کوارتزیدیوریت‌ها نیز اکسیدان بودن این ماگما و تشکیل آن در طی یک حاشیه ورقه‌ای همگرا را تأیید می‌کند (Ewart, 1979).

- فشارسنجی بر اساس مقدار Al آمفیبول‌ها عمق تقریبی ۱/۵ تا حدود ۶ کیلومتر را برای واحد کوارتز-دیوریتی کمپلکس گرانیتیوئیدی بروجرد نشان می‌دهد که با شواهد پتروگرافی این سنگ‌ها نظیر وجود بافت شیشه بروفیری با ماکریست‌های پلازیوکلاز، عمق محاسبه شده مزبور محتمل به نظر می‌رسد.

- دماسنجی به روش هورنلند-پلازیوکلاز حداقل و حداکثر دمای به تعادل رسیدن این دو زوج کانی را به ترتیب ۶۵۳ و ۷۲۲ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌کند که این دمای تقریبی توسط پتروژئولوژی

- reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 111: 87-93.  
Cosca, M. A., Essene, E. J. and Bowman, J. R. (1991) Complete chemical analyses of metamorphic hornblends: Implications for normalizations, calculated  $H_2O$  activities, and thermobarometry. *Contribution to mineralogy and petrology* 108: 472-484.  
Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1962) Rock-forming minerals, 3<sup>rd</sup> Volume. Sheet silicates. Longman, London.  
Dietl, C. (2000) Structural and Petrologic Aspects of the Emplacement of Granitoid Plutons: Case Studies from the Western Margin of the Joshua Flat-Beer Creek-Plum (White-Inyo Mountains, California) and the Flaser granitoid Zone (Odenwald, Germany). Unpublished PhD thesis, Heidelberg University, Germany.  
Enami, M., Suzuki, K., Liou, J. G. and Bird, D. K. (1993) Al-Fe<sup>3+</sup> and F-OH substitutions in titanite and constrains on their P-T dependence. *European Journal of Mineralogy* 5: 231-291.  
Einaudi, M. T. and Burt, D. M. (1982) Introduction terminology, classification and composition of skarn deposits. *Economic Geology* 77: 745-754.  
Ewart, A. (1979) A review of the mineralogy and chemistry of tertiary recent dacitic, latitic, rhyolitic and related silic volcanic rocks. In: Fred, B. (Eds.): *Trochjemitites, dacites, and related rocks*. Springer-Verlag, Berlin 12-101.  
Ferry, J. M. and Spear, F. S. (1978) Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66: 113-117.  
Johnson, M. C. and Rutherford, M. J. (1989) Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17: 837-841.  
Hammarstrom, J. M. and Zen, E. (1986) Aluminum-in-hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71: 1297-1313.  
Helmy, H. M., Ahmed, A. F., El Mahallawi, M. M. and Ali, S. M. (2004) Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. *Journal of African Earth Sciences* 38: 255-268.  
Hodges, K. V., Spear, F. S. (1982) Geothermometry, geobarometry and  $Al_2SiO_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist* 67: 1118-1134.  
Holdaway, M. J., Mukhopadhyay, B., Dyar, M. D., Guidotti, C. V. and Dutrow, B. L. (1997) Garnet + biotite geothermometry revised: New Margules parameters and a natural specimen data set from Maine. *American Mineralogist* 82(5-6): 582-595.  
Holland, T. and Blundy, J. (1994) Non ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.  
Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. B. (1987) Confirmation of the empirical calibration of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72: 231-239.  
Koroll, H., Evangelakakis, C., and Voll, G. (1993) Two feldspar Geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 510-518.  
Lalonde, A. E. and Bernard, P. (1993) Composition and color of biotite from granites: two useful properties in the characterization of plutonic suites from the Hepburn internal zone of Wopmay orogen, Northwest Territories. *Canadian Mineralogist* 31: 203-217.  
Lameyre, J., Vauchelle, L. and Durandau, A. (1989) Compared characteristics and tectonic setting of Leucogranites and cordierite granodiorites: two contrasted groups of peraluminous granitoids. 28<sup>th</sup> International Geological Congress, Washington, D. C. 2: 254-255.  
Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V.,

- Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *Canadian Mineralogist* 35: 219-246.  
Loiselle, M. C. and Wones, D. R. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America, Abstracts with Program* 7, 468.  
Masoudi, F. (1997) Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran. Unpublished Ph. D. Thesis, Leeds University, UK.  
Masoudi, F., Yardley, B. W. D., Cliff, R. A. (2002) Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran, Islamic Republic of Iran. *Journal of Sciences* 13(3): 249-254.  
Masoudi, F. and Yardley, B. W. D. (2005) Magmatic and metamorphic fluids in the pegmatite development: evidence from Boroujerd complex. *Journal of Sciences* 6(1): 43-53.  
Nacht, H., Abderrahmane, I., El Hassan A. and Moheine B. O. (2005) Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *C. R. Geosciences* 337(16): 1415-1420.  
Nacht, H. (1986) Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes, applications typologiques, thèse, université de Bretagne occidentale, Brest.  
Partin, E., Hewitt, D. A. and Wones D. R. (1983) Quantification of ferric iron in biotite, *Geological Society American*. 15, 659.  
Perchuk, L. L. and Lavrenteva, I. V. (1983) Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: Saxena, S. K. (Eds.): *Kinetics and Equilibrium in Mineral Reactions*, Springer-Verlag, New York 199-239.  
Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304-310.  
Speer, J. A. (1984) Mica in igneous rocks. In: Micas. Bailey, S. W. (Eds.): *Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy* 13: 299-356.  
Stein, E. and Dietl, C. (2001) Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineralogy and Petrology* 72: 185-207.  
Stussi, J. M. and Cuney, M. (1996) Nature of biotites from alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Rahman: a comment. *Journal of Petrology* 37: 1025-1029.  
Tahmasbi, Z., Castro, A., Khalili, M., Ahmadi-Khalaji, A. and Rosa, J. (2010). Petrologic and geochemical constraints on the origin of A'astaneh pluton, Zagros orogenic belt, Iran. *Journal of Asian of Earth Sciences* 39(3): 81-96.  
Tulloch, A. J. (1979) Secondary Ca-Al silicates as Low- grade alteration products of granitoid biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 105-117.  
Vyhnal, C. R., McSweeney, H. Y. and Speer, J. A. (1991) Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist* 76: 167-188.  
Wones, D. R. (1989) Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *American Mineralogist* 74: 744-749.

پتروژئولوژی، سال اول، شماره دوم، تابستان ۱۳۸۹، صفحه ۹۵-۱۰۸  
تاریخ دریافت: ۱۳۸۶/۰۷/۲۰  
تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۱۰/۲۵

موقعیت تکتونیکی و ماگمایی رخنمون‌های فلسیک الیگوس در جنوب اردستان (شمال‌شرق اصفهان)

علیخان نصراصفہانی و بابک وهابی مقدم

گروه کارشناسی ارشد پتروژئولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، اصفهان، ایران

چکیده

رخنمون‌های فلسیک الیگوس در جنوب اردستان (شمال‌شرق اصفهان) قرار دارند. ناحیه اردستان بخشی از زون ساختمانی ارومیه- دختر است. ترکیب این سنگ‌ها ریولیتی و ریوداسیتی است. از نظر ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها سبب‌الکالن و کالک‌الکالن پائین‌م و پرآلومینوس هستند. با اینکه ترکیب کلی سنگ‌های فلسیک شبیه گرانیت‌های نوع S است (میل بالا بودن پتاسیم، آلومینیم، عناصر لیتوفیل بزرگ‌یون و پایین بودن مقدار کلسیم و استرانسیم) به‌طور مشخص منبع اولیه و آذرین دارد. داده‌های ژئوشیمیایی پیشنهاد یک گوه گوشته‌ای را می‌کند که به‌طور بخشی مناسموآئیرم با مواد حاصل از پوسته زیر رانده شده است. این شرایط احتمالاً ذوب‌بخشی درجه بسیار کم گوه گوشته‌ای مناسموآئیرم‌شده را باعث شده که در نتیجه آن ماگمای ریولیتی حاصل شده است. علت ابتدایی برای فوران مستقیم این ریولیت‌های مشتق‌شده از گوشته می‌تواند شرایط کشتی حاکم بر ناحیه اردستان در طی زمان اواخر آئوس و الیگوس باشد. اگر این ریولیت‌های مشتق‌شده از گوشته در یک پوسته قاره‌ای تحت فشار بالا بیاید، ماگما به‌راحتی با مواد پوسته‌ای واکنش داده، ماگمای فلسیکی ایجاد می‌شود که قابل تشخیص از ماگما‌های با منشأ پوسته‌ای است. شواهد پتروژئولوژیک، ژئوشیمیایی و نمودارهای تعیین‌کننده محیط تکتونیکی نشان می‌دهد که ماگمای ریولیتی در یک کمان آتشفشانی تشکیل شده است. گمان می‌رود این سنگ‌ها در پیوند با پدیده ادامه ماگماتیسم همراه با فرورانش صفحه آقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای سکوی ایران حاصل شده است.

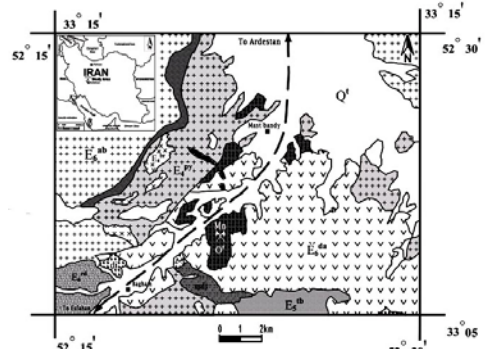
واژه‌های کلیدی: اردستان، ریولیت، سنگ‌های فلسیکی، کالک‌الکالن، کمان آتشفشانی، نئوتتیس

مقدمه

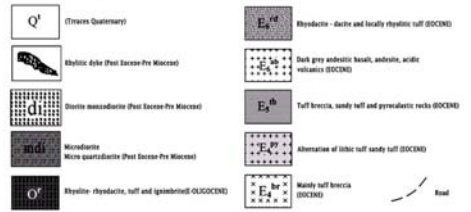
این زون به‌صورت کمربند آتشفشانی به‌طور مورب با روند شمال غرب، جنوب شرق از ناحیه دریاچه ارومیه در آذربایجان غربی تا آتشفشان‌های بزمان در بلوچستان کشیده شده است (معمین‌وزیری، ۱۳۷۵، Shahahpour, 2005) و سن سنگ‌های آتشفشانی در آن از آئوسن و الیگوس شروع و به آتشفشان‌های عهد حاضر ختم می‌شود (درویش‌زاده، ۱۳۶۴؛ قربانی، ۱۳۸۲).

رخنمون‌های فلسیک مورد مطالعه در ۲۵ کیلومتری جنوب شهر اردستان و ۹۵ کیلومتری شمال‌شرق شهر اصفهان قرار گرفته است. موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه بین طول شرقی ۳۰° ۵۲' و ۱۵° ۵۲' و عرض شمالی ۱۵° ۳۳' و ۵° ۳۳' است (شکل ۱). ناحیه اردستان قسمتی از زون ساختمانی ارومیه- دختر است.

nasr@khuisf.ac.ir



LEGEND



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (ساده شده از رادفر، ۱۳۷۶).

رخنمون‌های فلسیک الیگوس در جنوب‌شرقی ظفرقند یا غرب روستای رنگان، همچنین در جنوب اردستان (شمال‌شرق روستای بغم) گزارش شده است (رادفر، ۱۳۷۶). فعالیت‌های آتشفشانی الیگوس عمدتاً فلسیک است (امامی و همکاران، ۱۳۷۱).

سنگ‌های ولکانیک آئوسن از نظر ترکیب در محدوده بازالت تا داسیت است، اما آندزیت‌ها فراوانی بیشتری دارند (نصراصفہانی و احمدی، ۱۳۸۷). رخنمون‌های فلسیک با سن الیگوس به‌صورت توده‌های سبب‌الکالنیک سنگ‌های آتشفشانی آئوسن را قطع کرده‌اند. این

سنگ‌های آئوسن تزریق شده‌اند و دارای حاشیه واکنشی کم و وسعتی با این سنگ‌ها هستند. در متن سنگ فنوکریست‌هایی از کوارتز شکل‌دار با حاشیه خورده شده الکلالی فلدسپار و پلاژیوکلاز، از نوع الیگوکلاز قابل مشاهده است. در برخی بخش‌ها، دایک‌های مافیکی توده فلسیک را قطع نموده است.

روش انجام پژوهش

طی بازدیدهای صحرائی تعداد ۵۲ نمونه سنگی از بخش‌های مختلف محدوده مورد مطالعه برداشت شد. پس از انجام مطالعه نمونه‌های دستی، ۴۵ مقطع نازک تهیه و با کمک میکروسکوپ پلاریزاسیون مطالعه شد. تعداد ۱۱ نمونه از سنگ‌های ریولیتی به روش XRF و ICP-MS در ایران و کانادا (ACME Labs) تجزیه شیمیایی شد (جدول‌های ۱ و ۲).

همچنین از نرم‌افزارهای تخصصی همچون Mipet, Petrograph and Iqpet برای تجزیه و تحلیل، محاسبه نورم و ترسیم نمودارها استفاده شد.

همراه با این گروه از سنگ‌ها ایگنیمیریت‌ها نیز در منطقه رخنمون دارند و از ویژگی‌های شاخص این سنگ‌ها می‌توان به‌حالت روانی و جریان‌های ماگما اشاره نمود. همچنین یافت اناکسیت که خاص ایگنیمیریت‌ها است، در این مقاطع فراوان دیده می‌شود. رخنمون‌های فلسیکی در جنوب شهر اردستان از نظر همراهی با ذخایر معدنی رگه‌های منگنز دارای اهمیت هستند (Watters and Ettman, 1973). این ماده معدنی به‌صورت پراکنده نواحی برشی در برخی از بخش‌ها دیده می‌شود (نصراصفہانی و حاجیان، ۱۳۶۶). در این پژوهش اختصاصات پتروژئولوژیک و الگویی تکتونیکی حاکم بر تشکیل رخنمون‌های فلسیکی الیگوس در جنوب شهر اردستان (اطراف روستای بغم) بررسی می‌شود.

زمین‌شناسی عمومی

ترکیب سنگ‌شناسی آن عبارت است از ریولیت‌های سفید رنگ تا گرمی و صورتی با یافت پورفیری که در

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر فرعی و نادر خاکی

Table with columns for elements (Ag, Ba, Ce, Co, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, Y, Zr, Nb, Zr, Pb, Zn, Ni, V, Ta, U, W, Sn, Mo, Pr, Nd, Sm, Tb, Tm, Yb, Lu, Ti) and rows for units (HBG8, HBG16, HBG18, HBG19, HBG20, HBG21, HBG2, HBG4, HBG11, HBG14, HBG15).

جدول ۱ - نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی همراه با نسبت‌های پتروژئولوژیک

Table with columns for units (HBG8, HBG16, HBG18, HBG19, HBG20, HBG21, HBG2, HBG4, HBG11, HBG14, HBG15) and rows for oxides (SiO2, Al2O3, Fe2O3, CaO, MgO, Na2O, K2O, Cr2O3, TiO2, MnO, P2O5, (La+Yb)N, (Gd+Yb)N, LOI, Total, Mg#, A/CNK, K2O/Na2O, EW/EU#).

پتروگرافی  
سنگ‌های فلسیکی از نظر پتروگرافی ریولیت تا ریوداسیت بوده، ترکیب کانی‌شناسی آنها شامل درشت بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار الکلالی است. کوارتز به‌مقدار بسیار زیاد به‌صورت فنوکریست‌های درشت با یافت خوردگی خلیجی (Corrosion Gulf) در این سنگ‌ها دیده می‌شود. بلورهای کوارتز به‌صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار بوده، بیشترین مقدار کانی‌های تشکیل دهنده سنگ را تشکیل می‌دهد. در برخی فنوکریست‌های کوارتز، در اطراف آنها یک نوار ریزبلور از

سلیسیکا و فلدسپار الکلالی قابل تشخیص است. یکی از مهمترین علل به‌وجود آمدن این حاشیه‌ها را بالا آمدن سریع و کاهش ناگهانی فشار حاکم بر ماگمای ریولیتی می‌توان دانست (Shelly, 1993). پلاژیوکلاز بعد از کوارتز فراوانترین فنوکریست در مقاطع است. پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها شکل‌دار بوده، دارای ترکیب سدیک و از نظر ترکیبی آلیت تا الیگوکلاز است. غالب پلاژیوکلازها دارای ماگل پلی‌سنستیک بوده، بعضی از آنها دارای زونینگ نیز هست.

جدول ۳- مقادیر آماری اکسیدهای اصلی

Oxide	Min(Ppm)	Max(Ppm)	Mean(Ppm)	St.Deviation	Number of Cases
SiO <sub>2</sub>	66.32	70.80	69.46	1.41	11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.53	14.69	13.37	0.72	11
FeO*	1.79	4.31	2.71	0.70	11
MgO	0.32	0.66	0.38	0.10	11
CaO	0.86	3.59	2.03	0.94	11
Na <sub>2</sub> O	0.14	2.59	0.69	0.70	11
K <sub>2</sub> O	5.92	8.97	8.14	0.91	11
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.42	0.29	0.09	11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.08	0.06	0.01	11
MnO	0.05	0.24	0.13	0.07	11
LOI	1.26	3.40	2.41	0.61	11

از دیگر ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها غنی‌شدگی از عناصر LILE شبیه Rb (۲۲۹۵ ppm) و Zr (۳۵۴/۲) است. همچنین بودن از عناصر متحرک همچون Cs و Ba است.

بر اساس نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین بر حسب ترکیب شیمیایی کل سنگ، نمونه‌ها در محدوده ربولیت قرار می‌گیرند (شکل ۲- الف). در نمودار پیشنهادی Le Maitre (۱۹۸۹) نمونه‌های منطقه رفتاری نیمه‌قلیایی یا ساب‌آلکان را نشان می‌دهند (شکل ۲- ب). پلات نمونه‌ها در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) نشان‌دهنده ویژگی کالک‌آلکان آنها است (شکل ۲- ب). سنگ‌های فلیک در نمودار An-B-Or (Irvine and Baragar, 1971) در سری پتاسیک قرار دارند (شکل ۲- ت). موقعیت قرارگیری نمونه‌های فلیک در نمودارهای A/CNK مقابل ANK (شکل ۳) نشان‌دهنده پراومینوس بودن و تشابه آنها با گرانیت‌های S-type است. برای بررسی الگوهای عناصر فرعی و معمولاً REE از نمودارهای نرمالایز شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت استفاده می‌شود. نمودار نرمالایز شده نسبت به کندریت (شکل ۴- الف) نشان‌دهنده روندی یکنواخت، سطح و به‌طور کلی الگوی تفریق نیافته در توزیع عناصر HREE را عرضه می‌کند. در حالی‌که LREE غنی‌شدگی و تفریق یافتگی دارد (La/Yb)<sub>n</sub>=3.27.

در اطراف بعضی از پلازیوکلازها نوعی خوردگی ناشی از عدم تعادل شیمیایی دیده می‌شود. بیشتر پلازیوکلازها به کانی‌های ثانویه تجزیه شده است. تعدادی از پلازیوکلازها کلرینی شده‌اند. فلدسپارهای آکالی بیشتر به‌صورت ریزپلور و میکروولیت در زمینه سنگ حضور دارند، البته، برخی نیز به‌صورت فنوکریست هستند و اغلب کائولینیتی شده‌اند. از مهمترین کانی‌های فرعی در مقاطع به آپاتیت، اسفن، کانی‌های کدر (احتمالاً مگنتیت) می‌توان اشاره نمود. بافت غالب در این سنگ‌ها بافت پورفیریتیک، به‌ویژه بافت فلستیک پورفیری است. در تعدادی از مقاطع میکروپیلوهای بازیک تشخیص داده شده که آمفیبول و بیوتیت معمولاً به‌طور کامل و به‌صورت سودومورف به اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. تعدادی از محققان حضور این میکروپیلوهای بازیک را نشان دهنده اختلاط می‌دانند (Kumral et al., 2006).

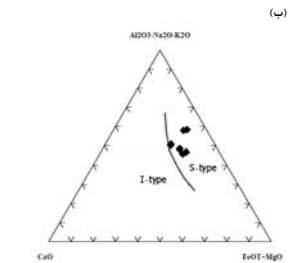
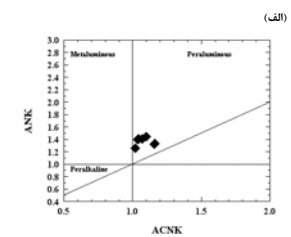
ژئوشیمی

مقدار متوسط اکسیدهای اصلی در نمونه‌های فلیک مورد مطالعه، تطبیق زیادی با ترکیب عمومی سنگ‌های ربولیتی دارد (جدول ۳). این سنگ‌ها دارای مقدار بالایی از Al و K همچنین مقدار پایینی از Ca و Sr است. در این سنگ‌ها نسبت K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O بیشتر از ۱ است (۲۳۵-۵۹/۵) با مقدار متوسط (۲۵/۸) که نشان‌دهنده پتاسیک بودن ترکیب کلی ربولیت است. نسبت مولار A/CNK به‌طور کلی بالاتر از ۱/۱ است و نشان‌دهنده رفتار پراومینوس نمونه‌هاست. با مقدار متوسط ۲۲/۳ بین ۲۵-۱۵/۷ متغیر است. از لحاظ ژئوشیمیایی نسبت بالایی از عناصر قلیایی دارند (۵٪ Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O). مقدار درصد TiO<sub>2</sub> در نمونه‌ها پایین و بین ۰/۱۹-۰/۴۲ با متوسط ۰/۲۹ است.

ماگماهای فلیک کالک‌آلکان قوسی است. این وضعیت در نمودار نرمالایز شده نسبت به گوشته اولیه شرایطی مشابه کندریت دارد (شکل ۴- ب). عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین، به‌طور کلی غنی‌شدگی زیادی را نشان می‌دهند. این حالت برای LILE نسبت به HFSE نیز صدق می‌کند.

در این نمودار، آنومالی منفی عناصر Nb و Ta نسبت به کندریت عادی شده به‌خوبی در نمونه‌ها دیده می‌شود. عناصر فرعی دارای نقاط بیشینه و کمینه زیادی هستند که اختلاف بین آنها زیاد است. در نمونه‌ها آنومالی منفی بین Nb و Ta وجود دارد. نمودار توزیع عناصر فرعی نرمالایز شده نسبت به N-MORB نشان‌دهنده غنی‌شدگی نسبت به LREE و فقیرشدگی نسبت به HREE است. به‌علاوه، از نظر عناصر Rb، Cs و Ba بین ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ برابر غنی‌شدگی دارد، غلظت عناصر LILE (Ba و Rb، Cs) به‌دلیل تحرک زیاد تابعی از نحوه رفتار فاز سیال در زون فرورانش است. این عناصر بیشتر در پوسته قاره‌ای تمرکز دارند و یک منشأ آلیش شدید پوسته‌ای را می‌توان پیشنهاد نمود.

در نمودار نرمالایز شده عناصر نادر خاکی نسبت به پوسته زیرین (شکل ۴- ت) سنگ‌های منطقه یک روند مشابه را نشان می‌دهند (به‌جز Eu). این مسأله می‌تواند دلیلی بر نقش بسیار مهم ژنتیکی پوسته زیرین در تشکیل ماگمای مادر سنگ‌های ربولیتی باشد (Nakamura, 1974). نکته جالب روند توزیع یکسان، یکنواخت و تقریباً موازی با خط یک HREE در نمودار نرمالایز شده عناصر نادر خاکی نسبت به گوشته اولیه و کندریت است. که می‌تواند به اهمیت نقش گوشته متاسوماتیک در محیط‌های زیر رانده در تشکیل ماگمای ربولیتی اشاره داشته باشد.

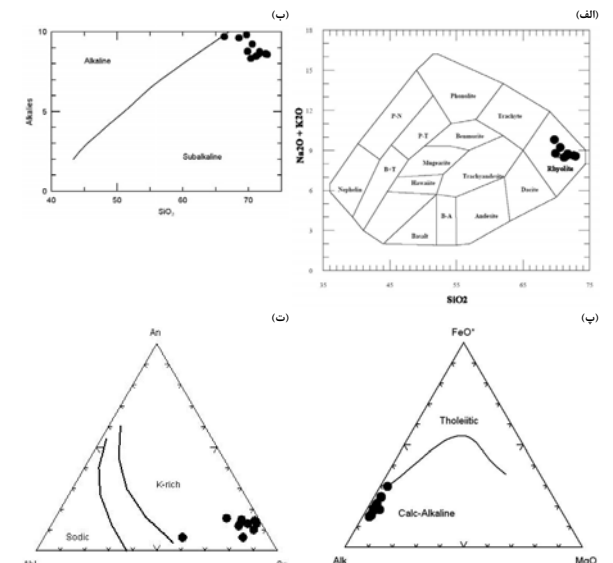


شکل ۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی: الف) نمودار ANK در مقابل ACNK (Maniar and Piccoli, 1989) ب) نمودار ACF. نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های نوع S قرار می‌گیرند. محدوده جداکننده بین گروه‌های گرانیت از White and Chappell (۱۹۷۷).

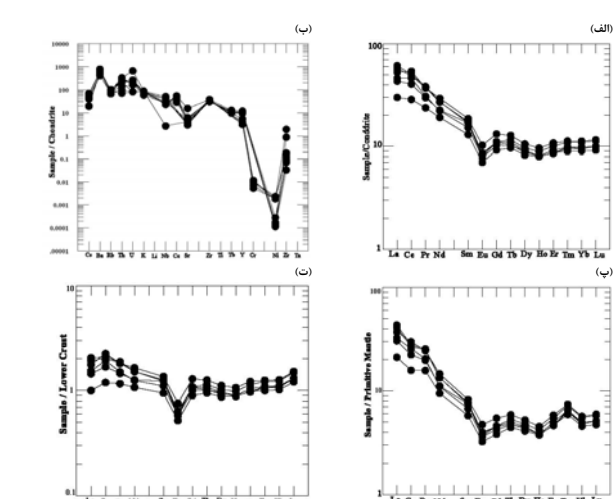
در نمودار توزیع عناصر فرعی نرمالایز شده نسبت به کندریت (شکل ۴- ب)، عناصر Rb، Cs، Ba، Th، U و Nb، LILE شدیداً غنی‌شدگی نشان می‌دهند (برای مثال، در مورد Rb ۱۰۰۰ برابر غنی‌شدگی وجود دارد). در عوض یک فروافتادگی نسبت به Ta و Nb همچنین Sr دیده می‌شود و این حالت نشان‌دهنده منشأ پوسته‌ای یا آلودگی شدید با پوسته است. این الگوی توزیع خاص

غنی‌شدگی و فراوانی عناصر LREE می‌تواند به‌علت ذوب‌بخشی کم این سنگ‌ها و یا منشأ نسبتاً غنی از عناصر قلیایی مرتبط با مناطق فرورانش باشد. غنی‌شدگی LREE به HREE شاید با وجود کانی‌های فرعی زیرین و آپاتیت در ارتباط باشد (Pearce et al., 1984).

۶.17، ولی (Gd/Yb)<sub>n</sub>=0.99-1.12 است. Eu آنومالی منفی از خود نشان می‌دهد (Eu/Eu\* = 0.587-0.658). جدایش فلدسپار از مذاب فلیک موجب پیدایش آنومالی منفی Eu می‌گردد (Sun and McDonough, 1989). حضور آنومالی منفی Eu از ویژگی ربولیت است. Parada و همکاران (۱۹۹۹) بیان می‌کنند که



شکل ۲- الف) طبقه‌بندی Cox و همکاران (۱۹۷۹) برای سنگ‌های آتشفشانی، ب) نمودار قلیایی‌ها در مقابل سیلیس (Le Maitre et al., 1989) جهت تفکیک قلمروی سری‌های قلیایی و ساب‌آلکان، ب) نمودار مثلثی AFM که در آن سری‌های کالک‌آلکان از تولیتی جدا شده‌اند (Irvine and Baragar, 1971) An-Ab-Or (ت) and Baragar, 1971).



شکل ۴- نمودارهای تکونیکی الف) فراوانی عناصر نادر خاکی نرمالایز شده نسبت به کندریت، ب) کربنات نرمالایز شده نسبت به کندریت، پ) فراوانی عناصر نادر خاکی نرمالایز شده نسبت به پوسته زیرین.

جایگاه زمین‌ساختی - ماگمایی

برای تعیین محیط زمین‌ساختی نمونه‌های ربولیتی، نمودارهای مختلفی بر اساس عناصر فرعی توسط محققان ارائه شده است. از رایجترین نمودارهای زمین‌ساختی-ماگمایی، نمودارهای ارائه شده توسط Pearce و همکاران (۱۹۸۴) و Cann و Pearce (۱۹۷۳) هستند. در این نمودارها، نمونه‌ها از نوع پشته‌های میان اقیانوسی (ORG) و درون صفحه‌ای (WPG) نبوده، با وجود شباهت با ماگماهای زون برخوردی، بیشتر ویژگی‌های کمان آتشفشانی (VAG) را از خود نشان می‌دهند (شکل ۵). Harris و همکاران (۱۹۸۶) با استفاده از عناصر فرعی ماگماهای گرانیتوئیدی را از لحاظ محیط زمین‌ساختی تقسیم‌بندی نمود. در این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ماگماهای کمان آتشفشانی (VA) قرار گرفته، در نتیجه فرورانش صفحات هستند (شکل ۶).

برای تعیین محیط زمین‌ساختی نمونه‌های ربولیتی، نمودارهای مختلفی بر اساس عناصر فرعی توسط محققان ارائه شده است. از رایجترین نمودارهای زمین‌ساختی-ماگمایی، نمودارهای ارائه شده توسط Pearce و همکاران (۱۹۸۴) و Cann و Pearce (۱۹۷۳) هستند. در این نمودارها، نمونه‌ها از نوع پشته‌های میان اقیانوسی (ORG) و درون صفحه‌ای (WPG) نبوده، با وجود شباهت با ماگماهای زون برخوردی، بیشتر ویژگی‌های کمان آتشفشانی (VAG) را از خود نشان می‌دهند (شکل ۵). Harris و همکاران (۱۹۸۶) با استفاده از عناصر فرعی ماگماهای گرانیتوئیدی را از لحاظ محیط زمین‌ساختی تقسیم‌بندی نمود. در این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ماگماهای کمان آتشفشانی (VA) قرار گرفته، در نتیجه فرورانش صفحات هستند (شکل ۶).



عناصر LREE و LILE غنی‌شدگی زیادی را نشان می‌دهد.

Wilson (۱۹۸۹) معتقد است رiolیت‌های مناطق سابداکشن، سبب‌الکالین هستند. پتانسیم بالا ( $K > 4$ ) و درصد وزنی، غنی بودن از آهن ( $FeO/MgO > 4.5$ ) و سیلیس از نشانه‌های سنگ‌های آذرین در یک محیط زیرراندگی است.

از خصوصیات زون فرورانش غنی‌بودن از عناصر Ba، K، Rb و غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE و HFSE همچنین آئموالی کاهشی Nb است (Sajona *et al.*, 1996). مقادیر Nb کمتر از ۷۰ ppm یا زون فرورانش مرتبط است (Green, 2006). غنی‌شدگی عناصر نامازگار در سنگ‌های فلیسک را با تأثیر و نقش مهم پوسته می‌توان توضیح داد.

مشخصه پتانسیم بالای این سنگ‌ها ممکن است به دلیل افزایش درجات آلیش پوسته‌ای در ماگمای حاشیه فعال قاره‌ای باشد (Wilson, 1989; Brown *et al.*, 1984). در محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای بین میزان افزایش پتانسیم با افزایش عمق صفحه بنیوف رابطه‌ای وجود دارد (Miskovic and Francis, 2006). محققان علت را ناشی از افزایش ضخامت پوسته قاره‌ای و افزایش تأثیر آن در تغییر ترکیب ماگمای اولیه می‌دانند (Schandl and Gorton, 2002).

در بیشتر موارد اینگنیمیریت همراه با آتشفشان‌های داخل صفحات قاره‌ای و در حاشیه قاره‌ها دیده می‌شود (Rollinson, 1993).

وجود چنین نهشته‌های اینگنیمیریتی با ترکیب ریولیتی و ریوداسیتی می‌تواند نشان‌دهنده یک کمان بالغ باشد (Sun and McDonough, 1989; Condie, 1989).

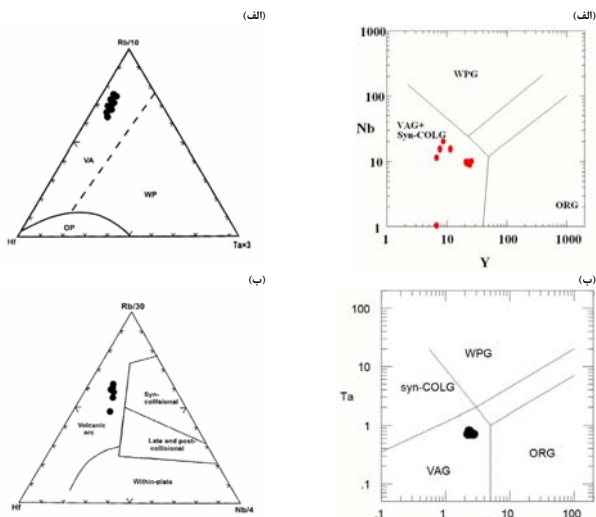
نمودارهای تکتونیک - ماگمایی چکاننده محیط‌های تکتونیک مختلف تأییدی بر تشکیل در یک

محیط کمان آتشفشانی فعال است (Thompson, 1982; Martin, 1993).

Tetsuichi و همکاران (۱۹۹۹) طی مطالعات بر روی منشأ ریولیت‌های هوکایدو (Hokkaido) بیان می‌کند با آنکه این ریولیت‌های شبیه گرانیت‌های نوع S هستند، اما در یک محیط زیر رانده یا منشأ ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم تشکیل شده است (Antipin *et al.*, 2009).

نتایج کارهای آزمایشگاهی، مدل ذوب‌بخشی درجه خیلی پایین گوه‌های گوشته‌ای در نتیجه حضور سیالات حاصل از فرآیند زیرراندگی پوسته اقیانوسی و ایجاد ماگمای ریولیتی را تأیید می‌کند (Abdalla *et al.*, 2008). دلیل فوران مستقیم ریولیت‌های با منشأ گوشته‌ای می‌تواند در نتیجه ایجاد شرایط کشتی پست‌قوسی در رژیم‌های حاشیه فعال باشد (Zhu *et al.*, 2009). اگر ماگمای ریولیتی با منشأ گوشته‌ای در یک پوسته تحت فشار بالا بیایند، ماگما به‌راحتی با مواد پوسته‌ای واکنش می‌دهد و بنابراین ماگمای ریولیتی بالا آمده فرقی قابل تفکیک و شناسایی از ماگمای حاصل از ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای و تشکیل ماگمای ریولیت‌های شبیه گرانیت‌های نوع S می‌شود.

در ایران زمین بسیاری از محققان با نظریه حاشیه فعال قاره‌ای و زیرراندگی پوسته اقیانوسی تئیس به زیر ایران مرکزی از مزوزوئیک تا اواخر ائوسن موافق هستند (Ahmadian *et al.*, 2009; Berberian and Kindg, 1981). ضخامت زیاد پوسته قاره‌ای بعد از ائوسن نظریه ادامه فروخزش صفحه عربستان به زیر پوسته ایران را مطرح نموده که این کار سبب تداوم زیر راندگی بقایای پوسته اقیانوسی در گوشته شده است. در نتیجه ولکانیسم ضعیف و پلوتونیسم نئوزن در محور ارمیه - دختر و ایران مرکزی طی نئوزن شده است.



شکل ۴- نمودار متمایزکننده ماگمای گرانیتی (تقیاس از Pearce و همکاران، ۱۹۸۴). الف، بر اساس Nb-Y، ب، بر اساس Ta-Yb.

شکل ۶- نمودار متمایزکننده محیط تکتونیک ماگمای گرانیتی (Harris *et al.*, 1986). الف، بر اساس Rb-10-Ta\*3، ب، HF-Rb/30-Nb/4.

شیمیایی، بالا آمدن سریع ماگما و کاهش ناگهانی فشار در آن است. این مشاهدات نقش فرآیندهای آلیش پوسته‌ای یا اختلاط ماگمایی را مطرح می‌نماید (Raymond, 2002).

این سنگ‌های فلیسک از نظر ژئوشیمیایی ساب‌آلکانین با ماهیت کالک‌آلکانین، پراآئومینوس، نشان‌دهنده آئومالی منفی E<sub>II</sub>. غنی از پتانسیم، و شبیه گرانیت‌های نوع S است. سنگ‌های مورد بررسی از نظر

### بحث و نتیجه‌گیری

سنگ‌های ساب‌ولکانیک فلیسک در منطقه مورد مطالعه از نظر کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی در گروه سنگ‌های ریولیت دسته‌بندی می‌شود. وجود ویژگی‌های بافتی در فنوکریست‌ها همچون بافت خیلی در کوارتز، کوارتزهای حاشیه‌دار و باز جذب، زون بندی در پلاژیوکلازها و در مواردی خوردگی در آنها و حضور میکروپولیهای باز یک همگی نشان‌دهنده عدم تعادل

مواد قلیایی) تحت تأثیر محلول‌های همراه با پوسته اقیانوسی هنگام زیرراندگی در ادامه فرآیندهای ماگمایی همراه با رژیم حاشیه فعال تکتونیک را به ما می‌دهد. بالا آمدن ماگمای ریولیتی حاصله در امتدادهای شکستگی‌های موجود در یک محیط کشتی مشابه پست‌قوس آتشفشانی از اواخر ائوسن تا الیگوسن است. هرچند این مدل تکتونوماگمایی پیشنهادی نیاز به شواهد ژئوشیمیایی، صحرایی و داده‌های ایزوتوپی زیادی دارد، اما در عین حال که نتایج مطالعات اسامی و همکاران (۱۳۷۱) را در این ناحیه به خوبی رد نمی‌کند، بلکه از آنها برای تأیید مدل رژیم فرورانش (معین‌وزیری، ۱۳۸۳) تحت تأثیر یک کمان آتشفشانی حداقل در ناحیه اردستان در زمان الیگوسن به بعد نیز استفاده می‌شود.

### منابع

- امامی، م. د.، خلعت‌بری جعفری، م. و ونوفی‌عابدینی، م. (۱۳۷۱) پلوتونیسم تریشاری منطقه اردستان و ایران مرکزی. فصل‌نامه ۴. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- درویش‌زاده، ج. (۱۳۶۲) اصول آتشفشان‌شناسی. انتشارات دانشگاه تهران، تهران.
- رافدر، ج. (۱۳۷۶) نقش زمین‌شناسی چهار گوش ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قرایی، م. (۱۳۸۲) مبانی آتشفشان‌شناسی با تکیه بر آتشفشان‌های ایران. انتشارات آریز زمین.
- معین‌وزیری، ج. (۱۳۷۵) دیپچاهی بر ماگماتیسیم در ایران. انتشارات دانشگاه تربیت‌معلم.
- معین‌وزیری، ج. (۱۳۸۳) چند نقطه عطف در تاریخچه تکتونوماگمایی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، فصل‌نامه ۵۰-۴۹-۳۹-۳۲.
- نصر اصفهانی، ع. خ. و احمدی، م. (۱۳۸۷) سنگ‌شناسی گدازه‌های شوش‌یونی در جنوب عسین (شرق اصفهان). مجله علمی-پژوهشی علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران ۶۹: ۸۹-۹۸.
- نصر اصفهانی، ع. خ. و حاجیان، م. (۱۳۸۶) زمین‌شناسی کلسار منگنز بغم (جنوب اردستان) با تأکید بر ویژگی‌های پتروژئولوژی سنگ میزبان آتشفشانی فلیسک. اولین کنفرانس زمین‌شناسی کاربردی ایران، مشهد.
- Abdalla, H. M., Matsued, H., Obeid, M. A. and Takahashi, R. (2008) Chemistry of cassiterite in rare metal granitoids and the associated rocks in the Eastern Desert, Egypt. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 103: 318-326.
- Ahmadian, J., Haschke, M., McDonald, I., Reglous, M., Rezaghorbani, M., Emami, M. H. and Murata, M. (2009) High magmatic flux during Alpine-Himalayan collision: Constraints from the Kal-e-Kafi complex, central Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 121: 857-868.
- Antipin, V. S., Andreeva, I. A., Kovalenko, V. I. and Kuznetsov, V. A. (2009) Geochemical specifics of ongonites in the Ary-Bulak Massif, Eastern Transbaikalia. *Petrology* 17: 558-569.
- Berberian, M. and King G. C. P. (1981) Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(2): 210-265.

- Brown, G. C., Thorpe, R. S. and Webb, P. C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society London* 141: 413-426.
- Condie, K. C. (1989) Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos* 23: 1-18.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979). The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin 45.
- Green, N. L. (2006) Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions. *Lithos* 87: 23-49.
- 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.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kumral, M., Coban, H., Godikoglu, A. and Kiline, A. (2006) Petrology and geochemistry of augite trachytes and porphyritic trachytes from the Golcuik volcanic region. *Journal of Asian Earth Sciences* 27: 707-716.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A. and Keller, J. (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Maniar, P. D. and Piccoli P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids, Geological Society of America Bulletin 101: 635-643.
- Martin, H. (1993) The Archaean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: Condie, K. C. (Eds.): *The Achaean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam 205-259.
- Miskovic, A. and Francis, D. (2006) Interaction between mantle - derived and crustal calcalkaline magmas in the petrogenesis alkaline of the Sifton Range. *Lithos* 87: 204-134.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Parada, M. A., Nystrom, J. O. and Levi, B. (1999) Multiple source for the Coastal Batholith of Central Chile: geochemical a Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implication. *Lithos* 46: 505-521.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Raymond, L. A. (2002) *The Study of Igneous Sedimentary and Metamorphic Rocks*. McGraw Hill.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley and Sons.
- 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.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629-642.
- 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.
- Shelly, D. (1993) *Microscopic Study of Igneous and Metamorphic rocks*, Chapman and Hall, London.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry M. J. (Eds.): *Migmatism in ocean basins*. Geological Society of London. Special Publication 42: 313-345.
- Tetsuichi, T., Yui, O., Kazuki, N., Yasushi, W. (1999) Petrology of a mantle derived rhyolite, Hokkaido, Japan. *Chemical Geology* 160: 425-445.

- Thompson, A. B. (1982) Magmatic of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 50-107.
- Watter, S. W. A. and Etmnan, H. (1973) Manganese in Iran from contribution to the Geology of mineral Resources in Iran Geological Survey of Iran.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1977) Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* 43: 7-22.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Chapman and Hall, London.
- Zhu, X., Mo, X., White, N. C., Zhang, B., Sun, M., Wang, S., Zhao, S. and Yang, Y. (2009) Geology and metallogenetic setting of the habo porphyry Cu (Mo-Au) deposit, Yunnan. *Acta Geologica Sinica* 83: 1915-1928.

### Tectonic and magmatic settings of the Oligocene felsic outcrops in the south of Ardestan, NE of Isfahan

Ali Khan Nasr Esfahani and Babak Vahabi Mogadam

Department of Petrology, Islamic Azad University, Khorasgan Branch, Isfahan, Iran.

#### Abstract

The Oligocene felsic outcrops are located in the south of Ardestan (NE of Isfahan). The area is a part of Uromieh –Dokhtar structural zone. These outcrops are composed of rhyolite and rhyodacite rocks. Geochemically, these rocks are sub-alkaline, calc-alkaline composition with high-K and peraluminous. Although the whole rock composition of the felsic rocks corresponds to S-type granites (i.e. high K, Al, large ion lithophile elements, and low Ca and Sr) but the studied rocks have remarkably primitive and igneous sources. The geochemical data suggest that mantle wedge is partly metasomatized with rhyolitic materials from subducted slabs; it is more likely that the rhyolite magma developed by very low degree partial melting of the metasomatized mantle wedge. The initial reason for direct eruption of the mantle-derived rhyolitic magmas would be a tensional condition of the Ardestan region during late Eocene-Oligocene time. If mantle-derived rhyolitic magmas ascended within a compression crust, the magmas should easily react with crustal materials and therefore it would be indistinguishable from felsic magmas produced by crustal fusion. The Petrological and geochemical evidences as well as the tectonic discrimination diagrams show that rhyolitic magma formed in an active volcanic arc. It seems that these rocks are formed following the subduction of Neo-Tethys oceanic crust beneath the central Iranian micro-continent.

**Key words:** Ardestan, Rhyolite, Felsic rocks, Calc-alkaline, Volcanic arc, Neo-Tethys

### فرد اشتراک مجله پتسرولوژی

نام و نام خانوادگی: ..... سمت: .....

با ارسال فیش بانکی به مبلغ ۸۰۰۰۰ ریال (هزینه پست و اشتراک) به حساب شماره ۲۱۷۷۴۰۲۳۸۰۰۲ بانک ملی، کد ۱۱۰۲۲۷، شعبه دانشگاه اصفهان، به نام درآمدهای اختصاصی دانشگاه اصفهان، متقاضی اشتراک یک ساله (چهار شماره) مجله پتسرولوژی هستم. لطفاً مجله را از شماره ..... به نشانی زیر ارسال نمایید.

نشانی دقیق: .....

شماره تماس: ..... دورنگار: .....

نشانی پست الکترونیک: ..... مسؤول پاسخگویی: .....

فیش بانکی به شماره (.....) به پیوست است. (ضروری است).

نشانی: اصفهان - دانشگاه اصفهان - معاونت تحقیقات و فناوری - دفتر مجله پتسرولوژی - امور مشترکین

دورنگار: ۷۹۳۲۱۷۷ - ۳۱۱

## Using of mineral chemistry to determine the formation conditions of Boroujerd granitoid complex and its metamorphic aureole

Zahra Tahmasbi<sup>1\*</sup> and Ahmad Ahmad Khalaji<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Mining, Faculty of Engineering, University of Lorestan, Khorram Abad, Iran  
<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of sciences, University of Lorestan, Khorram Abad, Iran

### Abstract

The composition of Boroujerd granitoid varies from quartz diorite, granodiorite to monzogranite associated with acidic dykes intruded into the Hamedan phyllite and developed a metamorphic aureole. On the basis of mineral chemistry the biotites have different compositions and their parent magma has subalkaline to calc-alkaline nature. The studied amphiboles are classified as calcic (magnesian-hornblende) which point to the I-type nature of the Boroujerd granitoid. Plagioclases vary from andesine-oligoclase to labradorite, alkali feldspars occur as orthoclase and those in pegmatites are sodic (albite) and potassic (orthoclase). The changes in feldspar composition in different units are normal indicating magma differentiation. In all samples, garnet displays zoning and is almandine-spessartine in composition. Also, garnet in hornfels and granodiorites is cogenetic and nonmagmatic, but in pegmatites it has magmatic nature. Al-barometer accounts that the pressure of amphibole crystallization is 0.43 to 1.61 Kbar and  $Al_{total}$  versus  $Fe_{total}/(Mg+Fe_{total})$  accounts the pressure between 1 to 3 Kbar. Hornblende - plagioclase thermometer shows 653 to 732 °C for equilibrium of these two minerals and garnet-biotite thermometer shows 472 °C for garnet-biotite in hornfels. The estimated oxygen fugacity ( $\log fO_2$ ) varies between -18.3 to -15.6 imply an oxidation magma (confirms magnetite and enrichment of Mg in amphibole) and its formation in convergent plate boundary.

**Keywords:** Boroujerd, Thermometry, Sanandaj-Sirjan Zone, Mineral chemistry, Barometry

\* zahra\_tak@yahoo.com

## Mineralogical study and the effective processes on the volcanic rocks of the Jahagh Anticline (South of Kashan)

Seyed Mohsen Tabatabaeimanesh\*, Homayoon Safaei and Akram Sadat Mirlohi

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

### Abstract

The Jahagh anticline is located at 40 km south of Kashan and east of Ghohrud village. The Early Paleozoic volcanic rocks are outcropped in the Jahagh anticline core. Despite low degree alteration and metamorphism that are identified by mineralogical studies, the primary textures are well preserved whereas mineralogical composition has changed. The major minerals including of plagioclases and rare Fe-Mg minerals have experienced alteration. The presence of secondary minerals such as albite, chlorite, epidote and calcite shows that the low-grade metamorphism have occurred under greenschist facies. Following the intrusion of Ghohrud granitoid, the adjacent volcanic rocks have been metamorphosed under hornblende - hornfels facies. This phenomenon is evidenced by the association of plagioclase (oligoclase - andesine) and amphibole (Ferro -Tschermakite) in the rocks of western parts (approaching the intrusive mass).

**Keywords:** Paleozoic, Jahagh anticline, Metamorphism, Kashan, Mineralogy

\* tabataba@sci.ui.ac.ir

## Petrology and geochemistry of the plutonic complexes of the Marivan area, Sanandaj-Sirjan zone

Ahmad Ranin<sup>1</sup>, Ali Asghar Sepahi Garoo<sup>1\*</sup>, Hossein Moinvaziri<sup>2</sup> and Farhad Aliani<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran  
<sup>2</sup> Department of Geology, Tarbiat Moallem University, Tehran, Iran

### Abstract

The plutonic complexes of Marivan area, composed of two types of plutonic rocks of different genesis, are situated in the northwest of Sanandaj-Sirjan metamorphic belt. The stratigraphical units of the area are phyllite, limestone, volcanic rocks of the Cretaceous-Paleocene age, marl, sandstone and shale of the Oligo-Miocene age. Two plutonic complexes of the area are: (1) The granitoid complex of NW Marivan which is composed of syenogranite, monzogranite and granodiorite. Geochemically, these rocks are magnesian alkali-calcic to magnesian calc-alkali, sub-alkaline (calc-alkaline), peraluminous and are S-type. From geochemical and mineralogical aspects, this complex resembles the syn-collision granites. (2) The gabbro-diorite-quartz diorite complex of SE Marivan is composed of various plutonic rocks including gabbro, diorite and quartz diorite. Geochemically, these rocks are sub-alkaline (calc-alkaline), metaluminous, magnesian calcic and are I-type. Rocks of this complex show characteristics of plutonic rocks derived from upper mantle sources. It is worth to note that blocks of I-type complex are surrounded by rocks of S-type complex.

**Key words:** I-type, S-type, Sanandaj-Sirjan, Granitoid, Marivan

\* sepahi@basu.ac.ir

## Tectonite peridotites studies of Khoy ophiolite

Khadjeh Khalili<sup>1\*</sup> and Reza Pahlevaninjad<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Payam-e-Nour University of Borojen, Chaharmahal and Bakhtiari, Iran  
<sup>2</sup> Regional Water Organization, Isfahan, Iran

### Abstract

The Khoy ophiolite with Precambrian basement rock is located in north western of Iran. The tectonite peridotites are most formed by clinopyroxene harzburgites. These harzburgites characterized by protogranular, porphyroclastic and transformation textures, and composed of olivine (with kink band), orthopyroxene (with wavy extinction and exsolution clinopyroxene), spinel (like Holly - Leaf and shaped) and less than 10% of clinopyroxene. Two stages of alteration occur in these rocks, including static and dynamic. These peridotites are partial melting residual of spinel lherzolites. The Khoy tectonite peridotites show the U-form pattern in the REEs. These patterns are probably related to the partial melting procedures and the process following the partial melting such as influence of felsic magmas after emplacement of ophiolites.

**Key words:** Ophiolite, Tectonic peridotites, Khoy, REE

\* kh\_khalili@pnu.ac.ir

**Petrography and mineral chemistry of basaltic dykes  
in the west of Borooni (SW of Ardestan, Iran):  
evidences of magma mixing**

Abdorazagh Jabbari<sup>1,2</sup>, Mansoor Ghorbani<sup>1</sup>, Juergen Koepke<sup>3</sup>  
Ghodrat Torabi<sup>2</sup> and Nargess Shirdashtzadeh<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Faculty of Earth Sciences, University of Shahid Beheshti, Tehran, Iran  
<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran  
<sup>3</sup> Institute of Mineralogy, Leibniz University, Hannover, Germany

**Abstract**

In Borooni area (SW of Ardestan), which is a part of Uromiyeh – Dokhtar magmatic belt, the Miocene basaltic columnar-jointed dikes cross cut the Eocene volcanic rocks. These rocks contain the granitoid enclaves of Oligocene age and possibly, they are Miocene in age. The studied rocks are composed of chloritized olivine, clinopyroxene, plagioclase, chlorite, ilmenite and magnetite. Textures of these rocks are porphyritic, microlitic, microlitic porphyritic, glomerophytic, and sieved texture of plagioclases. Clinopyroxenes are augite to diopside in composition, and plagioclases range from labradorite to bytownite. Chlorites show diabantite composition and most of them produced by olivine alteration. Some chlorites are present in groundmass. Petrography and chemistry of minerals show that the parent magma subjected to a magma mixing with xenoliths of granitoid rocks during the ascending. These rocks are similar to the volcanic arc basalts.

**Key words:** Ardestan, Uromiyeh-Dokhtar, Iran, Basalt, Mineralogy

\* jabbari@yaoo.com

**Petrography, geochemistry and petrogenesis of rhyolitic and  
andesitic rocks of Nasir-Abad area, SW of Rayen, Kerman**

Laya Roozbahani and Mohsen Arvin\*

Department of Geology, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

**Abstract**

The Upper Eocene sub-volcanic rhyolitic rocks of Nasir-Abad area, in south-west of Rayen, (placed in Kerman province -Iran) are under the pyroxene-andesite rocks of Lower Eocene volcano-sedimentary complex of Razak formation, which is a part of Uromieh-Dokhtar Volcanic Belt. One of the main characteristics of these sub-volcanic rhyolitic rocks, is their columnar joints structure, in which most parts are vertical and occasionally with a 50-degree to 70-degree tilting to the east. The general shape of these joints, are often 5 to 6 sided volumes, but rarely 3, 4 and 7 sided volumes are also visible. These structures have been formed during the chilling process of the magma mass. The sub-volcanic rhyolitic rocks have microporphyry texture, but according to some thin sections, glomeroporphyry and felsophytic textures have been observed. It is worth noting that, alkali feldspar, plagioclase, quartz, biotite and hornblende are the main mineral constituents. The pyroxene-andesitic rocks consist of porphyritic textures with plagioclase, amphibole and pyroxene as the main mineral constituents. Secondary minerals such as chlorite, calcite, sericite and epidote exist in both types of rocks. Investigation of the results of geochemical data, and tectonic discrimination diagram indicates that: the sub-volcanic rhyolitic rocks have characteristics of metaluminous, calc-alkaline, I-type granitic rocks and that the andesitic rocks derived from a rich mantle. Moreover, they were formed in a volcanic arc setting in an active continental margin environment.

**Key words:** Andesite, Rhyolite, Geochemistry, Nasir-Abad, Kerman

\* arvin@uk.ac.ir

**Petrology**  
1<sup>st</sup> Year, No. 2, Summer 2010  
ISSN: 2228-5210

**Content**

◆ Petrography, geochemistry and etrogenesis of rhyolitic and andesitic rocks of Nasir-Abad area, SW of Rayen, Kerman Laya Roozbahani and Mohsen Arvin	1
◆ Petrography and mineral chemistry of basaltic dykes in the west of Borooni (SW of Ardestan, Iran): evidences of magma mixing Abdorazagh Jabbari, Mansoor Ghorbani, Juergen Koepke, Ghodrat Torabi and Nargess Shirdashtzadeh	2
◆ Tectonite peridotites studies of Khoy ophiolite Khadijeh Khalili and Reza Pahlevaninjad	3
◆ Petrology and geochemistry of the plutonic complexes of the Marivan area, Sanandaj-Sirjan zone Ahmad Ranin, Ali Asghar Sepahi Garoo, Hossein Moinvaziri and Farhad Aliani	4
◆ Mineralogical study and the effective processes on the volcanic rocks of the Jahagh Anticline (South of Kashan) Seyed Mohsen Tabatabaieimesh, Homayoon Safaei and Akram Sadat Mirlohi	5
◆ Using of mineral chemistry to determine the formation conditions of Boroujerd granitoid complex and its metamorphic aureole Zahra Tahmasbi and Ahmad Ahmadi khalaji	6
◆ Tectonic and magmatic settings of the Oligocene felsic outcrops in the south of Ardestan, NE of Isfahan Ali Khan Nasr Eshahani and Babak Vahabi Mogadam	7



#### Referees committee (1<sup>st</sup> Year, No. 2, Summer 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. Ali Darvish zadeh	Islamic Azad University, Lahijan Branch
Dr. Jamshid Eftekhari nejad	Research Institute of Earth Science
Dr. Jalil Ghalam Ghash	Research Institute of Earth Science
Dr. Mohammadreza Iran nejadi	Isfahan University of Technology
Dr. Mahmoud Khalili	University of Isfahan
Dr. Mohammad Ali Makki zadeh	University of Isfahan
Dr. Fariborz Masuodi	Shahid Beheshti University
Dr. Moussa Kalimi Noghreyan	University of Isfahan
Dr. Darab Reisi	
Dr. Mosayeb Sabzehei	Research Institute of Earth Science
Dr. Ghodrat Torabi	University of Isfahan

### Petrology (Scientific Research Journal) 1<sup>st</sup> Year, No. 2, Summer 2010 ISSN: 2228-5210

**Managing Editor:** Dr. Mahmoud Khalili

**Editor-in-Chief:** Dr. Iraj Noorbehesht

#### Editorial Board

Dr. Sadredin Amini	Tarbiat Moallem University
Dr. Naser Arzani	Payame Noor University of Isfahan
Dr. Ali Darvish zadeh	Islamic Azad University, Lahijan Branch
Dr. Daryosh Esmaili	University of Tehran
Dr. Mahmoud Khalili	University of Isfahan
Dr. Hossein Mahdi zadeh Shahri	Shahrood University of Technology
Dr. Seyed Ahmad Mazaheri	Ferdowsi University of Mashhad
Dr. Mohsen Moazzen	University of Tabriz
Dr. Iraj Noorbehesht	University of Isfahan
Dr. Mohammad Rahgoshay	Shahid Beheshti University
Dr. Ali Asghar Sepahi Garoo	Bu-Ali Sina University

**Executive and Manuscript Manager:** Fariba Hadian

**Literary Editor:** Naser Karimpoor

**Scientific English Editor:** Dr. Mahmoud Khalili

**Professional Layout Designer:** Nargess Shirdashtzadeh

**Publisher:** University of Isfahan

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

**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: Spring 2011

# Petrology

1<sup>st</sup> Year, No. 2, Summer 2010

Published by  
University of Isfahan Research Center