

# بِسْمِ اللّٰهِ الرَّحْمٰنِ الرَّحِیْمِ

# پتروولوزی

علمی-پژوهشی

سال اول - شماره سوم - پاییز 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 بین‌المللی ۵۲۱۰-۲۲۲۸ از سازمان اسناد و کتابخانه ملی جمهوری اسلامی ایران می‌باشد.  
مجله پتروولوزی حاصل همکاری دانشگاه‌های اصفهان، دانشگاه بوعلی سینا، دانشگاه پیام نور اصفهان، دانشگاه تبریز، دانشگاه شهید بهشتی، دانشگاه صنعتی شاهرود و دانشگاه فردوسی است.

متن کامل مجله در پایگاه‌های اطلاع‌رسانی زیر نمایه می‌شود:

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

چاپ و لیتوگرافی: انتشارات دانشگاه اصفهان

ناشر: دانشگاه اصفهان

قیمت: ۲۰۰۰۰ ریال

تیراژ: ۱۰۰۰ نسخه

چاپ: تابستان ۱۳۹۰

## راهنمای نگارش مقاله در مجله پتروولوزی

مجله پتروولوزی 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 پتروولوزی و علوم مرتبط با آن از جمله: پتروولوزی سنگ‌های آذرین و دگرگونی، پتروولوزی و زمین‌شناسی اقتصادی، پتروژنز، پتروولوزی تجربی، ژئوشیمی سنگ‌ها و کانی‌ها، دگرسانی و سنجش از دور، پتروولوزی و بازرسی گذشته زمین‌شناسی، پتروولوزی و زمین‌شناسی زیست محیطی، پتروولوزی کانسراها و تکنونیک صفحه‌ای، کانی‌شناسی، پتروفاپریتک، ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی ایزوتوپ‌ها و پتروولوزی سنگ‌های آسمانی دایر گردیده است.

از پژوهشگران گرامی که برای مجله علمی-پژوهشی پتروولوزی 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 نباشند.
- ۲- از آنجایی که ارسال مقاله به دفتر مجله پتروولوزی بایستی با اطلاع و موافقت همه مؤلفان مقاله باشد، لذا مقالات باید در ۴ نسخه (صفحات یک رو) همراه با نام Copyright که به امضای همه نویسندگان رسانده شده و نیز لوح فشرده مربوطه (حالی فایل word و PDF) به دفتر مجله ارسال گردد. مجله پتروولوزی در تلاش است که در آینده نزدیک، نحوه دریافت و بررسی مقالات را به صورت الکترونیک انجام دهد.
- ۳- پیش از ارسال مقاله، یک شماره رهگیری از دفتر مجله دریافت نمایند و آن را به صورت سر صفحه (Header) در بالا سمت چپ صفحات مقاله درج نمایند.

- نمونه مثالی:**
- ۴- مقالات باید توسط نرم‌افزار Microsoft Office Word در کاغذ A4، به صورت یک رو و یک ستونی، با حاشیه‌های متن ۳ سانتی‌متر از چهار طرف و فاصله خطوط ۱/۵ سانتی‌متر تاپ 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، شیمی‌کانی‌ها، ژئوشیمی، بحث، نتیجه‌گیری، سپاسگزاری، منابع، Author's Name, Title, 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 داشته 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.

پتروولوزی  
شماره استاندارد بین‌المللی ۵۲۱۰-۲۲۲۸  
سال اول - شماره سوم - پاییز ۱۳۸۹  
علمی - پژوهشی

صاحب امتیاز: معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان

مدیر مسئول: دکتر محمود خلیلی دانشگاه اصفهان

سردبیر: دکتر ایرج نوربهبشت 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 درویش‌زاده
دانشگاه شهید بهشتی	دکتر محمد رهگشای
دانشگاه بوعلی سینا	دکتر علی اصغر سیاهی‌گرو
دانشگاه تبریز	دکتر محسن مؤذن
دانشگاه فردوسی مشهد	دکتر سید احمد مظاهری
دانشگاه صنعتی شاهرود	دکتر حسین مهدی‌زاده شهری
دانشگاه اصفهان	دکتر ایرج نوربهبشت

مدیر اجرایی: فریبا هادیان

ویراستار ادبی: ناصر کریم‌پور  
ویراستار انگلیسی: تخصصی: دکتر محمود خلیلی  
مفحه‌آرای تخصصی: ترکس شیردشت‌زاده  
ناشر: انتشارات دانشگاه اصفهان

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

نمونه انگلیسی:

Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1997) Rock-forming minerals, Double chain Silicates. Vol. 2B, 2<sup>nd</sup> edition, Geological Society of London, London.

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

پ) مرجع دهی به بخشی از کتاب

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

پ) مرجع دهی به ترجمه کتاب

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

ت) مرجع دهی به پایان نامه

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

نمونه فارسی:

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

نمونه انگلیسی:

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

ث) مرجع دهی به همایش‌ها

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

نمونه فارسی:

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

نمونه انگلیسی:

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

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

ج) مرجع دهی به نقشه‌ها

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

نمونه:

سهندی، م. رادفر، ج. حسینی‌دوست، س. ج. 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) دپوریت، (b) گرانودیوریت و (c) گرانیت (P.P.L.)-علایم اختصاری نام کانی‌ها از

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

نحوه مرجع دهی در متن مقاله:

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

نمونه مثالی:

ابتدای جمله:

Jackson و همکاران (۲۰۰۵) بررسی کردند ...  
Pattison و Newton (۱۹۸۹) روشی ابداع کردند ...

وسط جمله:

با توجه به 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.*, 1992; Chao *et al.*, 1997).

نحوه مرجع دهی در فهرست انتهایی مقاله:

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

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

الف) مرجع دهی به مقاله

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

نمونه فارسی:

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

نمونه انگلیسی:

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

ب) مرجع دهی به کتاب

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

نمونه فارسی:

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

Kretz (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

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

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

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

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

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

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

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

نحوه ارسال مقاله

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

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

تماس یا ما

شماره تماس: ۰۳۱۱-۷۹۳۴۱۶۴

دورنگار: ۰۳۱۱-۷۹۳۲۱۷۷

پست الکترونیک: petrology@res.ui.ac.ir

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

داوران علمی این شماره (سال اول - شماره سوم - پاییز ۱۳۸۹)

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

دکتر علیجان آفتابی	دانشگاه شهید باهنر
دکتر فریما آینی	دانشگاه پیام نور مرکز چهار محال و بختیاری
دکتر هاشم باقری	دانشگاه اصفهان
دکتر بنول تقی پور	دانشگاه شیراز
دکتر محمود خلیلی	دانشگاه اصفهان
دکتر علیرضا داوودیان دهکردی	دانشگاه شهرکرد
دکتر علی درویش‌زاده	دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان
دکتر محمد رهگشای	دانشگاه شهید بهشتی
دکتر هادی شقایب مقدم	دانشگاه دامغان
دکتر جمشید شهاب پور	دانشگاه شهید باهنر
دکتر زهرا طهماسبی	دانشگاه لرستان
دکتر علی کتعیان	دانشگاه تهران
دکتر محمدعلی مکی‌زاده	دانشگاه اصفهان
دکتر حسن میرنژاد	دانشگاه تهران
دکتر موسی کلیمی نقره‌نیا	دانشگاه اصفهان
دکتر ایرج نورپهشت	دانشگاه اصفهان

فهرست

- ♦ ۱۰-۱ ویژگی‌های ساختی، بافتی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی و الگوی تشکیل کانسار انگوران در مثلث کانسارهای نوع متصاعدی- رسوبی (Sedex)، سولفید توده‌ای (VMS) و دره می‌سی‌سی‌بی (MVT)  
محمد حسن ابراهیمی، علیجان آفتابی و رامین محمدی نیایی
- ♦ ۲۸-۱۱ بررسی ویژگی‌های دگرسانی در محدوده آبتیش- یوزباشی جای و تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر (اصلی و کماب) در محیط دگرسانی  
تاهید اسدی، محمد هاشم امامی و منیره خیرخواه
- ♦ ۴۶-۲۹ پتروژئولوژی بازالت‌های دونین در منطقه پل خاوند (جنوب شرق انارک، شمال شرق اصفهان)  
قدرت ترابی و فاطمه هاشمی
- ♦ ۶۴-۴۷ شواهد ریخت‌شناسی، ساختری، بافتی و کانیایی گدازه‌های بالشی مجموعه گنج، جنوب شرق کرمان  
علیرضا شاکر اردکانی، محسن آروین و رولند اوبرهسل
- ♦ ۸۸-۶۵ بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی مجموعه نفوذی نطنز، شمال اصفهان  
مریم هنرمند، محسن مؤید، احمد جهانگیری، جمشید احمدیان و نوشین بهادران
- ♦ ۱۰۶-۸۹ مطالعه سیالات درگیر و کانی‌شناسی در دگرسانی‌های گرمایی گرانیوتیپ آستانه (زون سنندج-سیرجان)  
رحیمه میکائیلی، موسی کلیمی نقره‌بان، محمدعلی مکی‌زاده، بتول تقی‌پور و زهرا طهماسبی
- ♦ ۱۱۸-۱۰۷ کلیاتی از متابازیت‌های بسیار ضعیف کمال‌آباد واقع در غرب نایین (استان اصفهان)  
مژگان جوانمردی و ایرج نوربخت

کانسارهای سرب و روی مشابه در جهان (جدول ۱)، می‌توان یک الگوی کانی‌زایی را برای کانسار روی و سرب انگوران ارائه داد.

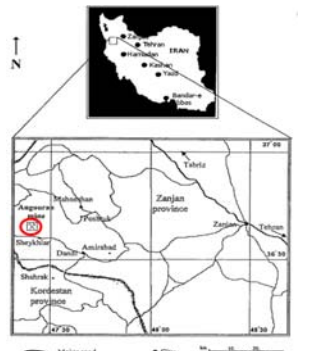
جدول ۱- مقایسه خصوصیات انواع کانسارهای سرب و روی

خصوصیات کانسارها	دره می‌سی‌سی‌بی	سولفید توده‌ای	متصاعدی- رسوبی یا Sedex
سنگ میزبان	کربنات	آشفته	شیلی- کربناتی
سن کانسار	پالئوزوئیک- کربنه	از پرکامبرین تا زمان حال	پروئوزوئیک بالایی
مورفولوژی	استرفایند	استرفایند	استرفایند
ساخت و بافت	پرکننده فضای خالی و رگه‌ای	لایه بندی	لایه بندی
دگرگونی	شواهد نمی‌شود	ضعیف شواهد	ضعیف شواهد
عیار روی (درصد)	۵۵	۱۰-۳۵	۷۵
عیار سرب (درصد)	۵۵	۱۵	۲۵
عیار مس (درصد)	۵-۱۵	۱-۲	>۱۱
مثال	بین پونت	کرووکو	مونت ایسا

**زمین‌شناسی و چینه‌شناسی معدن انگوران**  
کانسار انگوران یکی از مهم‌ترین نهشته‌های روی و سرب سولفیدی- کربناتی است که بیش از ۸۰ درصد ذخیره آن را کانسنگ کربناتی و ۲۰ درصد مابقی را کانسنگ سولفیدی تشکیل می‌دهد (Borg and Daliran, 2005). عیار بخش کربناتی آن به‌طور متوسط ۲۲ درصد روی و ۵ درصد سرب و بخش سولفیدی دارای ۲۷ درصد روی و ۲۴ درصد سرب است.

این کانسار در منطقه تکاب نهشته شده است که خود بخشی از زون دگرگونی سنندج - سیرجان است. روند عمومی کانسارسازی در جهت شمال غرب - جنوب شرق است که از ساختارهای کلی تکنونیک منطقه یعنی گسل‌های معکوس و تراستی به خصوص گسل فینرجه - چهارطاق پیروی می‌کند. جایگاه چینه‌شناسی این کانسار مجموعه‌های دگرگونی

۱۴/۶ میلیون تن این ذخیره کانسنگ غیرسولفیدی با عیار ۲۲ درصد روی و ۴/۶ درصد سرب است و در مجموع حدود ۴/۷ میلیون تن کانسنگ سولفیدی با عیار ۲۷/۷ درصد روی و ۲/۴ درصد سرب و ۱۱۰ گرم در تن نقره را شامل می‌شود (Boni, 2005). فعالیت معدنی در معدن روی و سرب انگوران از سال ۱۳۲۴ با روش استخراج زیرزمینی آغاز و تا پایان سال ۱۳۵۲ همچنان با همین روش ادامه یافت و از سال ۱۳۵۲ تا به امروز این معدن به‌صورت روباز بهره‌برداری شده است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی معدن انگوران

پس از مطالعات دقیق زمین‌شناسی ناحیه‌ای، چینه‌شناسی، زمین‌ساخت، کانی‌شناسی، ساخت و بافت، پتروژئولوژی، ژئوشیمیایی و غیره سنگ همبر و ماده معدنی کانسار روی و سرب انگوران و مقایسه آن با انواع

پتروژئولوژی، سال اول، شماره سوم، پاییز ۱۳۸۹، صفحه ۱-۱۰  
تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۸/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۲/۱۳

**ویژگی‌های ساختی، بافتی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی و الگوی تشکیل کانسار انگوران در مثلث کانسارهای نوع متصاعدی- رسوبی (Sedex)، سولفید توده‌ای (VMS) و دره می‌سی‌سی‌بی (MVT)**

محمد حسن ابراهیمی، علیجان آفتابی<sup>\*</sup> و رامین محمدی نیایی  
گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

**چکیده**

کانسار انگوران در ۱۲۵ کیلومتری غرب زنجان و در زون سنندج- سیرجان واقع شده است. این کانسار در سنگ‌های دگرگونی شیبست و مرمر با سن پروتوزوئیک واقع شده است. ذخیره کانسار حدود ۴/۷ میلیون تن کانسنگ سولفیدی با عیار ۲۷/۷ درصد روی و ۲/۴ درصد سرب و ۱۱۰ گرم در تن نقره و حدود ۱۴/۶ میلیون تن کانسنگ غیرسولفیدی با عیار ۲۲ درصد روی و ۴/۶ درصد سرب برآورد شده است. کانسار انگوران در اثر کانی شدن منطقه و فعالیت سیالات گرمایی در کف حوضه و تشکیل کانی‌های اسفالریت و گالن همزمان با شیل و کربنات در زمان پروتوزوئیک ایجاد شده است. بعد از آن کانسار به‌همراه سنگ همبر در رخساره شیبست دگرگون شده است. کانسار سبورژن انگوران نیز در نتیجه اکسیداسیون کانی‌های سولفیدی در کواترنری (دوره چهارم) ایجاد شده است. شواهد ساختی، بافتی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، مانند بافت لایه‌ای سولفیدها با شیبست و مرمر، کشیدگی لایه‌های سولفیدی (بیریت و اسفالریت)، بالا بودن عیار روی (۲۸ درصد)، کم بودن عیار مس (۱۰-۱۴ درصد) و نبود ساخت و بافت‌های رگه‌ای، پرکننده فضای خالی و غیره نشان می‌دهد که این کانسار به کانسارهای متصاعدی- رسوبی (Sedex)، بیشتر از کانسار سولفید توده‌ای (VMS) و دره می‌سی‌سی‌بی (MVT) شباهت دارد.

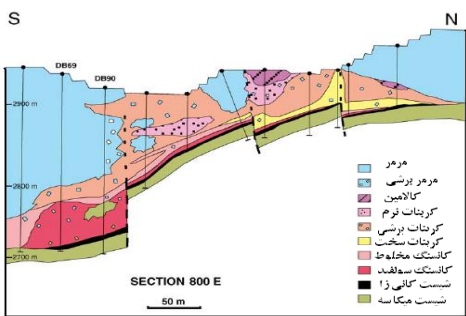
**واژه‌های کلیدی:** انگوران، ژئوشیمی، کانسار، متصاعدی- رسوبی

**مقدمه**

کانسار روی و سرب انگوران در ۱۲۵ کیلومتری غرب زنجان و در زون سنندج- سیرجان و مختصات جغرافیایی ۴۷ درجه ۲۴ دقیقه و ۲۰ ثانیه شرقی و عرض ۳۶ درجه و ۳۷ دقیقه و ۴۷ ثانیه شمالی واقع شده است (شکل ۱). نزدیک‌ترین شهر به معدن، شهر دندی و نزدیک‌ترین آبادی به آن روستای قلعه جوق است و ارتفاع کانسار از سطح دریا حدود ۳۰۰۰ متر است. بهترین راه دسترسی به معدن جاده تهران- زنجان و از زنجان به دندی و سپس به معدن است که تمامی جاده آسفالت است. ذخیره کل کانسار ۱۹۳ میلیون تن مخلوط کانسنگ سولفیدی- غیرسولفیدی روی است که

\* aftabi@mail.uk.ac.ir

پروتروزویک شمال شرقی تکاب است. این کانسار در آخرین افق‌های دگرگونی منطقه و ما بین سنگ‌های فرو دیواره شیستی و سنگ‌های فرا دیواره مرمر تشکیل شده



شکل ۲- مقطع ۸۰۰-E توده معدنی انگوران و سنگ همبر با حالت استراتی‌فرم (Gilg et al., 2003)

کانی‌زایی و رسوبگذاری یا به عبارتی، کانی‌زایی همزاد (سین‌زنتیک) است که بر اثر ورود محلول‌های گرمایی به درون یک حوضه رسوبی-ای به‌وجود آمده اند (شکل‌های ۳ و ۴).

**ویژگی‌های ساختی و بافتی کانسار انگوران**

بررسی ویژگی‌های ساختی و بافتی موجود در سنگ‌های همبر و کانسنگ می‌تواند در شناخت محیط تشکیل و شرایط حاکم به هنگام تشکیل یک کانسار مفید باشد. بررسی دقیق ویژگی‌های ساختی و بافتی و کانی‌شناسی، در تعیین توالی کانی‌شناسی، اکتشاف، نوع کانسارسازی و الگوی کانی‌زایی، فرآیندهای اعمال شده بر روی کانسار در طول زمان (تکوین کانسار) و غیره از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است.

**الف- ساخت لایه‌ای یا نواری: مهمترین ساخت در**

قسمت سولفیدی در کانسار انگوران، ساخت لایه‌ای یا نواری است. این ساخت شامل لایه‌های متناوب سولفید (شیست) است. این ساخت، بیانگر فعالیت متناوب

بر اساس شکل ۷ استفاده از عیار عناصر روی، سرب، مس، آهن و غیره در بخش سولفیدی کانسار روی و سرب انگوران با کانسارهای سرب و روی نوع متصاعدی-رسوبی یا (Sedex)، بیش‌تر از کانسارهای سرب و روی نوع دره می‌سی‌سی‌بی (MVT) و سولفیدی-توده‌ای (Sedex)، همخوانی نشان می‌دهد.

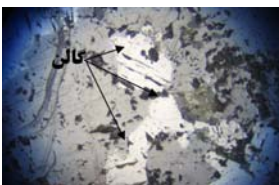
جدول ۱- عیار عناصر از نمونه‌های معدنی انگوران\*

Sample No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
(in %)										
Al	0.36	0.06	0.09	0.06	0.16	0.45	1.52	1.11		
As	0.36	0.06	0.09	0.06	0.16	0.45	1.52	1.11		
Ti	0.02	<0.005	<0.005	<0.005	0.007	0.02	0.06	0.065		
Fe	5.75	1.83	1.95	1.96	2.57	3.59	0.87	0.16		
Mg	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.54	0.37	0.21		
Ca	0.08	0.09	0.4	0.1	0.32	2.42	31.9	33.3		
Na	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.06	0.29		
K	0.12	0.02	0.03	0.02	0.05	0.17	0.45	0.44		
S	0.04	0.06	0.01	0.06	0.01	>10	1.08	0.04		
(in ppm)										
Au	<0.001	0.004								
Pt	0.017	<0.005								
Pd	<0.001	0.001								
Ag	60.8	2.47	1.98	3.17	3.48	>100	1.16	4.19		
Ba	2650	1910	1345	1505	1650	1780	55	54		
Ba	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10		
Be	1.73	1.12	1.05	1.1	1.11	0.11	0.45	0.56		
Bi	0.02	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	0.07	0.05	0.04		
Cd	>1000	>1000	>1000	>1000	>1000	>1000	75.2	48.4		
Ce	4.41	2.53	2.19	2	3.27	1.27	12.95	7.58		
Co	436	418	490	505	416	487	11.6	5.4		
Cr	28	4	4	5	12	66	22	37		
Cs	1.35	0.18	0.28	0.2	0.38	1.21	1.74	3.24		
Cu	198.5	113	107	105.5	130.5	396	14	10		
Ga	66.9	9.93	12.8	10.85	16.2	56	4.31	3.76		
Ge	0.12	0.08	0.09	0.08	0.09	0.58	<0.05	0.22		
Hf	0.4	0.9	1	0.8	2.7	0.5	0.5	4.2		
In	8.46	0.138	0.16	0.28	1.17	5.76	0.07	0.16		
La	3	1.6	1.4	1.3	2.2	0.8	6.7	6.3		
Li	0.6	0.3	0.69	0.3	0.5	3.1	21	4.9		
Mn	664	619	699	724	642	148	199	343		
Mo	10.9	10.65	2.7	8.9	76	72.5	211	2890		
Nb	0.6	0.1	0.2	0.1	0.2	0.6	1.8	2.4		
Ni	147	71.2	74.6	90.3	82.8	100.5	<0.2	<0.2		
Re	90	80	70	60	90	90	50	100		
Pb	4880	3960	1930	2280	2510	>10000	99.5	368		
Rb	3	0.8	0.9	0.6	1.7	5.1	19.4	11.3		
Re	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.007	0.012	0.023	0.413		
Sb	1850	738	779	702	961	2490	23.9	34		
Sc	2.1	1.1	1.1	1	1.6	0.9	4	4.1		
Se	26	29	30	28	29	27	3	3		
Sn	19	0.4	0.4	0.7	2.5	16	0.6	0.7		
Sr	2.6	1.4	2.9	1.1	1.3	13.7	255	34.9		
Ta	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	0.13	0.15		
Te	<0.05	0.06	0.05	<0.05	0.06	<0.05	<0.05	<0.05		
Tb	0.5	0.2	0.3	0.2	0.7	0.5	2.2	2.7		
Ti	0.35	0.09	0.11	0.09	0.11	4.45	0.09	0.15		
U	2.1	0.7	0.7	0.6	1.2	5.5	1.2	1.9		
V	24	7	9	7	9	22	18	20		
W	7	6	3.9	5.2	7.1	1.4	0.8	6.6		
Y	3.5	2.2	2	2.2	2.8	0.5	5.5	4.9		
Zn	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	>10000	7720	4730		
Zr	14	35	43.4	25.6	108.5	18.3	23.4	154.5		

\* با انحراف در شرکت (GEO) ALS Chemex انجام شد.



شکل ۳- شیست‌های کانسار انگوران، چین خوردگی شیست‌ها (سرسیت- کارینوشیست) به همراه ماده معدنی - نوارهای سولفیدی تیره که همراه سنگ همبر چین خورده اند (علوی نایینی و همکاران، ۱۳۶۱).



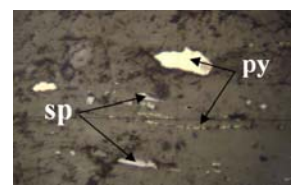
شکل ۶- تبلور مجددگان با زاویه ۱۲۰ درجه که مشخصه دگرگونی ماده معدنی با سنگ همبر است.



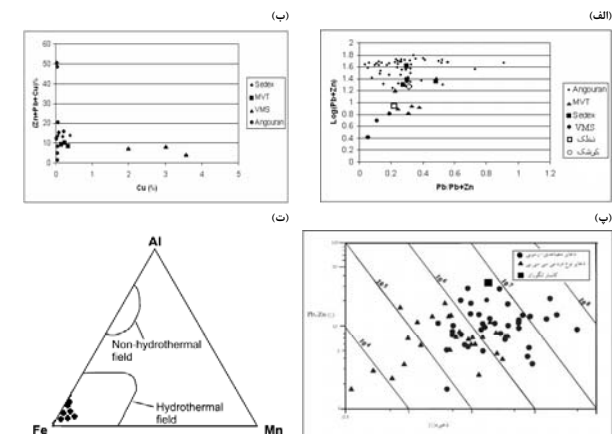
شکل ۴- ساخت لایه‌ای در مقیاس متوسط لایه، لایه‌های متناوب سولفیدی و سنگ همبر شیست (سرسیت- کارینوشیست)، سولفیدهای اولیه پس از تشکیل همزمان با سنگ همبر بر اثر هوزردگی اکسید شده‌اند.

**کاربرد عیار عناصر (ژئوشیمیایی) در تعیین منشأ کانسار**

ویژگی‌های ژئوشیمیایی و رفتار عناصر در ماده معدنی، انعکاس از شرایط تشکیل کانسار است. بنابراین، بررسی ژئوشیمیایی عناصر در ماده معدنی و مقایسه آن با کانسارهای جهانی می‌تواند در تعیین الگوی کانی‌زایی بسیار مهم باشد. همچنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی و رفتار عناصر می‌تواند در پی‌جویی و اکتشاف کانسارهای مشابه با اهمیت باشد (جدول‌های ۱ و ۲).



شکل ۵- لایه‌بندی پیریت و اسفالریت در سرسیت- کارینوشیست و کینیدگی پیریت (py) و اسفالریت (sp) بیانگر دگرگونی ماده معدنی با سنگ همبر است.



شکل ۷- نسبت  $Pb/Pb+Zn$  در مقابل  $Pb/Pb+Zn$  در ذخایر نوع دره می‌سی‌سی‌بی، نوع متصاعدی- رسوبی، نوع متصاعدی- آتشفشانی و داده‌های بخش سولفیدی در کانسار انگوران شامل ۵۲ نمونه و همخوانی کانسار انگوران با کانسارهای سرب و روی متصاعدی- رسوبی (Goodfellow et al., 1993)، نسبت Cu در مقابل  $Pb+Zn+Cu$  در ذخایر نوع دره می‌سی‌سی‌بی، نوع متصاعدی- رسوبی، نوع متصاعدی- آتشفشانی و داده‌های سولفیدی کانسار انگوران که متضاد با کانسار سولفیدی-توده‌ای است (Goodfellow et al., 1993) (ب) ذخیره و عیار ذخایر سرب و روی نوع دره می‌سی‌سی‌بی، ذخایر متصاعدی- رسوبی و میانگین ۳۰ نمونه از بخش سولفیدی کانسار انگوران و همخوانی بیشتر کانسار روی و سرب انگوران با کانسارهای سرب و روی متصاعدی- رسوبی (Sagster, 1990; Borg and Daliran, 2005)، (ت) نمودار ستایی Al-Fe-Mn شامل جدایش محدوده کانسارهای گرمایی و غیرگرمایی و فرار گرفتن نمونه‌های بخش سولفیدی کانسار روی و سرب انگوران در محدوده کانسارهای گرمایی همانند کانسارهای متصاعدی- رسوبی (افقیاس از (Bostrom, 1973).

**مقدار عنصر مس در بخش سولفیدی کانسار انگوران و مقایسه آن با انواع کانسارهای سرب و روی در جهان**  
میانگین مس در کانسار انگوران حدود ۰/۱۴ درصد است که مقدار آن در بخش سولفیدی ۰/۱۹ درصد و در بخش کریناتی ۰/۱۳ درصد

## الگوی کانی‌زایی در کانسار انگوران

۱- ریفتی شدن منطقه مورد مطالعه در زمان اینفراکامبرین باعث نفوذ آب دریا از طریق شکستگی‌های عمیق و گسل‌های کششی به کف حوضه (پوسته قیاق و پرکامبرین) می‌شود. آب دریا ضمن نفوذ به عمق، بر اثر گرادیان زمین گرمایی که در مناطق ریفتی نسبتاً بالا است، گرم شده، مستعد جهت شستشوی عناصر کانی‌زا است.

۲- واحد پوسته‌ای در زمان اینفراکامبرین توالی‌های دگرگونی بوده که مقادیر بیشتری روی را دارا است و واحدهای رسوبی در آن زمان شیل (شیست) بوده‌اند.

۳- بر حسب عمق نفوذ آب دریا، آب دریا ابتدا عناصر آهن، منگنز، سرب و روی را به‌صورت کمپلکس‌های کلریدی و عنصر سیلیس را به‌صورت  $(\text{H}_2\text{SiO}_4)$  از سنگ‌های پوسته‌ای آزاد می‌کند.

۴- با بالا رفتن غلظت عناصر و دمای محلول‌های فوق، فشار محلول‌ها بالا رفته و بر اثر جریان‌های همرفتی و در امتداد گسل‌های کششی، ابتدا محلول گرمایی شماره ۱ (حلاوی آهن) و سپس محلول گرمایی شماره ۲ (حلاوی سرب و روی) به سمت بالا حرکت می‌کنند.

۵- ضمن حرکت محلول‌ها به سمت بالا، این محلول‌ها مجدداً بر روی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین تاثیر گذاشته که تاثیر محلول گرمایی شماره ۱ به دلیل دمای پایین تر کمتر است. اما محلول‌های گرمایی شماره ۲ (حلاوی سرب و روی) به دلیل دمای بالاتر بیشتر بوده، عنصر روی را به دلیل انحلال بالای آن به‌شدت از شیست پرکامبرین می‌شویند. این محلول گرمایی از روی به‌شدت غنی می‌شود.

۶- ضمن صعود محلول‌های گرمایی به درون حوضه رسوبی ابتدا محلول گرمایی شماره ۱ (غنی از آهن) وارد حوضه رسوبی می‌شوند. حوضه رسوبی (شیلی- کربناتی)، به دلیل شرایط احيائي و حضور باکتری‌های احياء کننده که با ورود محلول‌های گرمایی شماره ۱ (حلاوی کلریدهای آهن) و تماس این محلول‌ها با  $\text{H}_2\text{S}$  و  $\text{HS}^-$  سولفید آهن به‌صورت مکیانویت تشکیل می‌شود که بعداً به پیریت تبدیل می‌شود.

۷- پس از آن محلول‌های شماره ۲ (حلاوی کلریدهای سرب و روی) وارد حوضه رسوبی شده، بر اثر تماس با  $\text{H}_2\text{S}$  و  $\text{HS}^-$  سولفیدهای سرب و روی (گالن و اسفالریت)، تشکیل می‌شود.

۸- تشکیل کانی‌های پیریت، گالن و اسفالریت در حوضه رسوبی همزمان با تشکیل سنگ همبر بوده که بیانگر همزاد بودن کانسار انگوران است.

۹- تشکیل کانی‌های پیریت، گالن و اسفالریت به‌صورت لایه‌بندی با سنگ میزبان است، که تکرار لایه بندی با رسوبات در شکل‌های ۳، ۴ و ۵ نشان داده شده است.

۱۰- پس از تشکیل ماده معدنی به‌صورت سین زئیتیک، ماده معدنی به‌همراه سنگ همبر چین خورده، دگرگون می‌شود. این دگرگونی در زمان پس از پرکامبرین پسین- کامبرین زیرین صورت گرفته است (شکل ۶).

۱۱- پس از تشکیل ماده معدنی و با گذشت زمان، بر اثر چین خوردگی و دگرگونی و بالای آمدگی منطقه و نفوذ آبهای سطحی، باعث هوازی ماده معدنی و اکسیداسیون پیریت موجود در ماده معدنی شده که این امر باعث تشکیل محلول‌های اسیدی می‌شود که ضمن انحلال روی، موجب

Samples No.	عبار عناصر از نمونه‌های معدن انگوران**				
	Pb %	Zn %	Cu %	Cd %	Ag %
1	0.024	0.52	<0.001	0.001	1.11
2	0.014	0.093	<0.001	0.001	0.21
3	0.007	0.095	<0.001	0.001	0.29
4	0.007	0.057	<0.001	0.001	0.25
5	0.006	0.066	<0.001	0.001	0.57
6	0.008	0.046	<0.001	0.001	0.52
7	0.007	0.084	<0.001	0.001	1.15
8	0.007	0.065	<0.001	0.001	3.06
9	0.009	0.087	<0.001	0.001	0.27
10	0.017	0.17	<0.001	0.003	0.11
11	0.06	1.1	0.004	0.013	0.6
12	2.39	48.6	0.03	0.6	0.57
13	0.17	53.2	0.036	0.6	3.53
14	0.02	0.3	0.003	0.005	0.90
15	0.017	0.14	0.002	0.002	2.96
16	0.025	0.32	0.015	0.003	5.33
17	0.019	0.36	0.003	0.004	2.47
18	0.087	18.8	0.009	0.131	2.1
19	0.1	0.76	0.003	0.008	3.2
20	0.64	4.34	0.004	0.04	9.6
21	4.95	40	0.013	0.33	6.3
22	0.38	42	0.021	0.156	8.9
23	0.25	49	0.016	0.267	2.7
24	0.42	8.2	0.011	0.06	3.9
25	0.23	51.6	0.014	0.08	2.6
26	0.22	44.7	0.015	0.07	6.3
27	0.43	51.9	0.015	0.234	2
28	0.59	50	0.017	0.26	2.8
29	0.35	48	0.019	0.34	4.8
30	0.24	52.3	0.013	0.262	1.96

\*\*آبازرها در شرکت معدنکاران انگوران انجام شده‌اند.

جدول ۳- فراوانی مس در بعضی از کانسارهای سرب و روی نشان می‌دهد.

کانسار	Cu%	کانسار	Cu%
مونت آسا	۰/۶	کوکو	۱/۳
برونج هیل	۰/۳	فیرس	۰/۵-۰
کد کرک	۲/۶۶	بنی	۱/۵-۲/۸
سوسولفیدهای آرکن	۱/۵		
انگوران	۰/۱۴		

## مطالعات و پیشنهادهای قبلی در مورد الگوی

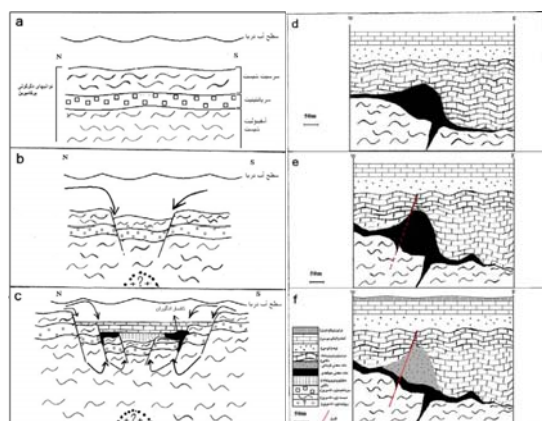
## کانی‌زایی کانسار انگوران

در جدول ۴ الگوهای پیشنهادی کانسارسازی روی و سرب انگوران آورده شده است:

## جدول ۴- مطالعات و الگوی پیشنهادی قبلی در مورد کانسار روی و سرب انگوران.

مطالعات قبلی	نظریه (الگوی احتمالی)	نکات تفاوت	شواهد ذکر شده
مطالعات قبلی (۱۳۸۱)	نوع می‌سی‌سی	هیچ ساخت و بافت پرس نشده فضای خسانی، گسلی و غیره در ارتباط با ماده معدنی و سنگ همبر مشاهده نمی‌شود.	
گرمبر- سوسولفید (۱۳۸۱)	همزاد با سرب سولفید رسوب‌گذاری	همزاد با سرب سولفید رسوب‌گذاری	
گرمبر- سوسولفید (۱۳۷۱)	همزاد با سرب سولفید رسوب‌گذاری	همزاد با سرب سولفید رسوب‌گذاری	
Maanijou (2002)	همزاد با سرب سولفید رسوب‌گذاری	همزاد با سرب سولفید رسوب‌گذاری	
Gilg et al. (2003)	نوع می‌سی‌سی	هیچ ساخت و بافت پرس نشده فضای خسانی، گسلی و غیره در ارتباط با ماده معدنی و سنگ همبر مشاهده نمی‌شود.	
Hitzman et al. (2003)	در ارتباط با سرب سولفید رسوب‌گذاری	در ارتباط با سرب سولفید رسوب‌گذاری	
Borg and Daliran (2004 & 2005)	همزاد با سرب سولفید رسوب‌گذاری	همزاد با سرب سولفید رسوب‌گذاری	
Amek et al. (2005)	مناصعی- رسوبی	همزاد با سرب سولفید رسوب‌گذاری	
Boni (2003)	نوع می‌سی‌سی	هیچ ساخت و بافت پرس نشده فضای خسانی، گسلی و غیره در ارتباط با ماده معدنی و سنگ همبر مشاهده نمی‌شود.	
Boni (2005 & 2007)	الگوی مشخص (۳)	همزاد با سرب سولفید رسوب‌گذاری	

۱۲- به‌طور کلی، انحلال روی و تشکیل آمسیت سونیت در طول این فرایند باعث تشکیل کانسار سوپوزن انگوران (شکل ۷) در زمان کواترنر شده است.



شکل ۸- الگوی احتمالی تشکیل کانسار روی و سرب انگوران به‌ترتیب مراحل مختلف با مقیاس تقریبی. (a) توالی‌های دگرگونی، (b) ریفتی شدن منطقه و نفوذ آب دریا به عمق، (c) شستن عناصر و حرکت محلول‌ها به سمت بالا و تشکیل همزمان ماده معدنی با سنگ همبر، (d) چین‌خوردگی منطقه، (e) گسل‌خوردگی منطقه و نفوذ آب‌های سطحی، (f) تشکیل کانسار روی غیر سولفیدی (سوپوزن).

## نتیجه‌گیری

عناصر مذکور به درون حوضه رسوبی احيائي به‌وجود آمده است. سنگ میزبان در کانسار انگوران، مرمر و شیست‌های سازند کهر، با سن پروتوزئوئیک هستند که لایه‌بندی بین ماده معدنی و سنگ همبر به خوبی مشخص است که بیانگر تشکیل همزمان ماده معدنی و سنگ همبر است. پس از تشکیل ماده معدنی به‌صورت سین زئیتیک، ماده معدنی به‌همراه سنگ همبر چین

حرکت آن به سمت پایین می‌شوند. با برخورد این محلول‌های اسیدی به سنگ‌های کربناتی و خنثی شدن این محلول‌ها، روی به‌صورت کربنات روی (امسیت سونیت) تشکیل می‌شود.

این کانسار به کانسارهای مناصعی- رسوبی (Sedex)، بیشتر از کانسار سولفید توده‌ای (VMS) و دره می‌سی‌سی (MVT) شباهت دارد. حضور پیریت کافی در ماده معدنی شرایط لازم جهت تشکیل کانسار سوپوزن انگوران را فراهم می‌آورد. کانسار انگوران یک کانسار روی غیر سولفیدی، سوپوزن است.

خورده و دگرگون می‌شود. شواهد ساختی، بافتی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، مثل: بافت لایه‌ای سولفیدها با شیست و مرمر، کشیدگی لایه‌های سولفیدی (پیریت و اسفالریت)، بالا بودن عیار روی (۲۸ درصد)، کم بودن عیار مس (۰/۱۴ درصد) و نبود ساخت و بافت‌های رگه‌ای، برکننده فضای خالی و غیره نشان می‌دهد که

## منابع

- علوی‌نایینی، م.، پلیسه، ج.، حاجیان، ج.، عمیدی، م.، بلورچی، ح.، طاوسیان، ح.، آقائاتی، ع. (۱۳۶۱) تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه تکاب. گزارش شماره ۵۰، وزارت صنایع و معادن کشور.
- غضنفری، ف. (۱۳۷۱) پتروژن سنگ‌های دگرگونی در شمال شرقی تکاب و با نگرشی ویژه به کانی‌سازی روی و سرب در معدن انگوران. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ایران.
- کریم‌پور، م. ح. (۱۳۸۱) زمین‌شناسی اقتصادی کاربرد. انتشارات نشر مشهد.
- یعقوب‌پور، ع. (۱۳۸۱) زمین‌شناسی اقتصادی. انتشارات دانشگاه تربیت معلم.
- Annels, A. E., O'Donovan, G. and Bowles, M. (2003) New ideas concerning the genesis of the Angouran Zn-Pb deposit, NW Iran. 26<sup>th</sup> Mineral Deposits Studies Group, Abstracts, University of Leicester (UK).
- Boni, M. (2003) Non-sulfide zinc deposits: a new-(old) type of economic mineralization. *SGA News Nr.* 15, 1:6-11.
- Boni, M. (2005) Marble-hosted sulphide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposits, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineralium Deposita* 1: 1-16.
- Boni, M., Gilg, A., Moore, F., Schneider, J. and Allen, C. R. (2007) Hypogene Zn carbonate ores in the Angouran deposits, NW Iran. *Mineralium Deposita* 1: 22.
- Borg, G. and Daliran, F. (2004) Hypogene and supergene formation of sulphides and non-sulphides at the Angouran high-grade zinc deposit, NW-Iran. Abstract volume of geoscience Africa 2004, University of the Witwatersrand, Johannesburg.
- Borg, G. and Daliran, F. (2005) Genetic aspects of the Angouran non sulphide zinc ore deposit, NW-Iran as an exploration guide for non sulphide zinc ores, Mining and Sustainable Development. 20<sup>th</sup> World mining congress, Tehran, Iran.
- Bostrom, K. (1973) Submarine volcanism as a source for iron. *Earth Planetary Science Letters* 9: 348-354.
- Gilg, H.A., Allen, C., Boni, M. and Moore, F. (2003) The 3-stage evolution of the Angouran Zn "oxide"-sulphide deposit, Iran. In: Eliopoulos et al. (Eds.): *Mineral exploration and sustainable development*. Millpress, Rotterdam 77-80.
- Goodfellow, W.D., Lyden, J. W. and Turner, R.J.W. (1993) Geology and genesis of stratiform sediment-hosted (sedex) zinc-lead-silver sulphide deposits. *Geological Association of Canada, Special Paper* 40: 201-251.
- Hitzman, M. W., Sagster, D., Allen, C. R., 2003, Classification, genesis, and exploration guides for non-sulphide zinc deposits. *Economic Geology* 98: 685-714.
- Maanijou, M. (2002) Proterozoic metallogeny of Iran. *Metallogeny of Precambrian Shields. International Symposium on the metallogeny of Precambrian shields*, Kiev, Ukraine.

پتروژئولوژی، سال اول، شماره سوم، پاییز ۱۳۸۹، صفحه ۱۱- ۲۸  
 تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۹/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۱۰/۲۵

## بررسی ویژگی‌های دگرسانی در محدوده آبترش- یوزباشی چای و تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر (اصلی و کمیاب) در محیط دگرسانی

ناهد اسدی<sup>۱</sup>، محمد هاشم امامی<sup>۲\*</sup> و منیره خیرخواه<sup>۱</sup>

<sup>۱</sup> پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران  
<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد اسلامشهر، اسلامشهر، ایران

### چکیده

پهنه دگرسانی آبترش- یوزباشی چای واقع در زون طارم نمونه بارزی از دگرسانی نوع هیدروترمال است که در توفها و گدازه‌های تراکی آندزیتی ائوسن به‌وجود آمده است. بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و تصاویر ماهواره‌ای مؤید وجود بخش‌های آرزلی، آرزلی پیشرفته، آئونیتی و سیلیسی در نواحی دگرسان شده است که این بخش‌ها از پایین به بالا زون بندی منظمی را ایجاد کرده‌اند. این زون بندی و همچنین شواهدی چون تبعیت دگرسانی از سیستم درز و شکست و به جا ماندن بخش‌هایی از سنگ میزبان سالم در بدنه زون‌های دگرسانی، هیدروترمال بودن دگرسانی را تأیید می‌کنند. با توجه به حضور گسترده کانی‌هایی چون کائولینیت، آئونیت، زاروسیت و سیلیس در مجموعه کانی‌شناسی زون‌های دگرسانی و نیز با توجه به روند تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر (اصلی و کمیاب) طی مراحل مختلف دگرسانی به‌نظر می‌رسد این محدوده تحت تأثیر دگرسانی تیپ اسید- سولفات (High Sulfidation) قرار گرفته است. در منطقه مورد مطالعه، با بررسی نمودارها و واکنش‌های دگرسانی تبعیت تهی‌شدگی یا غنی‌شدگی یک عنصر طی مراحل دگرسانی از ماهیت ژئوشیمیایی آن عنصر، میزان فرولانی آن در سنگ مادر، نوع کانی‌های دگرسانی ایجاد شده در هر مرحله و ساختار آن‌ها و ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی محلول دگرسانی تأیید می‌شود.

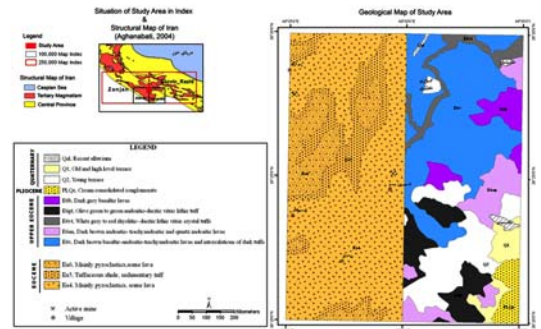
**واژه‌های کلیدی:** آبترش، آئونیت، دگرسانی اسید- سولفات، کائولینیت، هیدروترمال، یوزباشی چای

(برگه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ تا کتاستان و ایپر (در دست تهیه) را شامل می‌شود. در تقسیم‌بندی ساختاری آفتابانی (۱۳۸۲) این محدوده متعلق به پهنه مرکزی بخش گندوانایی (تجمعات ماگمایی ترشیری) است (شکل ۱). مهمترین راه دسترسی به منطقه جاده اسفاله قزوین- رشت است (شکل ۲).

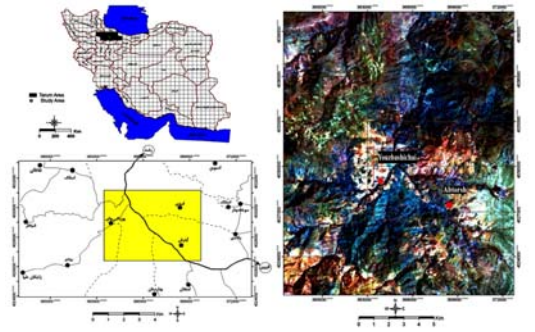
hashememami@yahoo.com

### مقدمه

محدوده مورد مطالعه واقع در زون دگرسانی طارم در محدوده جغرافیایی "۳۰° ۲۲' ۳۶" تا "۲۵° ۲۵' ۳۶" عرض شمالی و "۳۰° ۲۸' ۴۹" تا "۴۵° ۳۲' ۴۵" طول شرقی قرار گرفته است. این منطقه بخشی از چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ قزوین- رشت و زنجان



شکل ۱- موقعیت محدوده مورد مطالعه و نقشه زمین‌شناسی منطقه



شکل ۲- موقعیت منطقه در محدوده طارم، راه‌های دسترسی و موقعیت مقاطع دگرسانی انتخاب شده بر روی تصویر ماهواره‌ای ETM

آذرآواری ائوسن است. ویژگی بارز این منطقه حضور پهنه‌های گسترده دگرسانی است. این پهنه‌های دگرسانی را در مناطق آبترش، اسدی و یوزباشی چای می‌توان مشاهده نمود. زون‌های دگرسانی به‌طور کلی از

بیسرون (۱۳۸۱) و آسیابانها (۱۳۸۰) در رساله دکتری و احمدیان (۱۳۷۰) در رساله کارشناسی ارشد خود مطالعات جامعی در این منطقه داشته‌اند. واحدهای سنگی سازنده منطقه شامل گدازه‌ها و واحدهای

آواری بسیار جالب با ساخت منشوری را ساخته‌اند. سستبرای این واحد حدود ۷۰۰ متر است و بافت پورفیری، یورفیری آمیکدوبیدال و اینترگرانولار دارد. اطراف روستاهای اسفان، اسدی و چنارستان در امتداد جاده قزوین- رشت واحدهای آذرآواری شامل توف شیشه‌ای لیتیک‌دار تا بلورین داسیتی- آندزیتی به رنگ سبز تا سبز زیتونی با میان لایه‌هایی از گدازه‌های تراکی آندزیتی رخنمون یافته است. سستبرای این واحد بین ۱۰۰ تا ۴۰۰ متر متغیر است. این واحد توسط واحد آندزیتی پوشیده می‌شود.

### روش انجام پژوهش

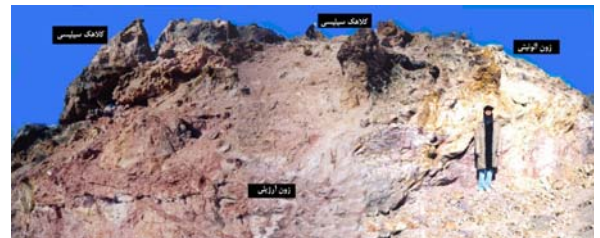
با توجه به مشاهدات صحرایی در زون‌های دگرسانی منطقه بخش‌های آرزلی، آئونیتی- زاروسیتی و کلاهک سیلیسی دیده می‌شود. گاهی دگرسانی پروپیلیتی نیز همراه این بخش‌ها وجود دارد. به منظور مطالعه زون‌های دگرسانی عملیات نمونه‌برداری در دو مقطع جداگانه و به دو روش انجام شده است. مقطع اول در زون دگرسانی آبترش (در ابتدای جاده کوهین- لوشان) انتخاب شده است. در این مقطع که توالی منظمی از بخش‌های دگرسانی را نشان می‌دهد از سنگ میزبان سالم، بخش‌های با دگرسانی حواسط و بخش‌های آرزلی، آئونیتی- زاروسیتی و سیلیسی به‌طور سیستماتیک نمونه‌برداری شده است. مقطع دوم دگرسانی در زون یوزباشی چای انتخاب شده است. در این مقطع در اغلب موارد عملکرد گسل‌ها و فعالیت‌های تکتونیکی توالی بخش‌های دگرسانی را به هم ریخته است و بخش‌های مختلف دگرسانی به‌صورت نامنظم و در هم ریخته هستند. نمونه‌های مورد مطالعه در این مقطع شامل نمونه سنگ میزبان سالم و نمونه زون دگرسان بوده است. نمونه‌برداری در این بخش به روش

بخش‌های سیلیسی، آئونیتی و آرزلی تشکیل یافته‌اند. با توجه به بررسی‌های انجام شده در مورد زون‌های دگرسانی منطقه می‌توان چنین گفت: سنگ میزبان دگرسانی علاوه بر توف‌های ائوسن، واحدهای آتشفشانی با ترکیب آندزیتی- تراکی آندزیتی و سن لوسن میانی تا بالایی هستند که تشکیل آن‌ها مربوط به پس از رسوب‌گذاری توف‌های زیردریایی ائوسن بوده است و به‌نظر می‌رسد پس از پسروی دریای ائوسن در محیط خشکی- نیمه خشکی تشکیل شده باشند. همچنین توده نفوذی زاچکان پایین با ترکیب گرانودیوریت در نزدیکی زون‌های دگرسانی منطقه و در جنوب غرب محدوده مورد مطالعه بروز دارد. از پایین به بالا زون بندی منظمی شامل بخش‌های آرزلی، آرزلی پیشرفته، آئونیتی و سیلیسی در نواحی دگرسان شده دیده می‌شود. در بدنه این واحدهای دگرسانی لکه‌هایی از سنگ مادر با ترکیب آندزیتی- تراکی آندزیتی به طور پراکنده به جا مانده است. مجموعه کانی‌شناسی این زون‌های دگرسانی فاقد کانی‌های دیاسپور و بوهمیت (شاخص خاستگاه رسوبی برای دگرسانی) است. و روند دگرسانی‌ها از سیستم درز و شکستگی و گسله‌های منطقه پیروی می‌کند. با توجه به این ویژگی‌ها گرمایی بودن دگرسانی را در این مناطق می‌توان نتیجه‌گیری کرد (اسدی، ۱۳۸۵).

### زمین‌شناسی عمومی

واحدهای سنگی بروزند یافته در محدوده مورد مطالعه شامل گدازه‌ها و واحدهای آذرآواری ائوسن است. گسترده‌ترین واحد سنگی مربوط به گدازه‌های الیوسین‌بازالتی، تراکی‌بازالتی، آندزیت‌بازالتی، تراکی آندزیتی و آندزیت کوآرتزدار تا میان لایه‌های توف به رنگ تیره و تیره متمایل به قهوه‌ای است که در امتداد جاده کوهین- لوشان تجمع‌های گدازه‌ای، آذر

نمونه‌های پودر) در سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور آنالیز شده‌اند. همچنین به منظور تشخیص و رده‌بندی دگرسانی‌ها از تصاویر ماهواره‌ای ETM و Aster استفاده شده است. در شکل ۳ موقعیت محدوده مورد مطالعه در منطقه طارم، راه‌های دسترسی و موقعیت مقاطع دگرسانی انتخاب شده بر روی تصویر ماهواره‌ای ETM مشخص شده است.



شکل ۳- نمونه‌ای از توالی واحدهای دگرسانی در مقطع یوزباشی چای

### رده‌بندی

#### ۱- رده‌بندی شیمیایی

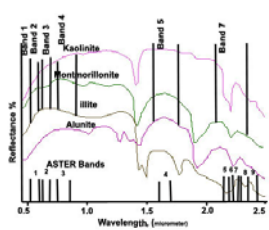
نشان می‌دهد که موقعیت نمونه‌های دگرسان و سنگ میزبان سالم در آن نشان داده شده است (شایان ذکر است که منظور از سنگ میزبان سالم در این نوشتار نمونه سنگ با حداقل دگرسانی است).

جدول ۱ نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی در دو مقطع دگرسانی مورد مطالعه را نشان می‌دهد که به روش XRD انجام شده است. با توجه به جدول ۱ در زون دگرسانی آبترش مجموعه‌های ۴ و ۵ معرف دگرسانی آرزلی متوسط، مجموعه ۳ معرف دگرسانی آرزلی پیشرفته، مجموعه ۲ دگرسانی آئونیتی و مجموعه ۱ معرف دگرسانی سیلیسی است. مجموعه کانی‌شناسی مشاهده شده در زون دگرسانی یوزباشی چای معرف دگرسانی آرزلی پیشرفته است. شکل ۴ نمودار AKF (Burnham, 1962) را برای سنگ‌های رخنسار آرزلی

جدول ۱- نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی (XRD) در مقاطع دگرسانی آبترش و یوزباشی چای

ردیف	نتایج بررسی‌های کانی‌شناسی
۱	توفاژ
۲	کوارتز + آئونیت + همایت + کائولینیت
۳	کوارتز + همایت
۴	موندورونیت + فلدسپار + کوارتز + کائولینیت + گوئیت + زسپس
۵	موندورونیت + کوارتز + زاروسیت + اناژ
۶	کوارتز + آئونیت + کائولینیت + پروپلیت + الیت + کربت

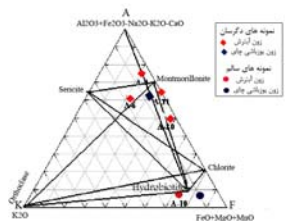
Aster با پردازش مناسب می‌توان تا حد زیادی این کانی‌ها را شناسایی کرد. مهم‌ترین کانی‌هایی که در این تصاویر قابل شناسایی هستند، دارای OH در ساختمان خود هستند و عبارتند از: کائولینیت، دیکیت، پیروفیلیت، سریسیت، کلریت، اپیدوت، آلونیت، بیوتیت، ایلیت، زاروسیت و نیز اکسیدهای آهن. شکل 5 ویژگی جذب و انعکاس برخی کانی‌های مهم در تصویر Aster را نشان می‌دهد.



شکل 5- ویژگی‌های جذب و انعکاس کانی‌های رسی در تصویر Aster

برای این‌که بتوانیم پدیده‌های را بهتر مشاهده کنیم، باندی را که پدیده مورد نظر در آن بیشترین انعکاس را دارد، به رنگ قرمز اختصاص می‌دهیم. علت این امر، این است که چشم انسان قادر به تفکیک طیف‌های زیادتری از رنگ قرمز نسبت به رنگ‌های دیگر است. برای ایجاد تصویر رنگی باندهایی از تصویر انتخاب می‌شوند که کم‌ترین همبستگی را داشته باشند. ترکیب رنگی ۴،۵:۶:۷ = RGB با کنتراست خطی، ترکیب استاندارد است که برای تشخیص دگرسانی ایلیت-سریسیت از دگرسانی آرزلی (کائولینیت و آلونیت) مناسب است. در این تصویر باند ۴ تصویر Aster که در آن کانی‌های رسی

کانی‌های متداول رخساره آرزلی، علاوه بر کانی‌هایی که در نمودار نشان داده شده، شامل کوارتز و آبیت نیز هست. با توجه به این شکل در زون دگرسانی آیترش و همچنین زون بوزباشی‌جای، سنگ میزبان در محدوده سنگ‌های با کم‌ترین دگرسانی تا دگرسانی مونت‌موریونیتی قرار گرفته است و سنگ‌های دگرسان در محدوده دگرسانی نوع کائولینیتی هستند.



شکل 4- نمودار AFK (Burnham, 1962) برای سنگ‌های رخساره آرزلی و موقعیت نمونه‌های دگرسان و سالم در این نمودار

۲- رده‌بندی بر اساس تصاویر ماهواره‌ای

با توجه به اینکه میزان انرژی جذب شده یا منعکس شده در پدیده‌های مختلف برای یک طول موج و متقابلاً برای یک پدیده در طول موج‌های گوناگون متفاوت است، با پردازش داده‌های ماهواره‌ای امکان شناسایی و بررسی حضور و یا عدم حضور کانی‌های شاخص برخی از دگرسانی‌ها میسر می‌شود. ماهواره لندست (سنجنده TM و ETM+) در محدوده طول موج ۲/۱ تا ۲/۴۵ دارای یک باند است، اما سنجنده Aster در این محدوده دارای پنج باند است. از آن‌جایی که تعداد قابل توجهی از کانی‌ها در این محدوده دارای طیف جذبی و انعکاسی خاص خود هستند، لذا با استفاده از اطلاعات سنجنده

جدول ۲- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی انجام شده بر روی نمونه‌های مربوط به زون‌های دگرسانی منطقه به روش XRF-S4 (مقادیر بر حسب درصد است)

نوع نمونه	شماره نمونه	SO <sub>3</sub>	ZrO <sub>2</sub>	SrO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
مقطع آیترش	10	0.26	0.02	0.13	0.96	0.13	0.26	0.02	10	0.26	0.02	0.13	0.96
آرزلی پیشرفته	20	0.84	1.65	<1	0.84	1.65	<1	0.84	1.65	<1	0.84	1.65	<1
آرزلی متوسط	4	1.1	1.1	<1	1.1	1.1	<1	1.1	1.1	<1	1.1	1.1	<1
زون دگرسانی حدواسط	14	0.855	0.326		0.855	0.326		0.855	0.326		0.855	0.326	
نمونه سالم (تراکی اندزیت)	19	2.67	2.91	4.05	15.93	58.44	0.2	58.44	15.93	4.05	2.91	2.67	4.05
نمونه دگرسان	1	3.37	2.42	3.59	17.01	57.02	0.23	57.02	17.01	3.59	2.42	3.37	3.59
نمونه سالم (تراکی اندزیت)	3	1.22	1.66	0.11	16.72	42.99	0.28	42.99	16.72	0.11	1.66	1.22	0.11

جدول ۳- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی انجام شده بر روی نمونه‌های مربوط به زون‌های دگرسانی منطقه به روش ICP-MS (مقادیر بر حسب ppm است)

نوع نمونه	شماره نمونه	Nb	Yb	Y	V	Sc	Pb	As	Zn	Cu	Ni	Co	Cr	B	Be
مقطع آیترش	20	<20	42	26	<10	<5	333	133	<2	11	<20	55	51	19	<5
آرزلی پیشرفته	11	<20	91	48	26	8	313	<10	<2	4	<20	134	46	79	27
آرزلی متوسط	4	<20	124	44	70	39	322	23	<2	14	<20	232	107	36	29
زون دگرسانی حدواسط	13	<20	215	66	48	34	320	69	<2	12	<20	215	66	48	34
نمونه سالم (تراکی اندزیت)	19	2.5	35	25.8			94	76	48	25.3	83				
نمونه دگرسان	1	9.5	19	9.6	133	7	16.8	2.4	73.6	53.8	8	13.6	28.7		1.7
نمونه سالم (تراکی اندزیت)	3	7.5	<1	9	197	0.5	13.3	10.6	13.6	25.7	1.7	5.3	37.5		0.9

جدول ۴- نتایج آنالیز ژئوشیمیایی انجام شده بر روی نمونه‌های مربوط به زون‌های دگرسانی منطقه به روش ICP-MS (مقادیر بر حسب ppm است)

نوع نمونه	شماره نمونه	Mn	Li	La	Ge	Ga	Eu	W	Sb	Sn	Cd	Ag	Mo	Sr	Se
مقطع آیترش	20	<20	42	26	<10	<5	333	133	<2	11	<20	55	51	19	<5
آرزلی پیشرفته	11	<20	91	48	26	8	313	<10	<2	4	<20	134	46	79	27
آرزلی متوسط	4	<20	124	44	70	39	322	23	<2	14	<20	232	107	36	29
زون دگرسانی حدواسط	13	<20	215	66	48	34	320	69	<2	12	<20	215	66	48	34
نمونه سالم (تراکی اندزیت)	19	2.5	35	25.8			94	76	48	25.3	83				
نمونه دگرسان	1	9.5	19	9.6	133	7	16.8	2.4	73.6	53.8	8	13.6	28.7		1.7
نمونه سالم (تراکی اندزیت)	3	7.5	<1	9	197	0.5	13.3	10.6	13.6	25.7	1.7	5.3	37.5		0.9

دگرسانی‌های آرزلی متوسط و پیشرفته تهیه شدگی Zn دیده می‌شود. عنصر Co در مراحل دگرسانی حدواسط غنی‌شدگی نسبت به میزان دارد، اما در مراحل پیشرفته دگرسانی تهیه شدگی

در شکل ۷ در همهٔ مراحل دگرسانی غنی‌شدگی عنصر Cr مشاهده می‌شود. Cu و Ni در بیشتر نمونه‌ها تهیه شدگی دارند. در دگرسانی‌های حدواسط غنی‌شدگی عنصر Zn در

ژئوشیمی

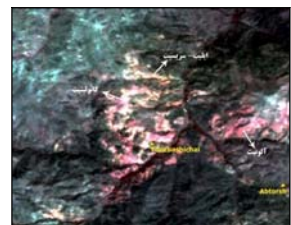
در این بخش نمونه‌های مربوط به سنگ دگرسان را نسبت به سنگ مادر غیردگرسان از لحاظ ترکیب عناصر اصلی و کمیاب نرمالیز کرده و بدین منظور از نمودارهای تهیه شدگی و غنی‌شدگی استفاده نموده‌ایم. هدف از این مقایسه اولاً بررسی نحوه رفتار عناصر طی مراحل دگرسانی و ثانیاً پیش بینی ترکیب سیال و ویژگی‌های فیزیکی‌وشیمیایی آن بوده است. جدول‌های ۲ و ۳ مربوط به ترکیب عناصر اصلی و کمیاب در نمونه‌های دگرسان و سنگ مادر مربوطه در دو مقطع مورد مطالعه است.

در شکل‌های ۷ و ۸ عناصر اصلی و کمیاب موجود در نمونه‌های دگرسان و نیمه دگرسان مربوط به مقطع‌های ۱ و ۲ با سنگ مادر غیردگرسان آن‌ها مقایسه شده است. در نمودارهای مربوط به مقطع ۱ چنان‌که مشاهده می‌شود، میزان SiO<sub>2</sub> در سنگ دگرسان با پیشرفت مراحل دگرسانی کاهش می‌یابد، اما در دگرسانی سیلیسی غنی‌شدگی SiO<sub>2</sub> را شاهد هستیم.

P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> در دگرسانی آرزلی پیشرفته و دگرسانی حدواسط کائولینیتی-اکسیدی غنی‌شدگی نشان می‌دهد. در نمونه مربوط به زون دگرسانی بوزباشی‌جای چنان‌که در شکل ۸ مشاهده می‌شود، همهٔ عناصر به غیر از Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و TiO<sub>2</sub> در همهٔ نمونه‌های دگرسان شده غنی‌شدگی دارند اما در دگرسانی سیلیسی کاملاً از سنگ شسته می‌شوند. CaO، MgO، K<sub>2</sub>O و MnO طی مراحل دگرسانی تهیه شدگی یافته‌اند و در دگرسانی سیلیسی کاملاً از سنگ خارج شده‌اند.

در دگرسانی آرزلی پیشرفته و دگرسانی حدواسط کائولینیتی-اکسیدی غنی‌شدگی نشان می‌دهد. در نمونه مربوط به زون دگرسانی بوزباشی‌جای چنان‌که در شکل ۸ مشاهده می‌شود، همهٔ عناصر به غیر از SO<sub>3</sub>، I.O.I. و P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> غنی‌شدگی نسبت به سنگ مادر نشان می‌دهند.

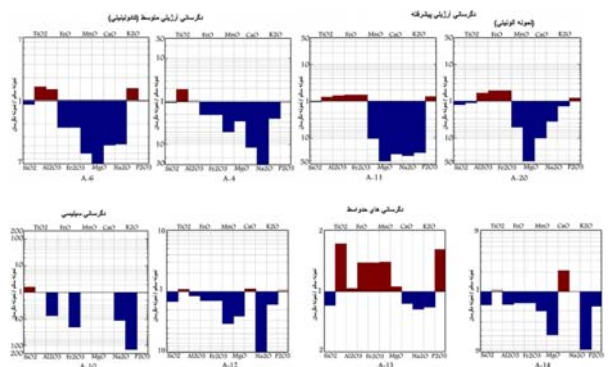
حداکثر بازتاب را دارند (شکل ۴) در کانال قرمز قرار گرفته است. در این تصویر بخش‌هایی که دارای دگرسانی فیلیک (ایلیت-سریسیت) هستند، دارای بازتاب نارنجی روشن تا سفید خواهند بود. همچنین نواحی از تصویر که بازتاب صورتی دارد، دگرسانی آرزلی (کائولینیت-آلونیت) را نمایان می‌سازد. در این نواحی قسمت‌هایی که تن رنگی تیره‌تری دارند (صورتی تیره‌تر) احتمالاً آلونیتی هستند. چنین بازتابی به خوبی در تصویر Aster منطقه آیترش-بوزباشی‌جای مشاهده می‌شود (شکل ۶). با توجه به این تصویر آنچه در این منطقه دگرسان دیده می‌شود، عمدتاً دگرسانی نوع کائولینیت و آلونیت و به مقدار کمتر سریسیت است.



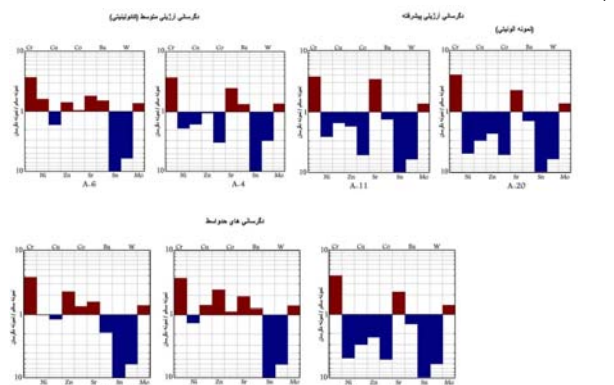
شکل ۶- ترکیب رنگی RGB = ۴:۵:۶ با کنتراست خطی برای تفکیک کانی‌های رسی ایلیت-سریسیت، کائولینیت و آلونیت بقایای از سنگ آندزیتی در میان بخش‌های آرزلی، به‌ویژه در منطقه بوزباشی‌جای به جا مانده است. بنابراین، سنگ میزبان این دگرسانی واحدهای آندزیتی بوده‌اند. این نتایج با نتایج به‌دست آمده از بررسی‌های ژئوشیمیایی کاملاً همخوانی دارد.

این عنصر را شاهد هستیم. Sr در تمام نمونه‌ها و در بعضی نمونه‌ها غنی‌شدگی دارند. عناصر Sn و W همواره تهیه شدگی نشان می‌دهند، اما عنصر Mo در تمام نمونه‌ها غنی‌شدگی دارد. در مورد زون بوزباشی‌جای، همان‌گونه که در شکل ۸ نشان داده شده است، در نمونه دگرسان همهٔ عناصر حتی Yb (که از عناصر HREE است) از سنگ خارج شده‌اند و آنچه باقی مانده، تنها Sn، Cr و V است. غنی‌شدگی As در همهٔ نمونه‌ها دیده می‌شود.

همچنین یک روش مفید برای نمایش تهیه شدگی و غنی‌شدگی عناصر استفاده از نمودارهای ایزوکون Grant (۱۹۸۶) است. در این نمودارها غلظت عناصر در سنگ دگرسان در برابر غلظت آن‌ها در سنگ مادر (غیر دگرسان) نمایش داده می‌شود. ایزوکون خطی است که نقاط با غلظت ژئوشیمیایی مشابهی قبیل و پس از دگرسانی (سازنده‌های غیرمتحرک) را به هم وصل می‌کند و در واقع، بهترین خطی است که از این نقاط می‌گذرد. معادله این خط عبارت است از:  $C^A_i = (M_i/M_A) (C^O_i + AC_i^O)$   $(M_i/M_A) = C^O_i / \Delta C_i^O$   $(C = \text{غلظت}; i = \text{سازنده (عنصر) مورد نظر}; M = \text{جرم}; A = \text{سنگ دگرسان}; O = \text{سنگ مادر (غیر دگرسان)}; \Delta C_i^O = \text{برای سازنده‌های غیرمتحرک } (AC_i^O = 0)$   $C^A = (M_i/M_A) C^O$   $C^A = (C^O_i + \Delta C_i^O) C^O$



(ب)



شکل ۷- نمودارهای(الف) تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر اصلی (ب) کماب، مربوط به نمونه‌های دگرسان و نیمه‌دگرسان برش ۱ (آبرش)

جدول ۶- ترکیب کانی‌شناسی سنگ مادر، سنگ‌های با دگرسانی حدودا و نمونه‌های دگرسان و نوع دگرسانی در زون‌های دگرسانی منطقه

نوع نمونه	شماره	کانی‌شناسی
زون دگرسانی سنگ مادر فیروزگران آهتوش	۱۹	پلازیوکلاز، کلوپیروکسن، الومین، کانی‌های اپوک فلوئوکسیدها در حفره‌های شامل بخش‌های بزرگ اباسته و بخش‌های فلیک کوارتز منشعبی کوارتز گرفتند.
سنگ‌های با دگرسانی حدودا	۱۲	سریست، کلریت، مگنزیت، کانی‌های رسی و اکسیدهای آهن در این سنگ قالب فلوئوکسیدها، پلازیوکلاز و فلدسپات با بافت میکرویتی به جامانده است که ترکیب حدودا سنگ اولیه را نشان می‌دهد.
سنگ‌های دگرسان	۱۳	کلوئیت، کاسید، کلوئیت، سریست، میکروپیت، کانی‌های رسی
	۱۴	کوارتز، میکروپیت، کانی‌های رسی
	۴	کوارتز، میکروپیت، کانی‌های رسی
	۶	میکروپیت، فلدسپات، کوارتز، کلوئیت، سریست
	۱۱	کلوئیت، کوارتز، مگنزیت
	۲۰	کوارتز، الومین، مگنزیت، کلوئیت
	۱۰	کوارتز
زون دگرسانی سنگ مادر فیروزگران یوزباشی‌چای	۱	پلازیوکلاز، کلوپیروکسن، بوهای پلازیوکلاز تا حدی کربانی شده‌اند و در بلورهای کلوپیروکسن آزاری از کربانی شدن دیده می‌شود.
نمونه دگرسان	۳	کوارتز، الومین، کلوئیت، میکروپیت، الومین + کربیت

حالت مجموعه کلریت + کوارتز در قالب کلوپیروکسن دیده می‌شود (شکل ۱۱). در مواردی که محلول حاوی CO<sub>2</sub> باشد، پیروکسن نیز تحت تأثیر قرار خواهد گرفت. لذا این واکنش ممکن است به تهی‌شدگی K<sup>+</sup> و Na<sup>+</sup> و غنی‌شدگی SiO<sub>2</sub> در سنگ دگرسان نسبت به سنگ سالم منجر شود.

۳- کاتولینیتی شدن: حضور گسترده کاتولینیت در دگرسانی شاخص دگرسانی‌های آریزلی و آریزلی پیشرفته است. تشکیل کاتولینیت وجود محلول‌های اسیدی با حرارت کمتر از ۳۵۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد که باعث شسته شدن کاتون‌های قلیایی سنگ مانند Na و Ca می‌شود. واکنش تشکیل کاتولینیت از سریست را می‌توان به صورت زیر نوشت (کریم‌پور، ۱۳۶۸):

$$4KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 4H^+ + 6H_2O \rightarrow 3Al_2Si_2O_7(OH)_2 + 4K^+$$

(سریست) (کاتولینیت)

۴- آلومینیتی شدن: آلومینیت بسا فرمول کلی AB<sub>2</sub>(SO<sub>4</sub>)<sub>2</sub>(OH)<sub>6</sub> محصول دگرسانی سنگ‌های غنی از K و Al توسط محلول‌های گرمایی و ماگمایی غنی از سولفات در شرایط اکسیدان و حرارت کمتر از ۳۰۰

با توجه به جدول ۶ می‌توان واکنش‌های زیر را استخراج نمود:

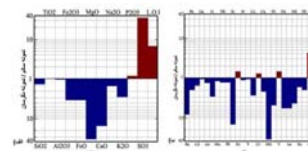
۱- سریستی شدن: با توجه به مطالعات پتروگرافی سریست حاصل دگرسانی پلازیوکلاز است:

$$1/5 Ca^{2+} + 1/5 (سریست) میکروپیت \rightarrow K^+ + YH^+$$

(آورتیت) ۱/۵

تبدیل پلازیوکلاز به سریست وجود محلول‌های غنی از آب و یون K<sup>+</sup> را نشان می‌دهد (کریم‌پور، ۱۳۶۸). این واکنش باعث شسته شدن Ca و Na و افزایش محتوای K سنگ می‌شود. در این مقطع سریستی شدن به صورت موضعی دیده می‌شود و زون دگرسانی مجزایی را ناساخته است.

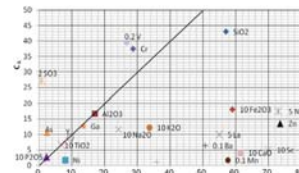
۲- کلریتی شدن: ورود محلول‌های هیدروترمال به سنگ باعث شسته شدن کانی‌های مافییک و آزاد شدن عناصری مانند Fe، Mg و Ca از سنگ می‌شود. بخشی از این عناصر در ساختمان کلریت بکار گرفته می‌شوند و بخشی نیز از سنگ خارج می‌شوند. یون‌های K<sup>+</sup> و Na<sup>+</sup> آزاد شده در این واکنش توسط محلول از سنگ خارج می‌شود. SiO<sub>2</sub> نیز گاهی از سنگ خارج می‌شود و گاه در قالب کانی مافییک به صورت کوارتز باقی می‌ماند. در این



شکل ۸- نمودارهای: تهی‌شدگی و غنی‌شدگی (الف) عناصر اصلی، (ب) عناصر کماب، مربوط به نمونه‌های دگرسان و نیمه‌دگرسان برش ۲ (یوزباشی‌چای)

جدول ۴- تهی‌شدگی و غنی‌شدگی عناصر در نمونه کاتولینیتی (شماره ۴) مقطع آبرش

سازنده	ΔC <sub>i</sub> (C%)	سازنده	ΔC <sub>i</sub> (C%)
SiO <sub>2</sub>	-0.07	Ni	-0.26
FeO	-0.46	Sr	+2.6
MgO	-0.67	Cr	+2.5
CaO	-0.91	Co	-0.70
K <sub>2</sub> O	-0.6	Cu	-0.94
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0	Ba	+0.31
TiO <sub>2</sub>	+0.9		



شکل ۹- نمودار آیزوکون Grant (۱۹۸۶) برای نمونه کاتولینیتی- شماره ۴ مقطع آبرش در برابر سنگ مادر غیر دگرسان این مقطع

محلول از سنگ خارج شده یا به آن وارد شده‌اند، مشخص نمود. همچنین، با مطالعه شرایط دما و فشار انجام هر واکنش می‌توان شرایط فیزیکوشیمیایی سیالات گرمایی را حدس زد. در جدول ۶ ترکیب کانی‌شناسی سنگ مادر، سنگ‌های با دگرسانی حدودا و نمونه‌های دگرسان و همچنین نوع دگرسانی در زون‌های دگرسانی آبرش و یوزباشی‌چای نشان داده شده است.

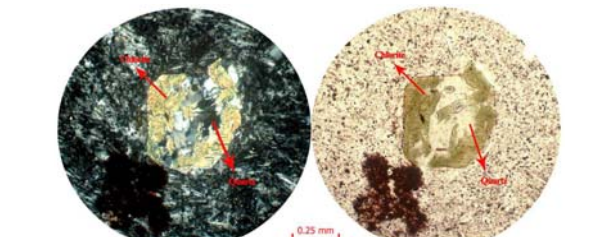
۸ و ۷ واکنش‌های دگرسانی: در نمودارهای شکل ۸ و مشاهده کردیم که دگرسانی باعث افزایش بعضی عناصر در سنگ و کاهش بعضی دیگر شده است. مطالعه واکنش‌های دگرسانی و بررسی رفتار عناصر طی این واکنش‌ها می‌تواند راهنمای مناسبی در توجیه غنی‌شدگی و تهی‌شدگی عناصر باشد. به عبارت دیگر، با توجه به این واکنش‌ها می‌توان عناصری را که توسط

درجه سانتی‌گراد است. این کانی معمولاً شاخص دگرسانی آریزلی پیشرفته است و شرایط بسیار اسیدی و اکتیویتی بالای سولفات را نشان می‌دهد. اما آلومینیت با مسکوویت و کاتولینیت نیز مرز مشترک دارد و لذا در زون آریزلی و سریستی نیز ممکن است یافت شود. کاهش حرارت محدود پایداری آلومینیت را افزایش می‌دهد. این دگرسانی هنگامی توسعه می‌یابد که شرایط محیط، به‌ویژه pH برای تحرک Al چندان مناسب نباشد. همراه با آلومینیت، کانی‌های سولفوری نظیر پیریت و انارژیت تشکیل می‌شود که در آن‌ها نسبت گوگرد به کل فلز بالاست. با توجه به این‌که در زون آلومینیتی سیستم مربوطه اشباع از سیلیس است، معمولاً همراه با آلومینیت سیلیس کریپتوکریستالین وجود دارد. شکل ۱۲ نمای میکروسکوپی سنگ آلومینیتی منطقه را نشان می‌دهد که در آن همراهی کوارتز با آلومینیت دیده می‌شود. تحت شرایط شدیداً اسیدی فلدسپات بتاسیم طبق رابطه زیر به آلومینیت تبدیل می‌شود:

$$KAlSi_3O_8 + 2Al^{3+} + 2H_2SO_4 + H_2O \rightarrow KAl_2(SO_4)_2(OH)_2 + 3SiO_2 + 2H^+$$

(فلدسپات بتاسیم) (کاتولینیت) →

کاتولینیتی شدن شیشه ولکانیکی و سپس متلاشی شدن آن توسط اسیدسولفوریک نیز به تولید آلومینیت



شکل ۱۱- تبدیل بلور کلوپیروکسن به مجموعه کلریت + کوارتز

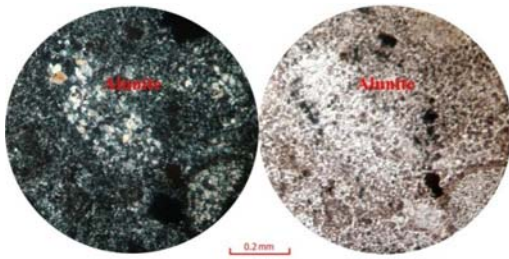


متحرک در محیط‌های هیدروترمال هستند. در مراحل اولیه دگرسانی این عناصر از ساختمان کانی‌های مافیگ آزاد شده، وارد ساختمان کانی‌هایی چون کلریت، سربانتین، مونت‌موریلینت و غیره می‌شوند. با پیشرفت دگرسانی تپه‌شدگی این عناصر بیشتر می‌شود. در دگرسانی سیلیسی این عناصر به طور کامل از سنگ خارج شده‌اند.

در سنگ‌های غیر دگرسان Na در ساختمان پلاژیوکلاز و فلدسپارهای موجود در خمیره اسیدی سنگ حضور دارد. تحرک زیاد این عنصر باعث خروج سریع آن از سنگ توسط محلول‌های هیدروترمال می‌شود و به‌طوری‌که در شکل مشاهده می‌شود، از دگرسانی‌های حدواسط به سمت دگرسانی آرزلی و سیلیسی تپه‌شدگی آن شدت می‌یابد. در نمونه آلونیتی نسبت به سایر نمونه‌های دگرسان تپه‌شدگی کمتری از Na<sub>2</sub>O مشاهده می‌شود که احتمالاً نتیجه حضور Na در ساختمان آلونیت است. عمده K<sub>2</sub>O موجود در سنگ احتمالاً در خمیره اسیدی سنگ حضور داشته است. K<sub>2</sub>O نیز طی دگرسانی به علت تحرک زیاد عنصر پتاسیم توسط محلول‌های هیدروترمال از محیط خارج می‌شود و در همه مراحل دگرسانی تپه‌شدگی K<sub>2</sub>O را شاهد هستیم. طی دگرسانی پتاسیم آزاد شده در ساختار کانی‌های چون سربیت و آلونیت وارد می‌شود و لذا در نمونه‌هایی که این دگرسانی‌ها را دارند، تپه‌شدگی K<sub>2</sub>O کمتر است. در یک نمونه نیز غنی‌شدگی K<sub>2</sub>O وجود دارد که می‌تواند نتیجه متاسوماتیسم پتاسیک باشد. در دگرسانی آرزلی پیشرفته و نمونه با دگرسانی کاتولینیتی - اکسیدی، P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> غنی‌شدگی نشان می‌دهد. بالا بودن P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> حاکی از بالا بودن میزان مواد فرار در محلول هیدروترمال است. از طرفی، فراوانی SO<sub>3</sub> و P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> به حضور ژاروسیت در محیط نیز بستگی دارد. در شکل ۷ در نمونه مربوط

به زون دگرسانی یوزباشی‌جای همه عناصر اصلی طی دگرسانی‌های مختلف کاتولینیتی، آلونیتی، سیلیسی و غیره از سنگ شسته شده‌اند و تپه‌شدگی دارند. در این نمونه تنها SO<sub>3</sub> و P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> غنی‌شدگی دارند و این بالا بودن مواد فرار در محلول را نشان می‌دهد. بالا بودن SO<sub>3</sub> طبیعتاً سولفور محلول هیدروترمال را بازگو می‌کند. این سولفور تبدیل به سولفات شده و لذا محلول خاصیت اسیدی یافته و کانی‌هایی چون آلونیت، کاتولینیت و سیلیس را به وجود آورده است.

**۲- عناصر کمیاب:** در تمام نمونه‌های دگرسان شاهد غنی‌شدگی Cr هستیم که البته این غنی‌شدگی صرفاً بدین معناست که Cr موجود در سنگ میزبان (که عمدتاً در ساختمان کلینوپیروکسن حضور داشته است) در مراحل مختلف دگرسانی حتی در حضور محلول‌های اسیدی قوی و با وجود خروج سایر عناصر، از سنگ خارج نشده است، به عبارت دیگر محلول‌های اسیدی و سولفات‌ها عامل این دگرسانی‌ها قادر به جابه‌جایی کروم نبوده‌اند. همچنین غنی‌شدگی Cr ممکن است با فراوانی اولیه آن در سنگ میزبان نیز در ارتباط باشد (اسیدی، ۱۳۸۵). Ni<sup>2+</sup> از لحاظ بار و شعاع یونی شبیه Mg<sup>2+</sup> و Fe<sup>2+</sup> است و در سنگ میزبان در ساختمان کانی‌های مافیگ حضور داشته است. شش‌شوی اسیدی سبب خروج Ni از سنگ می‌شود و لذا در اکثر نمونه‌ها تپه‌شدگی Ni را مشاهده می‌کنیم. از طرفی Ni<sup>2+</sup> می‌تواند جانشین Mg<sup>2+</sup> و Fe<sup>2+</sup> در ساختمان کلریت یا مونت‌موریلینت شده و در سنگ تثبیت شود. بنابراین، نمونه آرزلی حاوی مونت‌موریلینت و نمونه حدواسط کلریتی - سربانتینی غنی‌شدگی از Ni نشان می‌دهند. همچنین، در این نمونه‌ها MgO تپه‌شدگی دارد. این تپه‌شدگی ممکن است تأییدی بر این جانشینی باشد. نمونه‌های دگرسان تپه‌شدگی از مس را نشان می‌دهند. با توجه به این‌که در منطقه آثاری از کانی‌زایی مس نیز



شکل ۱۲- نمای میکروسکوپی سنگ آلونیتی منطقه، همراهی کوارتز با آلونیت در این نمونه دیده

آنتاز (TiO<sub>2</sub>) است. در دگرسانی سیلیسی TiO<sub>2</sub> به طور کامل از سنگ شسته شده است.

عنصر Al جزء عناصر کم تحرک است که پس از شسته شدن کاتیون‌های قلیایی در سنگ باقی می‌ماند (نسبت می‌شود) و لذا در نمونه‌های آرزلی متوسط و پیشرفته غنی‌شدگی Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> وجود دارد. Al<sup>3+</sup> در ساختمان کانی‌هایی چون کاتولینیت و آلونیت وارد می‌شود. در زون سیلیسی حضور محلول شدیداً اسیدی باعث تحرک Al و خروج آن از محیط شده است.

دگرسانی اکسیدی و تشکیل کانی‌های اکسید آهن مانند هماتیت باعث افزایش میزان Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> در بعضی نمونه‌های دگرسان شده است. در بعضی موارد نیز کاهش Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> دیده می‌شود. آهن موجود در کانی‌های مافیگ طی دگرسانی شسته می‌شود. این آهن در جای دیگر ممکن است رسوب کند و وارد ساختمان کانی‌های آهن‌دار دگرسانی شود. بخشی نیز ممکن است به صورت سولفید آهن (پیریت) رسوب کند. به‌طور کلی، تغییرات Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> و FeO روند افزایش یا کاهش منظمی را نشان نمی‌دهند. Mn<sup>2+</sup>، Mg<sup>2+</sup> و Ca<sup>2+</sup> که در ساختمان کانی‌های مافیگ سنگ حضور دارند، جزء عناصر

**تحلیل رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب در سیستم هیدروترمال**

**۱- عناصر اصلی:** با توجه به واکنش‌های ذکر شده در مورد تپه‌شدگی‌ها و غنی‌شدگی‌های مشاهده شده در شکل‌های ۵ و ۶ می‌توان چنین گفت: کاهش SiO<sub>2</sub> در سنگ‌های با دگرسانی حدواسط و نمونه‌های آرزلی متوسط و پیشرفته نتیجه تجزیه کانی‌های پلاژیوکلاز، الیون و پیروکسن سنگ طی واکنش‌هایی چون واکنش‌های تشکیل کلریت و مونت‌موریلینت است. این واکنش‌ها همراه با آزاد شدن SiO<sub>2</sub> هستند. بخشی از سیلیس آزاد شده ممکن است توسط محلول حمل شده و از محیط خارج شود. در دگرسانی سیلیسی میزان SiO<sub>2</sub> نسبت به سنگ اولیه افزایش یافته است. افزایش سیلیس نتیجه تثبیت SiO<sub>2</sub> پس از شسته شدن کامل کاتیون‌های قلیایی و Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> است. همچنین - چنانکه قبلاً اشاره شد - بخشی از SiO<sub>2</sub> نتیجه متاسوماتیسم سیلیس توسط محلول‌های غنی از SiO<sub>2</sub> است. غنی‌شدگی TiO<sub>2</sub> در نمونه‌های حدواسط و آرزلی نتیجه دگرسانی‌های اکسیدی و تشکیل اکسیدهای Fe، Ti و کانی‌هایی چون

دیده می‌شود. این تپه‌شدگی می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که منشأ این کانی‌زایی‌ها احتمالاً از واحدهای آندزیتی منطقه بوده است. به عبارت دیگر Cu شسته شده از سنگ توسط محلول حمل شده و کانی‌های مس در شرایط مناسب در جای دیگر از محلول رسوب کرده‌اند. در دگرسانی حدواسط غنی‌شدگی Zn وجود دارد و در دگرسانی‌های آرزلی متوسط و پیشرفته تپه‌شدگی Zn دیده می‌شود. ترکیب محلول به‌ویژه خاصیت سولفور آن در مراحل دگرسانی پیشرفته نقش مهمی در این تپه‌شدگی ایفا می‌نماید. وجود کمپلکس‌های سولفوری عامل مهمی در انتقال این عنصر است. در نمونه‌های آرزلی حدواسط غنی‌شدگی و کربالت وجود دارد. بخش اعظم کربالت در سنگ میزبان در ساختمان کانی‌های Mg از مانند الیون و پیروکسن است که با تجزیه و دگرسانی این کانی‌ها، این عنصر نیز از سنگ خارج می‌شود. در نمونه‌های حدواسط CO<sub>2</sub> احتمالاً وارد ساختمان کانی‌های کلریت و سربانتین شده است. علی‌رغم تحرک بالای Sr در تمام نمونه‌ها غنی‌شدگی این عنصر دیده می‌شود. Sr<sup>2+</sup> در کانی‌های دگرسانی جانشین K<sup>+</sup> و Ca<sup>2+</sup> شده و در شبکه کانی‌های رسی، سربیت و غیره وارد می‌شود. عنصر باریم بیشترین جانشینی را با K<sup>+</sup> دارد. در سنگ میزبان Ba<sup>2+</sup> احتمالاً در ساختمان پلاژیوکلاز یا فلدسپار پتاسیم حضور دارد. طی دگرسانی باریم آزاد شده وارد شبکه کانی‌های پتاسیم‌دار مانند فلدسپار یا آلونیت و ژاروسیت می‌شود و لذا در بعضی نمونه‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهد. W و Sn در تمام نمونه‌ها تپه‌شدگی دارند. با توجه به پایین بودن محتوای W و Sn سنگ اولیه این عناصر به سرعت در مراحل اولیه دگرسانی از سنگ تپه شده‌اند. نمودار عناصر کمیاب در شکل ۷ حاکی از وجود محلول هیدروترمال با اسیدینه بسیار

قوی است که تمام عناصر حتی Yb (که از عناصر HREE است) را از سنگ خارج کرده است. آنچه در سنگ باقی مانده تنها Sn، Cr و V است و این نشان‌دهنده تحرک فوق‌العاده این عناصر در حضور این محلول است. در تمام نمونه‌ها غنی‌شدگی As دیده می‌شود و به‌نظر می‌رسد محلول هیدروترمال محتوای آرسنیک بالایی داشته است. وجود آرسنیک در سیال می‌تواند به انتقال بون‌های فلزی کمک کند.

**۲- تحلیل ویژگی‌های سیال گرمایی:** با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی انجام شده و با در نظر گرفتن شرایط فیزیکو شیمیایی واکنش‌های دگرسانی که در قسمت قبل به آن‌ها اشاره شد، وجود محلول هیدروترمال حرارت پایین با اسیدینه بالا و غنی از گوگرد را می‌توان استنباط نمود. تأثیر این محلول بر روی سنگ میزبان باعث شش‌شوی کامل عناصر مافیگ و کاتیون‌های قلیایی از سنگ شده است. حضور گسترده کانی‌های سولفیدی نظیر آلونیت و ژاروسیت نشان غنی بودن این محلول از گوگرد است. دگرسانی اسید-سولفات در فعالیت بالای اکسیژن و گوگرد و pH کمتر از ۳ دیده می‌شود. این مسأله در شکل ۱۳ نشان داده شده است (محدوده هاشور خورده). فوگاسیته بالای گوگرد با وجود کانی‌هایی چون آلونیت، پیریت، گالن، انارزیت و کوولیت مشخص می‌شود. در مورد زون دگرسانی یوزباشی‌جای و آتیش با توجه به فراوانی کانی‌های اسید-سولفات نظیر کاتولینیت، آلونیت و سیلیس و فقدان آلدولاریا و با توجه به آنچه در مورد شرایط تشکیل این کانی‌ها گفته شد، تیپ دگرسانی هیدروترمال از نوع اسید-سولفات (High Sulfidation) است. وجود آلونیت فوگاسیته بالای سولفور را در محلول عامل دگرسانی نشان می‌دهد و فوگاسیته بالای سولفور نزدیکی زمانی و مکانی رسوبات اسید-سولفات با منبع ماگمایی را می‌تواند منعکس سازد. در رابطه با منشأ

سولفات در دگرسانی آلونیتی سه مورد عنوان شده است (Heald et al., 1987)

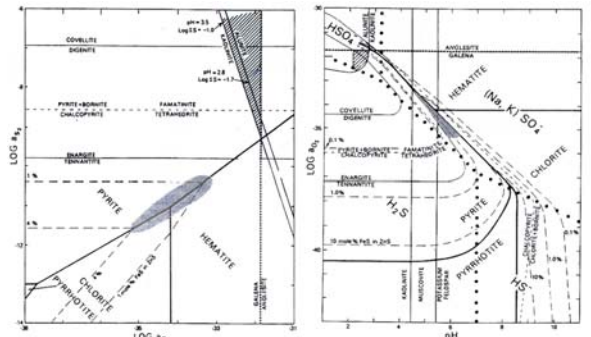
۱- منشأ سوپرژن: در این حالت یون (HSO<sub>4</sub>)<sup>-</sup> نتیجه هوازدگی رسوبات غنی از سولفید و اکسیداسیون کانی‌های سولفیدی نظیر پیریت است.

۲- بخارات داغ: در این حالت H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> از اکسیداسیون H<sub>2</sub>S ایجاد می‌شود. H<sub>2</sub>S مشتق از

سیستم هیدروترمال است که تا نزدیکی سطح صعود کرده و در زون جوشش توسط اکسیژن اتمسفری اکسید شده است.

۳- محلول‌های هیدروترمال: در این حالت اسید سولفوریک بر اثر واکنش H<sub>2</sub>O با SO<sub>2</sub> ماگمایی به‌وجود می‌آید.

تشخیص منشأ H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> نیازمند بررسی داده‌های ایزوتوپی است.



شکل ۱۳- الف) دیاگرام Log a<sub>H2S</sub>-a<sub>H2O</sub> برای نمایش محدوده پایداری کانی‌های خاص سیستم‌های ایدی‌ترمال در دمای ۲۵۰°C، ب) دیاگرام Log a<sub>H2S</sub>-pH در دمای ۲۵۰°C، غلظت سولفور برابر ۰/۰۲ مول و درجه شوری ۹ مول با نسبت Na/K=۹ اقتباسی از Barton و همکاران (۱۹۷۷). محدوده هاشور خورده محیط تشکیل رسوبات اسید-سولفات و محدوده سایه محیط تشکیل رسوبات آلدولاریا-سربیت را نشان می‌دهد.

### نتیجه‌گیری

با توجه به مطالعات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی انجام شده در این محدوده نتایج زیر حاصل شده است:

۱. دگرسانی هیدروترمال گسترده‌ترین نوع دگرسانی در محدوده مورد مطالعه است که بر سنگ میزبان

آندزیتی - تراکی آندزیتی اثر کرده است.

۲. براساس ترکیب کانی‌شناسی، دگرسانی هیدروترمال منطقه شامل انواع دگرسانی‌های پروپیلیتی، آرزلی، آرزلی پیشرفته، آلونیتی و سیلیسی است. رده‌بندی‌های شیمیایی و تصاویر ماهواره‌ای نیز به وجود دگرسانی‌های

ترکیب سنگ اولیه و تحرک عناصر را در تپه‌شدگی و غنی‌شدگی یک عنصر ملاحظه نمود.

۴. در نمودارهای تپه‌شدگی و غنی‌شدگی شاهد خروج عناصر Zn و Cu از سنگ در مراحل پیشرفته دگرسانی هستیم. با توجه به آثار کانی زایی که به خصوص در مورد عنصر Cu در منطقه دیده می‌شود، احتمالاً می‌توان کانی زایی را مرتبط با دگرسانی مزبور تصور نمود.

۵. با توجه به فراوانی کانی‌های اسیدی و سولفاتی، مانند: کاتولینیت، آلونیت و سیلیس و فقدان آدولاریا و با در نظر گرفتن شرایط تشکیل این کانی‌ها، وجود دگرسانی هیدروترمال از نوع اسید- سولفات (High Sulphidation) را می‌توان نتیجه‌گیری کرد. فوگاسیت به بالای سولفور نزدیکی زمانی و مکانی رسوبات اسید- سولفات با منبع ماگمایی را می‌تواند منعکس می‌سازد. وجود توده‌های نفوذی در منطقه، از جمله توده گرانوئیدی زاجکان پایین که در جنوب غرب محدوده مورد مطالعه واقع شده است، شاهدی بر این ادعاست.

آزبلی (متوسط تا شدید) اشاره می‌کند.

۳. با توجه به نمودارهای غنی‌شدگی و تپه‌شدگی عناصر اصلی و بررسی روند تپه‌شدگی و غنی‌شدگی این عناصر در مراحل مختلف دگرسانی می‌توان به وضوح مشاهده نمود که در یک محیط دگرسانی خروج عناصر از سنگ و ترتیب خروج آن‌ها بر اساس ترکیب محلول گرمایی به میزان تحرک عناصر در محیط هیدروترمال، نوع کانی‌های دگرسانی و ترکیب سنگ اولیه بستگی دارد؛ مثلاً باقی ماندن  $SiO_2$  و  $Al_2O_3$  در سنگ تا درجات بالای دگرسانی ناشی از کم تحرک بودن این عناصر است، اما عنصر متحرکی مانند پتاسیم به علت ورود در ساختمان کانی‌های دگرسان، از جمله سرسیت و آلونیت می‌تواند تا مراحل پیشرفته دگرسانی در سنگ باقی بماند. عنصر Cr تا آخرین مرحله دگرسانی و حتی در حضور محلول‌های اسیدی قوی در سنگ باقی مانده است. از اینجا می‌توان تحرک فوق العاده کم Cr و محتوای بالای آن در سنگ اولیه را استنباط کرد و نقش

#### منابع

اسدی، ن. (۱۳۸۵) بررسی پتروژنیکی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه شیرین سو (جنوب لوشان) با تگرشی ویژه بر زون‌های دگرسانی منطقه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکده علوم زمین، تهران. کریم‌پور، م. (۱۳۶۸) زمین‌شناسی اقتصادی کاربردی، نشر مشهد، مشهد.

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

Barton, P. B., Jr., Bethke, P. M. and Roedder, E. (1977) Environment of ore deposition in the Creede mining district, San Juan Mountains, Colorado. *Economic Geology* 72: 1-24.

Beane, R. E. and Titley, S. R. (1981) Geological characteristics, environments and genesis of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 75<sup>th</sup> Anniversary.

Burnham, C. W. (1962) Facies and types of hydrothermal alteration. *Economic Geology* 57: 768-784.

Grant, J. A. (1986) The isocon diagram - A simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. *Economic Geology* 81: 1976-1982.

Heald, P., Foley, N. K. and Hayba, D. O. (1987) Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericitic types. *Economic Geology* 82: 1-26.

Hemley, J. J., Hostettler, P. B., Gude, A. and Montoy, J. (1969) Some Stability relations of alunite. *Economic Geology* 64: 599-612.

این منطقه در مقیاس ناحیه‌ای با یک امتداد شمال غربی - جنوب شرقی در میان گودال کویر بزرگ در شمال شرقی و فووفادگی قم - اردکان در جنوب غربی محدود شده، از شمال غربی به کوه‌های اردستان و از جنوب شرقی به منطقه کویر سیاه کوه و ارتفاعات حواشی آن می‌پیوندد.

منطقه مورد مطالعه (پل خاوند) در زون ساختاری ایران مرکزی واقع شده است. پل خاوند در ۱۵ کیلومتری جنوب شرقی انارک (شمال شرق استان اصفهان) قرار دارد و به‌طور تقریبی دارای مختصات  $33^{\circ}11'$  عرض شمالی و  $53^{\circ}53'$  طول شرقی است. موقعیت این منطقه در ایران در شکل ۱-الف، نقشه راه‌های دسترسی و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه در شکل ۱-ب و پ آورده شده است.

پتروژنیکی، سال اول، شماره سوم، پاییز ۱۳۸۹، صفحه ۲۹-۴۶  
تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۴/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۱۲/۲۲

#### پتروژنیکی بازالت‌های دوتین در منطقه پل خاوند (جنوب شرق انارک، شمال شرق اصفهان)

##### قدرت ترابی و فاطمه هاشمی

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

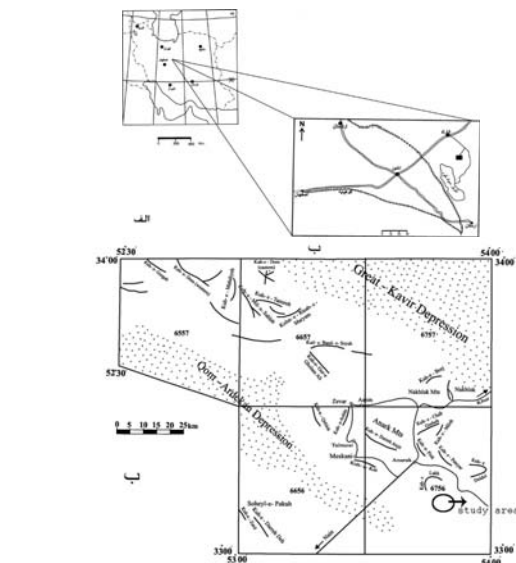
#### چکیده

سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت و بن سه احتمالی پالئوزونیک زیرین (دوتین) در کوه عبدالحسین، واقع در منطقه پل خاوند انارک دیده می‌شوند. این واحد سنگی دارای ضخامت در حدود ۱۲۰ متر است. کانی‌های تشکیل دهنده این بازالت‌ها شامل کلیتیوپروکسن (اوزیت)، پلازیوکلاز (آلبیت)، فلدسپار آکالی (سانیدین، آنورتوکلاز)، کلریت (کروندوفیلیت، حاصل از تجزیه لیونین، و کلیتیوکلاز، کلریت‌های پراکنده در زمینه)، آمفیبول (هورنبلند شرمگینی)، گارنت (اسپاترین)، کلسیت، سرسیت و کانی ایک (مگنتیت و ایلمنیت) هستند. همچون بسیاری از بازالت‌های پالئوزونیک سرزمین ایران، در این سنگ‌ها تنوع بافتی و کانی‌شناسی چندانی دیده نمی‌شود، که دلیل بر عدم رخداد تفریق گسترده در ماکما این سنگ‌ها است. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی و الگوهای ارائه شده برای محیط‌های تکتونیکی مختلف، این سنگ‌ها شبیه بازالت‌های تولینیتی درون صفحه‌ای (WPTB) (within plate tholeiitic basalts) و بازالت‌های انتقالی (Transitional basalts) هستند. در بناگرام به‌مناسبت بازالت‌های دوتین پل خاوند نسبت به کندریت همه نمونه‌ها از نظر عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین بسیار غنی تر هستند.

واژه‌های کلیدی: انارک، بازالت، پل خاوند، دوتین

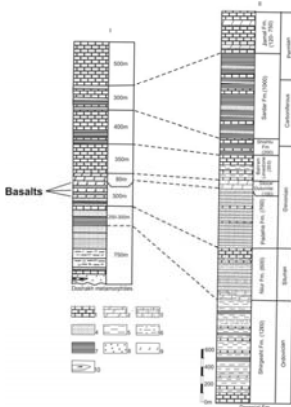
به علت ترکیب شیمیایی محدود آنها است که غالباً آنها را به عنوان ماگمای اولیه حاصل از ذوب گوشته یا ماگمای اولیه کمی تغییر یافته در نظر می‌گیرند، که تحت فرآیندهای گوشته فوقانی به‌وجود آمده‌اند. منطقه انارک در محدوده تقریبی طول‌های جغرافیایی  $33^{\circ}00' - 33^{\circ}00'$  شمالی و عرض‌های  $54^{\circ}30' - 54^{\circ}30'$  شرقی واقع شده است.

مطالعه بازالت‌ها راهی است برای پی بردن به شرایط فیزیکی و شیمیایی حاکم بر گوشته، که به‌دلیل قرار داشتن در عمق، در معرض دید مستقیم قرار ندارند. با استفاده از مطالعه بازالت‌ها، می‌توان به طبیعت ذوب بخشی، چگونگی صعود، ماهیت ولکانیسم و محیط ژئوتکتونیک احتمالی پی برد. اهمیت مطالعه بازالت‌ها،

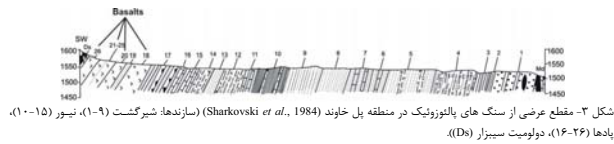


شکل ۱-الف) موقعیت منطقه انارک در ایران و راه‌های ارتباطی این منطقه (برگرفته از اطلس راه‌های ایران، ۱۳۸۳). ب) عوارض اصلی توپوگرافی منطقه انارک (Sharkovski et al., 1984). پ) نقشه زمین‌شناسی کوه عبدالحسین (جنوب شرق انارک، شمال شرق اصفهان) (برگرفته از Sharkovski et al., ۱۹۸۴).

در شکل ۴ تصاویر صحرایی منطقه مورد مطالعه (کوه عبدالحسین) و مرز واحد بازالتی با سنگ‌های رسوبی نشان داده شده است.



شکل ۲- ۱) جنوب شرق انازک (II) سازند شیرگشت، مقایسه ستون چینه شناسی دو منطقه پل خاوند و طیس و موقعیت بازالت‌های دونین (Sharkovski et al., 1984) (۱- سنگ آهک ۲- دولومیت ۳- سنگ آهک ماسه ای ۴- ماسه سنگ ۵- سیلستون ۶- ماسه سنگ و سیلستون ۷- شیل و ماسستون ۸- کنگلومرا ۹- دیاباز ۱۰- ایکمپریت).



شکل ۳- مقطع عرضی از سنگ های پالئوزوئیک در منطقه پل خاوند (Sharkovski et al., 1984) (سازندها: شیرگشت (۹-۱۰)، نیور (۱۰-۱۵)، پادها (۱۶-۲۶)، دولومیت سبیزار (Ds)).

در شکل ۲ ستون چینه‌شناسی پالئوزوئیک منطقه پل خاوند در مقایسه با ستون چینه‌شناسی منطقه طیس رسم شده است. سن واحد بازالتی مورد مطالعه با توجه به واحدهای مجاور پالئوزوئیک زیرین (دونین) است.

ضخامت واحد بازالتی مورد بررسی به‌طور متوسط ۱۲۰ متر بوده که بخشی از سازند پادها است و در مجاورت ماسه سنگ‌های کوارتزی در پایین و سازند سبیزار در بالا قرار گرفته است که در مقطع زمین‌شناسی منطقه می‌توان آن را مشاهده نمود (شکل ۳).

در این منطقه (کوه عبدالحسین) تناوب بازالت و ماسه سنگ چندین بار تکرار شده است. در کوه عبدالحسین توالی نسبتاً کاملی از سنگ‌های پالئوزوئیک از اردوسین تا پرمین مشاهده می‌شود. سازندهای موجود در این قسمت از نظر چینه‌شناسی، قابل مقایسه با ناحیه طیس هستند (تراپسی، ۱۳۸۳؛ گریگج، ۱۳۷۳؛ Sharkovski et al., 1984).

این سازندها شامل سازند شیرگشت (اردووسین)، سازند نیور (سیلورین)، سازند پادها (دونین زیرین)، دولومیت سبیزار (دونین میانی)، آهک بهرام (دونین بالایی)، شیشتو (دونین بالایی - کریسوفنر زیرین)، سردرد (کریسوفنر) و جمال (پرمین) هستند.



شکل ۴: تصاویر صحرایی منطقه پل خاوند (کوه عبدالحسین) و بازالت‌های مورد بررسی

خروجی با ترکیب الیون بازالت در قسمت‌های تحتانی سازند نیور به سن سیلورین قرار دارند. شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی حاکی از ارتباط ژنتیکی سنگ‌های نفوذی و خروجی با یکدیگر، نشأت گرفتن آنها از یک ماگمای مشترک و نقش مؤثر تفریق ماگمایی به روش جدایش مکانیکی الیون در روند شکل‌گیری و تحول این سنگ‌هاست (درخشی، ۱۳۸۵).

همچنین این جنبش‌ها باعث ایجاد سنگ‌های ولکانیک در منطقه پل خاوند انازک شده است. این مطالعات بر روی ولکانیک‌های منطقه پل خاوند (جنوب شرق انازک، شمال شرق اصفهان)، به سن پالئوزوئیک زیرین (دونین) متمرکز شده است. بر روی دگرگونی و بیواستراتیگرافی این منطقه نیز مطالعاتی صورت گرفته

در ایران ماگماتیسم در دوران پالئوزوئیک، برخلاف دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک گسترش چندانی نداشته است و اطلاعات چندانی پیرامون ماگماتیسم پالئوزوئیک در محدوده ایران مرکزی به دلیل گسترش کم آن وجود ندارد. جنبش‌های تکتونیکی در پالئوزوئیک موجب بیرون ریختن ماگمای بازیک در برخی نواحی مانند سه در کاشان (آیتی و همکاران، ۱۳۸۲؛ آیتی، ۱۳۸۳) و شیرگشت در شرق ایران شده است (درخشی، ۱۳۸۵) و الف و ب). سنگ‌های آذرین پالئوزوئیک در ناحیه شیرگشت در شرق ایران، به دو صورت نفوذی و خروجی و با ترکیب عمدتاً بازیک دیده می‌شوند. سنگ‌های نفوذی با ترکیب الیون گابرو، گابرو، گابرویدوبوریت، دیوریت و مونزودوبوریت در سازند کالاشانه و سنگ‌های

تیمه مقاطع نازک صیقلی، نمونه‌های مناسب با استفاده از دستگاه آنالیز نقطه‌ای الکترون میکروپروب JEOL مدل JXA-8800 (WDS) دانشگاه کانازاواو زاین با ولتاژ شتاب دهنده 20 kV و جریان 12 nA بررسی شدند که نتایج آن در جدول‌های ۲ و ۳ به همراه فرمول ساختمانی آنها آورده شده است.

در محاسبه مقدار Fe<sup>3+</sup> برای دسترسی به فرمول ساختاری کاتی‌ها نیز از Droop (۱۹۸۷) استفاده شده است. دو نمونه سنگ کل توسط روش XRF یک نمونه با استفاده از روش NAA و پنج نمونه نیز توسط روش ICP-MS آنالیز شدند، که نتایج آن در جدول‌های شماره ۴ و ۵ آورده شده‌اند.

است؛ به طوری که دگرگونی در این منطقه باعث ایجاد شیشیت و گنسیس شده است. گنسیس‌های پل خاوند در حرارت‌های متوسط تا بالای دگرگونی ناحیه‌ای (رخساره آمفیبولیت) تشکیل شده‌اند (ناظمی‌هرندی، ۱۳۸۴). با استفاده از مطالعات بیواستراتیگرافی و با توجه به واحدهای مجاور، سن پالئوزوئیک زیرین برای این واحد سنگی به ایتاب رسیده است (گریگج، ۱۳۷۳).

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی، به‌منظور مطالعه پتروگرافی و دسترسی به ترکیب شیمیایی کاتی‌ها، از بازالت‌های منطقه نمونه برداری صورت گرفت و پس از

جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای کلتورپروکس‌های موجود در بازالت‌های دونین پل خاوند و فرمول ساختاری محاسبه شده آنها

Table with 27 columns (Sample, O1-O7, P1-P7, F1-F7, C1-C7, Na, K, Total, Oxygen#, Name) and rows for various chemical elements like SiO2, TiO2, Al2O3, etc.

جدول ۲- نتایج آنالیز نقطه‌ای فلدسپارهای موجود در بازالت‌های دونین پل خاوند و فرمول ساختاری محاسبه شده آنها

Table with 10 columns (Sample, A, P1, P2, P3, P4, P5, P6, P7, Total%, Oxygen#, Name) and rows for various chemical elements like SiO2, TiO2, Al2O3, etc.

جدول ۳- نتایج آنالیز نقطه‌ای کلتورپروکس‌های موجود در بازالت‌های دونین پل خاوند و فرمول ساختاری محاسبه شده آنها

Table with 10 columns (Sample, VA, VB, VC, VD, VE, VF, VG, VH, Total%, Oxygen#, Name) and rows for various chemical elements like SiO2, TiO2, Al2O3, etc.

جدول ۴- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی بازالت‌های دونین (پل خاوند) جنوب شرق انازک

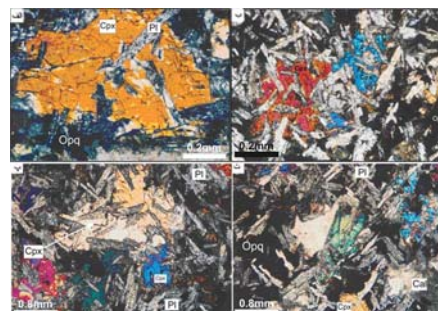
Table with 10 columns (Sample, H2O, H2Oa, H2Ob, H2Oc, H2Od, H2Oe, H2Of, H2Og, H2Oh, H2Oi) and rows for various chemical elements like SiO2, Al2O3, Fe2O3, etc.

**پتروگرافی و شیمی کانی‌ها**  
 دایاز و ماسه سنگ (لایه‌های ۱۸ تا ۲۶) در نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه به عنوان یک واحد مستقل به ضخامت ۱۷۸ متر نشان داده شده است (Sharkovski *et al.*, 1984). بازالت‌های منطقه مورد مطالعه در نمونه ماکروسکوپی دارای ساخت متراکم، دانه ریز و آفانتیک با رنگ سیاه مایل به سبز تا کاملاً سیاه هستند. تصاویر میکروسکوپی این سنگ‌ها در شکل ۵ آورده شده است. بافت‌های موجود در این سنگ‌ها عبارتند از: بافت پورفیری (بلورهای درشت کلسیوپروکسن و پلاژیوکلاز در متن دانه ریزتری از بلورهای پلاژیوکلاز و اکسیدهای آهن)، بافت ساب ایتیک، بافت اینترسرتال، بافت ایتیک، بافت میکرویتیک، در بعضی از درشت بلورهای پیروکسن بافت بونی کیولاستیک و در آخر بافت بادامکی. این سنگ‌ها شامل دانه‌های خودشکلی از الیون و پورفیرهای پلاژیوکلاز با اندازه ۰/۳-۰/۵ میلی‌متر هستند. آلتراسیون شدید در تعداد معدودی از نمونه‌ها، باعث می‌شود که الیون به‌وسیله اکسیدهای آهن (مگنتیت) کلریت (کروندوفیلیت) جایگزین شود (شکل ۶). در برخی از نمونه‌ها نیز، پلاژیوکلاز توسط سوسوریت (اپیدوت، کلریت، آلیت و کربنات) جایگزین شده است. در یک نمونه دگرسان شده نیز گارنت، آمفیبول و اپیدوت تشخیص داده شد. بر اساس مطالعات شیمی کانی‌ها، کانی‌های موجود در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز (آلیت)، کلسیوپروکسن (اوزیت، کلریت کروندوفیلیت) (کلریت‌های حاصل از تجزیه الیون) (شکل ۶) و کلسینول (کلریت‌های پراکنده در متن سنگ، مگنتیت، آلکالی‌فلدسپار (مسائیدن -

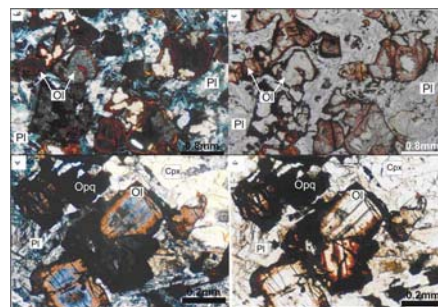
جدول ۵- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب و نادر خاکی بازالت‌های دوتین (پل خوانند) جنوب شرق اترک

Element(ppm)	Hf2	Hf3	Hf4	Hf5	Hf6	Hf7
Mo	۱۰۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
Cu	۲۴۶۰	۵۰۰	۱۲۵۰	۳۸۹۰	۳۲۱۰	n.d.
Pb	۱۹۰۰	۵۰۰	۵۰۰	۵۰۰	۵۰۰	n.d.
Zn	۵۲۱۰	۵۰۰	۵۰۰	۵۰۰	۵۰۰	۱۰۰۰
Ni	۱۰۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰
As	۱۰۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰
Cd	۱۰	۱	۱	۱	۱	۱
Sb	۱۰	۱	۱	۱	۱	۱
Bi	۱۰	۱	۱	۱	۱	n.d.
Ag	۱۰	۱	۱	۱	۱	۱۰
Au	۳۱۰	۳۰	۳۰	۳۰	۳۰	۳۰
Hg	۱۰	۱	۱	۱	۱	۱۰
Tl	۱۰	۱	۱	۱	۱	n.d.
Se	۱۰	۱	۱	۱	۱	۱۰
Ba	۲۴۶۰	۱۲۰	۱۸۵۰	۱۰۱۵۰	۱۰۸۰	۱۵۰۰
Be	۱۰۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	n.d.
Co	۲۴۸۰	۴۱۰	۳۳۸۰	۴۲۲۰	۴۹۸۰	۶۹۰
Cs	۱۰	۱	۱	۱	۱	۱۰
Ga	۱۵۸۰	۱۶۰	۱۵۱۰	۱۸۹۰	۱۸۵۰	۱۶۰
Hf	۲۰۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۱۰۳۸
Nb	۱۶۲۰	۱۳۰	۱۱۳۰	۱۰۳۰	۱۰۳۰	n.d.
Rb	۲۱۵۰	۳۸۰	۳۸۱۰	۱۲۰	۱۲۰	۳۵۰
Sr	۱۰۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰
Sr	۱۹۳۱۰	۳۳۶۰	۲۳۶۱۰	۴۱۱۰	۳۱۳۱۰	۲۳۱۰
Ta	۱۰۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰
Tb	۳۰	۳	۳	۳	۳	۳
Tb	۳۰	۳	۳	۳	۳	۳
U	۱۰	۱	۱	۱	۱	۱۰
V	۱۶۶۱۰	۱۸۱۰	۱۶۲۱۰	۱۸۱۰	۱۸۱۰	۱۵۵۰
W	۱۰	۱	۱	۱	۱	۱۰
Zr	۱۶۵۰	۱۶۵	۱۰۰	۱۶۵	۱۶۵	۲۰۰
Y	۱۶۸۰	۱۶۱۰	۱۶۵۰	۱۶۸۰	۱۶۸۰	n.d.
La	۲۱۰	۲۱۰	۲۱۰	۲۱۰	۲۱۰	۱۱۰
Ce	۲۴۶۰	۲۵۰	۲۱۰	۲۱۰	۲۲۰	۲۰۰
Pr	۵۲۱۰	۵۱۰	۴۲۰	۴۲۰	۴۲۰	n.d.
Nd	۲۰۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	n.d.
Sm	۲۴۶	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰	۲۰
Eu	۱۲۴	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۰
Gd	۳۵۵	۳۰	۳۰	۳۰	۳۰	۳۰
Tb	۳۰	۳	۳	۳	۳	۳
Dy	۳۲۷	۳۰	۳۰	۳۰	۳۰	۳۰
Ho	۱۵۸	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵	۱۵
Er	۱۶۷	۱۶	۱۶	۱۶	۱۶	n.d.
Tm	۱۰	۱	۱	۱	۱	۱
Yb	۱۶۱	۱۶	۱۶	۱۶	۱۶	۱۶
Lu	۱۰	۱	۱	۱	۱	۱۰

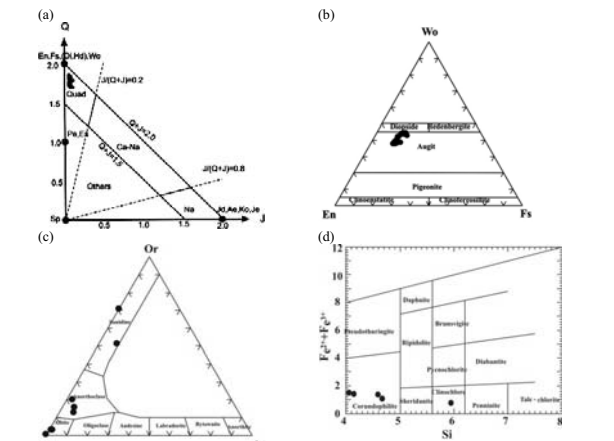
کانی‌های کدر تشکیل می‌دهند. ولکانیک‌های موجود در منطقه مورد مطالعه از نظر کانی‌شناسی، رنگ و بافت پیکنواخت هستند. نمودارهای نام‌گذاری شیمیایی کانی‌های مورد مطالعه در شکل ۷ آورده شده و در ادامه بررسی می‌شوند.



شکل ۵- تصاویرهای میکروسکوپی بازالت‌های دوتین منطقه پل خوانند و بافت ایتیک موجود در آن‌ها



شکل ۶- فنوکریست‌های الیون که به‌طور کامل توسط کلریت جایگزین شده‌اند.



شکل ۷- نام‌گذاری کانی‌های موجود در بازالت‌های مورد مطالعه. (a) موقعیت کلسیوپروکسن‌ها در نمودار Q-J (Q=Ca+Mg+Fe<sup>2+</sup> و J=2Na) (b) موقعیت ترکیبی کلسیوپروکسن‌ها در نمودار تقسیم‌بندی مربوطه (Morimoto, 1989). (c) موقعیت فلدسپارهای مورد مطالعه در نمودار تقسیم‌بندی فلدسپارها، (d) موقعیت کلریت‌ها در نمودار تقسیم‌بندی کلریت‌ها

نمونه‌های مورد نظر با توجه به اعضای پایانی محلول جامد در دیاگرام Q-J، در محدوده Quad قرار می‌گیرند (شکل ۷) (Morimoto, 1989) در دیاگرام تقسیم بندی پیروکسن‌ها، این کانی‌ها در محدوده اوزیت و مرز بین اوزیت و دیوپسید قرار گرفته‌اند. **پلاژیوکلاز:** این کانی نیز مانند کلسیوپروکسن یکی از کانی‌های عمده این سنگ است. پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها اغلب تجزیه شده‌اند که کانی‌های حاصل از تجزیه آنها شامل اپیدوت، کلریت، کلسیت و آلیت هستند. همان‌طور که در شکل ۷ مشاهده می‌شود، ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده آلیت است و

**کلسیوپروکسن:** کلسیوپروکسن از عمده کانی‌های تشکیل دهنده این واحد سنگی است. در این سنگ‌ها نیز بلورهای پیروکسن سالم و بدون هیچ دگرسانی هستند. اعضای پایانی محلول جامد کانی‌های پیروکسن، اغلب شامل ولاستونیت، انستایت و فروسلیت هستند، که مقدار فروسلیت در آنها از دو عضو دیگر کمتر است (FS<sub>12-17</sub>, FS<sub>39-49</sub>, WO<sub>37-44</sub>). در بعضی از نمونه‌ها انستایت بیشتر است که بیانگر بیشتر بودن مقدار MgO آنها نسبت به سایر نمونه هاست و در پارای دیگر ولاستونیت بیشتر است که در انواع اخیر مقدار CaO بیشتر از سایر نمونه هاست. کلسیوپروکسن‌های

دارای منشأ ثانویه است. بر اساس آنالیزهای نقطه‌ای انجام شده بر روی کانی‌های موجود، ترکیب تمامی پیروکسن‌ها در محدوده اوزیت و مرز بین اوزیت و دیوپسید، ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده آلیت، ترکیب الکانی فلدسپارها در محدوده سائیدن و اورتوکلاز و ترکیب کلریت‌ها در محدوده کلسینول و کروندوفیلیت قرار دارد. یک نمونه گارنت با درصد بالای مگنتز (اسپارترین) که حاصل دگرگونی درجه پایین است و یک نمونه آمفیبول که در بازالت‌های شدیداً دگرسان شده مشاهده شده‌اند، دو نمونه مگنتیت نیز در بررسی شیمیایی کانی‌ها تشخیص داده شده‌اند. با توجه به بازیگ بودن سنگ‌های مورد بررسی، ترکیب پلاژیوکلازهای اولیه آن باید کلسیم دار باشند اما در اثر دگرسانی آن‌ها و افزوده شدن سدیم به سنگ، ترکیب پلاژیوکلازها سدیک (آلیت) شده است.

**ژئوشیمی**

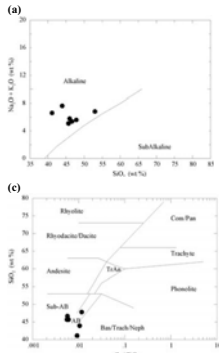
بررسی نتایج به‌دست آمده از آنالیز ژئوشیمیایی بازالت‌های منطقه پل خوانند نشان می‌دهد که:  
 ۱- این سنگ‌ها دارای LOI فراوان بوده که نشان دهنده دگرسان بودن آن‌هاست.  
 ۲- مقدار SiO<sub>2</sub> آن‌ها در توافق با مشخصات کانی‌شناسی و پتروگرافی بوده، بازالت بودن آن‌ها را نشان می‌دهد.  
 ۳- مقدار TiO<sub>2</sub> این سنگ‌ها بیش از یک درصد وزنی بوده (۱/۹ تا ۲/۹)، با خصوصیات سنگ‌های سری ماگمایی تولیتنی و آلکانن مطابقت دارد.  
 ۴- مقدار La این بازالت‌ها ۱۱۰۰ ppm تا ۲۱۴۰ بوده، مقدار Ce آن‌ها نیز تقریباً دو برابر La است که این مقادیر در هماهنگی با سری ماگمایی انتقالی بین آلکانن و تولیتنی است.

محدوده ترکیبی آلکانی فلدسپارها اورتوکلاز و سائیدن است. این کانی به همراه کانی‌های کلسیوپروکسن در ایجاد بافت‌های ایتیک و ساب ایتیک شرکت دارد. پلاژیوکلازهای تجزیه شده با حاشیه تحلیل رفته و گرد شده و پلاژیوکلازهای خود شکل حالت‌های متفاوت این کانی در ولکانیک‌های منطقه مورد مطالعه است. پلاژیوکلازهایی که دارای حاشیه تحلیل رفته و گرد شده هستند، نتیجه کاهش ناگهانی فشار هستند. **الیون:** الیون در این نمونه‌ها به‌صورت فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است. شدت تجزیه کانی الیون در نمونه‌ها به حدی است که کانی اولیه، به‌طور کلی اختصاصات کانی‌شناسی خود را از دست داده و توسط کلریت (کروندوفیلیت) جایگزین (سودومورف) شده است اما این کانی ثانویه قالب کانی فرومیزین قبلی را حفظ نموده است (شکل ۶). **کلریت:** کلریت حاصل آلتراسیون کانی‌هایی مانند الیون و پیروکسن و سوسوریتی شدن پلاژیوکلازهای بازیگ اولیه است. در بازالت‌هایی با بافت آمیگدالوئیدال، جزء کانی‌های پرکننده حفرات است. معدودی از کلریت‌ها نیز در متن سنگ پراکنده‌اند. محدوده ترکیبی کلریت‌ها در شکل ۷ نشان داده شده است. همان‌طور که در این شکل مشخص شده، کلریت‌های مورد نظر در محدوده کروندوفیلیت (کلریت‌های حاصل از تجزیه الیون) و کلسینول (کلریت‌های پراکنده در متن سنگ) قرار دارند. **کانی‌های کدر:** این کانی‌ها بر اساس شکل ظاهری و مطالعات مینرالوگرافی، مگنتیت و ایلمینت هستند و به دو صورت اولیه و ثانویه (محصولات واپاشی و تجزیه کانی‌های دیگر) و به‌مقدار فراوان در زمینه وجود دارند. **کلسیت:** کلسیت به‌صورت پرکننده شکستگی‌ها و حفرات و به‌مقدار جزئی در متن بازالت‌ها وجود دارد، که

این نمونه‌ها دگرسان و اسیدیتی شده‌اند و مقدار سدیم آنها افزایش یافته است.

**نام‌گذاری بر اساس نسبت مجموع آلکالی در مقابل  $SiO_2$ :** در این نمودار (Chen, 1988)، نمونه‌ها در محدوده‌های تراکی بازالت، تراکی آندزیتی بازالت، و تفریت و بازالتی قرار گرفته‌اند (شکل ۸). اما از آنجایی که مقدار سدیم این سنگ‌ها در اثر دگرسانی افزایش یافته است، موقعیت این سنگ‌ها در نمودار فوق بالاتر از موقعیت واقعی آن‌هاست.

**نمودار  $Zr/TiO_2$  در مقابل  $SiO_2$  (Droop, 1987):** همان‌طور که در شکل ۸ نشان داده شده است، نمونه‌های مورد آنالیز در محدوده آلکالی بازالت‌ها و بازالت‌های ساب‌آلکالی واقع می‌شوند و دارای ماهیت انتقالی هستند.



شکل ۸- نمودارهای بررسی سری ماگمایی و نام سنگ‌ها، (a) نمودار تاس (Total Alkalies versus Silica = TAS) (Irvine and Barager, 1971)، (b) تقسیم‌بندی سنگ‌های آتشفشانی بر اساس مجموع آلکالی در مقابل سیلیس (Le Maitre, 1989) (محدوده‌ها عبارتند از: R: رولیت، T: تراکیت، S1: تراکی بازالت، S2: تراکی آندزیتی بازالت، S3: تراکی آندزیت، O1: بازالت آندزیتی، O2: آندزیت، O3: داسیت، A1: تفریت و بازالتی، A2: تفریت فولیتی، A3: فولیت تفریتی، Pb: فولیت، F: فولیت، Pc: پیرکیت)، (c) نمودار  $Zr/TiO_2$  در مقابل  $SiO_2$  (Winchester and Floyd, 1977) (AB: آلکالی بازالت، Sub-AB: بازالت‌های ساب‌آلکالی).

برای طبقه‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌ها، تشخیص نوع ماگما و تعیین محیط تکنونیکی این سنگ‌ها از نتایج تجزیه‌های ژئوشیمیایی در نمودارهای مختلف استفاده شد.

#### تعیین سری ماگمایی مولد سنگ‌ها

**نمودار  $(Na_2O+K_2O)/SiO_2$  در این دیاگرام** بر اساس مقادیر آلکالی و سیلیس می‌تواند دو سری ماگمایی آلکالی و ساب‌آلکالی را از هم تفکیک نمود (Irvine and Barager, 1971). همان‌طور که در شکل ۸ نشان داده شده است، سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوئیک زیرین جنوب شرق انارک در محدوده آلکالی و نزدیک به مرز بین دو محدوده واقع شده است. دلیل واقع شدن نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده آلکالی، این است که

دگرگونی درجه پایین و متاسوماتسم دارای تحرک زیاد نیستند. در این نمودار نیز نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده D (بازالت‌های درون قاره ای) قرار می‌گیرند.

#### بررسی نمودارهای عنکبوتی (Spider diagrams)

نمودارهای عنکبوتی ابزار قابل اعتمادی برای تعیین کیفی نوع سنگ منشأ، کیفیت ذوب بخشی سنگ منشأ و تبلور جزئی ماگما و همچنین تفکیک سری‌های ماگمایی هستند. نمودار پهنج‌سازی مقادیر عناصر ناسازگار سنگ‌های مورد بررسی در برابر گوشه اولیه و نمودار پهنج‌سازی مقدار عناصر نادر خاکی آن‌ها نسبت به کندریت در شکل ۱۰ آورده شده است. با توجه به روند نمونه‌ها روی نمودار پهنج‌سازی نسبت به گوشه اولیه، می‌توان دریافت که همه نمونه‌ها از خود روندی تقریباً کاهشی نشان داده، برخی عناصر همچون Zr، K، Pb، Cs و Hf دارای تغییرات فراوانی قابل توجهی هستند. در این نمودار که عناصر برمی‌نمایند کاهشی درجه ناسازگاری آن‌ها مرتب شده‌اند، بیشتر بودن مقدار عناصر شدیداً ناسازگار نسبت به MREE و HREE با خوبی نمایان است. انومالی مثبت Pb را نیز می‌توان به صعود بازالت‌های مورد بررسی از درون پوسته قاره‌ای نسبت داد. نمودار پهنج‌سازی نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به کندریت نیز نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها از خود یک سیر نزولی نشان داده، تغییرات فراوانی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین بیشتر است.

از روی روند نمونه‌ها روی نمودار پهنج‌سازی نسبت به کندریت می‌توان تا حدودی نوع سری ماگمایی را مشخص نمود. در این نمودارها سری‌های آلکالی، کالک‌آلکان و شوشونیتی سیر نزولی دارند، در حالی که سری‌های تولیتی حالت مسطح تا کمی صعودی نشان می‌دهند. بر این اساس، نمونه‌ها روندی مشابه با دسته

با توجه به این که بازالت‌های دونین منطقه پل خاوند دارای آثار قابل توجهی از دگرسانی هستند، لذا در تعیین نوع سری ماگمایی آن‌ها، نام‌گذاری سنگ‌ها و تعیین نوع احتمالی محیط تکنونیکی بهتر است که از عناصری که کم تحرک بوده، در مقابل دگرسانی مقاوم‌تر هستند، استفاده شود.

#### تعیین محیط تکنونیکی تشکیل سنگ‌ها با استفاده از آنالیز کل سنگ

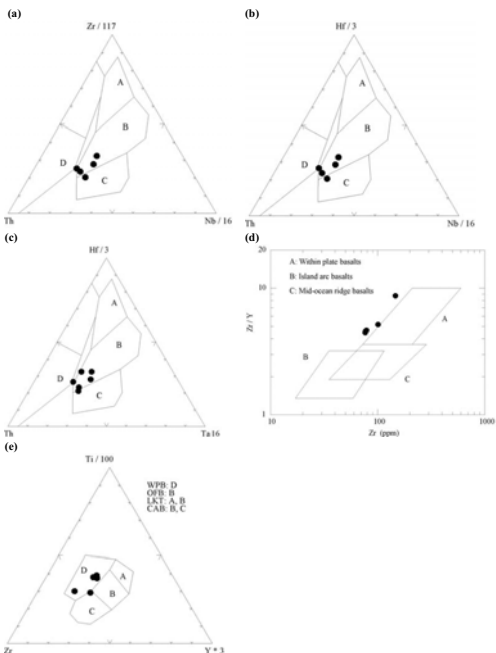
دیاگرام‌های  $Hf/3$ -Th-Nb/16،  $Zr/117$ -Th-Nb/16 و  $Hf/3$ -Th-Ta و Ta و Nb استفاده شده است، محدوده‌های تکنونیکی مختلف را از هم تفکیک می‌کنند (Wood, 1980). در همه این دیاگرام‌ها، نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر در محدوده B (بازالت‌های درون صفحه قاره ای) واقع می‌شوند (شکل ۹).

نسبت  $Zr/Y$  در مقابل اندیس  $Zr$  تمایز مؤثری بین بازالت‌های جزایر قوسی، مورب و بازالت‌های درون صفحه‌ای نشان می‌دهد (Pearce and Norry, 1979). نمونه‌های پل خاوند در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای واقع می‌شوند.

دیاگرام  $Ti/100$ -Zr-Y\*3 (که توسط Pearce and Cann, 1973) ارائه شده است، نیز یکی از دیاگرام‌هایی است که با استفاده از عناصر فرعی، محیط‌های تکنونیکی مختلف را از یکدیگر جدا می‌کند. بازالت‌های مربوط به محیط‌های تکنونیکی متفاوت دارای مقادیر متفاوتی از عناصر فرعی هستند. این تفاوت‌ها در مقدار عناصر فرعی، برای تشخیص محیط تکنونیکی سنگ‌های بازالتی که اکنون تغییر شکل یافته‌اند (دگرگون شده) و نیز بازالت‌های مربوط به کمپلکس‌های آفیولیتی سودمند هستند. عناصر Zr، Ti و Y احتمالاً مناسب‌ترین عناصر برای این منظور هستند، زیرا این عناصر در هنگام

به عناصر نادر خاکی سنگین در نمونه‌های مورد مطالعه به خوبی مشخص است.

اول (سری آلکالی، کالک‌آلکان و شوشونیتی) را نشان می‌دهند. فراوانی بودن عناصر نادر خاکی سبک نسبت



شکل ۹- نمودار تعیین موقعیت تکنونیکی بازالت‌های منطقه پل خاوند، (a) نمودار  $Zr/117$ -Th-Nb/16 (Wood, 1980)، (b) نمودار  $Hf/3$ -Th-Ta (Wood, 1980)، (c) نمودار  $Hf/3$ -Th-Ta (Wood, 1980)، (d) نمودار  $Zr/Y$ -Zr (Pearce and Norry, 1979)، (e) تغییرات در محتوای  $Ti$  نسبت  $Zr$  و  $Y$  بازالت‌های مربوط به محیط‌های تکنونیکی مختلف (Pearce and Cann, 1973). WPB: D: بازالت‌های کف آفیولیتی، CAB: B: بازالت‌های کالک‌آلکان، OFB: بازالت‌های کف آفیولیتی، WPB: بازالت‌های درون قاره‌ای.

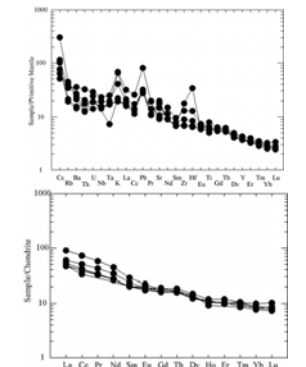
زیرین دیده می‌شوند، یک محیط رسوبی کم‌زرقا و یا دریاچه‌ای را نشان می‌دهند. دلیل تشکیل نشدن گدازه بالشی در این منطقه، کم بودن عمق آب در هنگام بیرون ریختن گدازه است.

تغییرات ترکیبی در گدازه‌های مافیک، اغلب به سه عامل اصلی نسبت داده می‌شوند، که این عوامل شامل تغییرات درجه تبلور تفریقی یا ذوب بخشی، آلاشی پوسته‌ای و اختلاط ماگمایی هستند (Mattsson and Oskarsson, 2005). همچنین تفاوت نوع سنگ منشأ نیز می‌تواند سبب ایجاد تنوع ترکیبی در سنگ‌های آذرین شود.

از آنجایی که در مطالعات و بررسی‌های صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی سنگ‌های منطقه شاهدهی مینی بر اختلاط ماگمایی مشاهده نشده است، تأثیر این فاکتور بر روی سنگ‌های منطقه بسیار ناچیز است.

کانی کلینوپیروکسن کانی بسیار با ارزشی در پتروژئولوژی است. این کانی می‌تواند همه عناصر موجود در ماگما را در شبکه خود جای دهد، بنابراین ترکیب آن می‌تواند نماینده نوع ماگمایی باشد که از آن منتج شده است. از ترکیب شیمیایی کانی کلینوپیروکسن، برای تشخیص محیط‌های تکنونیکی و تعیین نوع ماگمای والد می‌توان استفاده نمود. در بازالت‌های قدیمی که معمولاً تجزیه شده‌اند و عناصر اصلی آن کم و یا زیاد شده‌اند، بهترین کانی جهت تشخیص نوع ماگما بقایای کلینوپیروکسن‌ها هستند که با استفاده از نمودارهای مخصوص این کانی می‌توان محیط ژئوتکنونیکی تشکیل سنگ را نیز تشخیص داد.

بسیاری از بازالت‌های هوازده و دگرگون شده شامل کلینوپیروکسن‌های سالم هستند که در یک زمینه دگرسان شده، قرار گرفته‌اند. با توجه به اینکه ترکیب



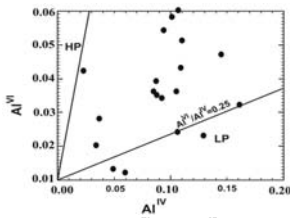
شکل ۱۰- نمودارهای پهنج‌سازی نمونه‌های مورد بررسی در برابر گوشه اولیه و کندریت

#### بحث

#### ماهیت ولکانیسم دونین در پل خاوند (جنوب‌شرق منطقه انارک)

نمودارهای ژئوشیمیایی سری ماگمایی انتقالی را برای بازالت‌های مورد مطالعه نشان می‌دهند. به عبارتی، نمونه‌های مورد نظر بین محدوده آلکالی و تولیتی با تمایلی به سمت محدوده آلکالی قرار می‌گیرند. دلیل قرار گرفتن این نمونه‌ها در محدوده آلکالی بالا بودن عنصر سدیم در این نمونه‌ها است. چرا که این نمونه‌ها اسیدیتی شده‌اند.

از آنجایی که کنگلومراها و ماسه سنگ‌ها در محیط‌های دریایی با عمق کم و شیل‌ها و آهک‌ها در محیط‌های دریایی با اعماق بیشتر تشکیل می‌شوند، جنس رسوباتی که در لایه‌های بازالت‌های پالئوزوئیک



شکل ۱۱- نمودار  $Al^{IV}$  در مقابل  $Al^{IV}$  (Aoki and Shiba, 1973) به منظور بررسی فشار محیط تبلور کلیئوپروکسن‌ها بازالت‌های دونین منطقه پل خاوند (اسارک) (HP= High pressure field, LP=Low pressure field)

### تعیین دمای آلتراسیون بر اساس ترموبارومتري کليريت‌ها

با استفاده از معادلات ترمومتري ارائه شده توسط (Cathelineau and Neiva, 1985; Cathelineau, 1991) می‌توان دمای آلتراسیون را به‌دست آورد. معادلات پیشنهاد شده به شرح زیر هستند (Jowett, 1991)

$$T (^{\circ}C) = 319 Al^{IV} - 69$$

$$Al^{IV} = Al^{IV} + 0.1 [Fe / (Fe + Mg)]$$

بر اساس معادله دیگری که توسط (Cathelineau, 1988) ارائه شده است، نتایج تقریباً مشابهی به‌دست آمده است. معادله به شرح زیر است:

$$T (^{\circ}C) = -61.92 + 321.98 Al^{IV}$$

ترمومتري دیگری نیز توسط (Cathelineau and Neiva, 1985) ارائه شده است که معادله آن به‌صورت زیر است.

$$T (^{\circ}C) = 213.3 Al^{IV} + 17.5$$

تمامی کليئوپروکسن‌ها در محدوده اوزيت قرار دارد، این سنگ‌ها از نظر کانی‌شناسی یکنواخت هستند، می‌توان چنین نتیجه گرفت که ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها دچار تفریق گسترده نشده است.

با توجه به اینکه سنگ منشأ این سنگ‌ها مربوط به گوشه بوده، لرزولیت‌ها سازنده اصلی گوشه بالایی هستند که اساساً از الیوسین، ارتوپروکسن و کليئوپروکسن تشکیل شده است. ماگمایی که از ذوب بخشی لرزولیت‌ها به‌دست می‌آید، بر اثر تبلور دارای درصد بالایی از کليئوپروکسن خواهد بود. از ذوب کليئوپروکسن‌ها نیز بازالت به‌دست می‌آید.

با توجه به هشت مورد آنالیز کل سنگ و استفاده از محاسبات ارائه شده توسط (Chen, 1988)، درجه ذوب بخشی سنگ منشأ نمونه‌های مورد نظر به‌طور متوسط ۱۵ درصد است. با استفاده از روش ارائه شده توسط (Aoki and Shiba, 1973) که  $Al^{IV}$  کانی‌های کليئوپروکسن در مقابل  $Al^{IV}$  در نموداری رسم می‌شود، می‌توان فشار تشکیل کليئوپروکسن‌ها را به‌دست آورد (شکل ۱۱). آزمایش‌های ذوب در سنگ‌های بازالتی نشان داده است که تشکیل  $Al^{IV}$  در کليئوپروکسن‌های آذرین بسیار وابسته به فشار است (Mahood and Baker, 1986) که حدود  $Al^{IV}$  مشاهده شده در اوزیت‌ها با فشار کم بلوری شدن سازگار است. نسبت  $Al^{IV}/Al^{IV} = 0.25$  مرزی است برای جدا کردن کليئوپروکسن‌هایی که در فشار کم و متوسط متبلور شده‌اند. در این نمودار سه محدوده فشار بالا، فشار متوسط و فشار پایین از هم جدا می‌شوند. اکثر کليئوپروکسن‌های نمونه‌های مورد مطالعه، در محدوده فشار متوسط قرار می‌گیرند و تعداد معدودی از نمونه‌ها در محدوده فشار پایین واقع می‌شوند.

سنگ‌شناسی و شیمیایی نمونه‌ها، ارتباط آنها با یک رژیم زمین ساخت کشتی را نشان می‌دهد. همراه بودن این بازالت‌ها با ماسه سنگ‌ها وجود یک محیط دریایی کم عمق را برای آنها به اثبات می‌رساند.

دلیل تشکیل نشدن گدازه بالشی در این منطقه، کم بودن عمق آب در هنگام بیرون ریختن گدازه است.

با استفاده از روش‌های ارائه شده می‌توان فشار را بر اساس  $Al^{IV}$  و  $Al^{IV}$  کليئوپروکسن‌ها به‌دست آورد. با به کارگیری این روش اکثر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده فشار متوسط قرار می‌گیرند.

با استفاده از ترمومتري کليريت‌ها، دمای آلتراسیون سنگ‌های بازالتی منطقه نیز تعیین شد. با به کارگیری این روش برای کليريت‌های حاصل از تجزیه الیوسین (کروندوفیلیت) دمای ۴۰۰-۶۰۰ درجه سانتیگراد حاصل شده است.

با استفاده از دیاگرام‌های مختلف ارائه شده برای تعیین محیط تکنونیکی، این نتیجه حاصل شد که نمونه‌های مورد مطالعه متعلق به بازالت‌های درون صفحه‌ای هستند. مقایسه نمونه‌های پل خاوند با بازالت‌های منطقه ایبانه (شبه) نشان می‌دهد که بازالت‌های منطقه سه نیز از نظر بافتی و کانی‌شناسی تقریباً یکنواخت هستند. همچنین، در دیاگرام‌های تعیین موقعیت تکنونیکی همچون نمونه‌های پل خاوند در محدوده بازالت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند.

با توجه به اینکه در دیاگرام‌های تعیین ماهیت ماگما، نمونه‌های مورد نظر روی مرز بین محدوده آلکان و ساب آلکان قرار می‌گیرند، ماهیت اصلی این سنگ‌ها، انتقالی در نظر گرفته می‌شود. علت واقع شدن این نمونه‌ها در نزدیکی محدوده آلکان، بالا بودن عناصر آلکالی، به‌علاوه اسپیلیتی شدن آنهاست. از این نظر نیز نمونه‌های مورد مطالعه شبیه به نمونه‌های منطقه سه

نتایج به‌دست آمده از این معادله‌ها در جدول ۶ آورده شده است.

Samples	[Fe] T(C)	[Fe] T(C)	[Fe] T(C)
۶۵۷	۲۲۹.۵۷	۲۲۹.۰۰	۲۲۹.۶۲
۶۱۴	۲۸۹.۶۶	۲۸۹.۱۶	۲۲۹.۵۰
۶۱۵	۶۶۸.۵۷	۶۶۸.۰۰	۵۰۵.۵۶
۶۱۶	۶۶۰.۷۲	۶۶۷.۷۲	۲۸۰.۷۹

با استفاده از نتایج ترمومتري کليريت‌ها با استفاده از ۳ معادله ذکر شده، این نتیجه به‌دست می‌آید که دمای محلول‌های گرمایی که بر سنگ اثر گذاشته‌اند و باعث ایجاد کليريت‌های نوع کروندوفیلیت (کليريت‌های ناشی از آلتراسیون الیوسین‌ها) شده‌اند، بالا بوده است (۴۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد). از آنجایی که مقدار  $Al^{IV}$  در مورد کليريت‌های موجود در زمینه سنگ صفر بوده است، لذا ترمومترهای فوق در ترمومتري این نوع از کليريت‌ها نتوان هستند.

### نتیجه‌گیری

بررسی‌های پتروگرافی و پتروژئولوژیک نشان می‌دهد که بازالت‌های مورد مطالعه از نظر پتروگرافی و کانی‌شناسی تقریباً یکنواخت هستند و همگی از نوع بازالت هستند. عمده کانی‌های تشکیل دهنده این بازالت‌ها، فلوکریست‌های پلازیوکلاز و کليئوپروکسن‌های سالم هستند. در نمونه‌های مورد مطالعه تبلور فلدسپارها قبل از تشکیل پروکسن‌ها بوده است. بافت ایفنیکی در این سنگ‌ها شاهدهی بر این موضوع است.

با توجه به یکنواختی بافتی و کانی‌شناسی بازالت‌های منطقه پل خاوند، می‌توان چنین بیان کرد که ماگمای تشکیل دهنده آنها بدون توقف و تفریق گسترده در مسیر به سطح زمین رسیده است. ویژگی‌های

و کندريت نورمالیزه شده‌اند، همه نمونه‌ها روند تقریباً مشابهی را نشان می‌دهند که بیانگر منشأ یکسان آن‌ها و عدم رخداد تفریق گسترده در آن‌هاست. همه آنها در عناصر نادر سبک غنی شدگی و در عناصر نادر سنگین تهی شدگی نشان می‌دهند.

### منابع

- آیتی، ف.، خلیلی، م.، نقره‌نایان، م. و مکی‌زاده، م. ع. (۱۳۸۲) داده‌های پیرامون ولکانیسم پالتوزونیک زیرین در مناطق ایبانه، سه، زفره، باقرآباد و دالامه اردکان (ایران مرکزی). بیست و دومین گردهمایی علوم زمین.
- آیتی، ف. (۱۳۸۲) مطالعه پتروژئولوژی و ژئوشیمی ولکانیسم پالتوزونیک زیرین (سیلورین) در دره ایبانه، پایانه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- بختیاری، س. (۱۳۸۲) اطلس راه‌های ایران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰. سازمان جغرافیایی و کارتوگرافی گیتاشناسی، چاپ کارون.
- تربای، ق. (۱۳۸۲) پتروژئولوژی افیولیت‌های منطقه انارک (شمال‌شرق استان اصفهان). پایانه نامه دکتری پتروژئولوژی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.
- درخشی، م. (۱۳۸۵) الف) موقعیت چینه‌شناسی، ژئوشیمی و پتروژئولوژی سنگ‌های آذرین بازیک پالتوزونیک زیرین ناحیه شیرگشت، شمال غرب طبرستان. مجموعه مقالات دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، سمنان، ایران.
- درخشی، م. (۱۳۸۵) ب) پتروگرافی و کانی‌شناسی سنگ‌های آذرین بازیک ناحیه شیرگشت و بررسی نقش الیوسین در توزیع عناصر کمیاب. مجموعه مقالات چهاردهمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود، سمنان، ایران.
- گرجی، م. (۱۳۷۳) بررسی بیواستراتیگرافی و زمین‌شناسی رسوبات دونین - کربونفر در ناحیه انارک، پایانه کارشناسی ارشد چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- ناظمی‌هرندی، ع. (۱۳۸۴) ژئوشیمی و پتروژئولوژی سنگ‌های دگرگونی مناطق چاه گربه و پل خاوند (انارک). پایانه‌نامه کارشناسی ارشد پتروژئولوژی دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- Aoki, K. and I. Shiba (1973) Pyroxene from Iherzolite inclusions of Itinomegata, Japan. *Lithos* 6: 41-51.
- Cathelineau, M. and D. Neiva (1985) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* 23: 471-485.
- Cathelineau, M. (1988) A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91: 235-244.
- Chen, C. (1988) Estimation of the degree of partial melting by  $(Na_2O + K_2O)$  and  $Al_2O_3/SiO_2$  of basic magmas. *Chemical Geology* 71: 355-364.
- Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimating  $Fe^{3+}$  concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51: 431-435.
- Irvine, T. N. and W. R. A. Barager (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Science* 8: 523-548.
- Jowett, E. C. (1991) Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. Geological Association of Canada/ Mineralogical Association of Canada/ Society of Economic Geology Joint Annual Meeting, Toronto, Canada.

- Le Maitre, R. W. P., Bateman, A., Dudek, J., Keller, M. J., Lameyre Le Bas, P. A., Sabaine, R. Schmid, H. Sorensen, A. Streckeisen, A. R. Woolly, and B. Zanettin (1989) A Classification of igneous rocks and glossary of term. Blackwell, Oxford.
- Mahood, G. A. and D. R. Baker (1986) Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks, Pantelleria strait of Sicily. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 93: 251-264.
- Mattsson, H. B. and N. Oskarsson (2005) Petrogenesis of alkaline basalts of the tip of a Propagating rift: Evidence from the Heimaya volcanic center, south Iceland. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147: 254-267.
- Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist* 27: 143-156.
- Pearce, J. A. and J. R. Cann (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Pearce, J. A. and M. J. Norry (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Sharkovski, M., Susov, M. and Kriviyakin, B. (1984) Geology of the Anarak area (Central Iran), Explanatory text of the Anarak quadrangle map, 1:250,000. V/O Technoexport Report TE/No. 19, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Winchester, J. A. and P. A., Floyd (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 249-284.
- Wood, D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectono-magmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.

## مقدمه

افیولیت‌های ایران قسمتی از افیولیت‌های تئیسسی خاورمیانه هستند که به علت موقعیت جغرافیایی منحصراً به فردشان از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند، زیرا آن‌ها افیولیت‌های آسیا (برای مثال پاکستان و تبت) را به افیولیت‌های مدیترانه و کارپاتیان (برای مثال تروُدوس، یونان و شرق اروپا) متصل می‌کنند. افیولیت‌های ایران بر اساس سن و فراوانی به دو دسته افیولیت‌های پالئوزوئیک با فراوانی کم و مزوزوئیک با فراوانی زیاد تقسیم می‌شوند (Arvin and Robinson, 1994).

افیولیت‌های مزوزوئیک قطعات گسیخته شده‌ای از اقیانوس نئوتئیس را به نمایش می‌گذارند که در طول تریاس بین اوراسیا و گندوانا توسعه یافته است (Berberian and King, 1981; Sengor, 1987, 1990). زون‌های خط درزی مزوزوئیک در ایران به وسیله نواحی مشخص منقطع از توده‌های مرتبط به افیولیت مشخص می‌شوند. این زون‌های خط درزی در قالب مدل‌های مختلفی تفسیر می‌شوند. این افیولیت‌ها را Ricou (۱۹۷۱) به عنوان بخشی از یک اقیانوس واحد در نظر می‌گیرد؛ در حالی که دیگران از جمله Berberian و King (۱۹۸۱) و Knipper و همکاران (1986) معتقدند که نظم افیولیت‌های جدا شده بیانگر حوضه‌های اقیانوسی متفاوتی است. نظریه اخیر با طبیعت ماگمایی متفاوت مجموعه‌های افیولیتی مزوزوئیک ایران سازگارتر است.

در یک بازسازی تکتونیکی (شکل ۱) به نظر می‌رسد که افیولیت‌های نئوتئیس ایران در سه زون ساختاری متفاوت شکل گرفته‌اند که دو مورد آن آلوتونوس (۱) و (۲) و یک مورد آن اتونکتونوس تا پاراتونکتونوس (۳) است (Arvin *et al.*, 2001). این افیولیت‌ها بر اثر جدایش

حوضه‌های اقیانوسی ایجاد شده‌اند. زون‌های ساختاری مرتبط با آن‌ها عبارتند از:

(۱) کمربند جنوبی با روند شمال غرب- جنوب شرق که کمربند پری- عربی (Ricou, 1971) یا اقیانوس نئوتئیس جنوبی (Sengor, 1984, 1990) نامیده می‌شود؛

(۲) کمربند ایران مرکزی (روند شمالی- جنوبی و شرقی- غربی) که بقایایی از اقیانوس‌های نائین- بافت، سیزوار و سیستان را نمایش می‌دهد (McCall and Kidd, 1981; Tirrul *et al.*, 1983).

(۳) کمربند جازموریان با روندهای شرقی- غربی و سپس شمال غرب، که بقایایی از اقیانوس مکران را به نمایش می‌گذارد (خط درز مکران داخلی از McCall and Kidd, ۱۹۸۱)، به گونه‌ای که مجموعه گنچ متعلق به این کمربند است.

محققانی نظیر McCall و Kidd (۱۹۸۱) و McCall (۱۹۸۵، ۱۹۹۷)، زمین‌شناسی ناحیه مکران ایران را به ایالت‌های ژئوتکتونیکی مختلفی تقسیم نمودند که شامل ناحیه آمیزه رنگین و ناحیه جدایشی مکران داخلی است و مشتمل بر سه مجموعه اصلی بندزبارت- دره انار، گنچ و رمشک- مختارآباد است. مرزهای بین این افیولیت‌ها کاملاً گسله است؛ لذا این افیولیت‌ها می‌توانند قسمتی از یک افیولیت بزرگتر باشند که اکنون به صورت مجموعه‌های جدا از هم درآمده‌اند (McCall, 1985).

از آنجایی که گدازه‌های بالشی یکی از اجزای اصلی بخش آتشفشانی در توالی‌های افیولیتی هستند، لذا این مقاله یک بازنگری توصیفی از مورفولوژی‌های موجود در گدازه‌های بالشی موجود در مجموعه گنچ را ارائه کرده، همچنین فاکتورهای مؤثر در شکل‌گیری مورفولوژی‌های گوناگون گدازه‌های بالشی موجود را

پتسرولوژی، سال اول، شماره سوم، پاییز ۱۳۸۹، صفحه ۴۷-۶۴  
تاریخ دریافت: ۱۳۸۰/۹/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۱/۹/۰۷

## شواهد ریخت‌شناسی، ساختاری، بافتی و کانیایی گدازه‌های بالشی مجموعه گنچ، جنوب شرق کرمان

علیرضا شاکر اردکانی<sup>۱\*</sup>، محسن آروین<sup>۲</sup> و رولند اوبرهنسلی<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup>بخش معدن، دانشکده معدنی- معنی زنده، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران  
<sup>۲</sup>بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران  
<sup>۳</sup>بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پتسدام، آلمان

## چکیده

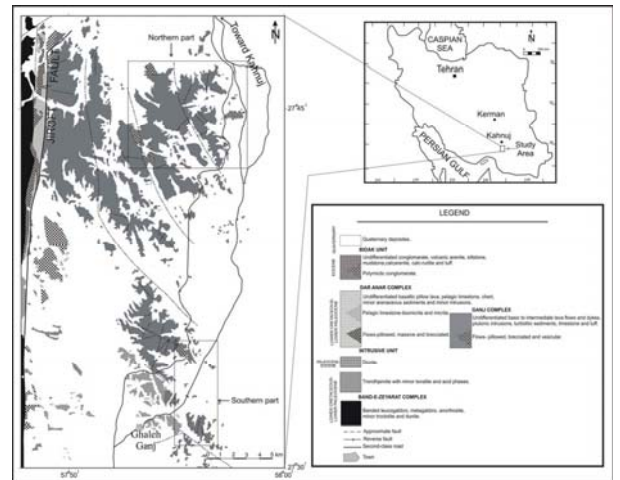
مشور افزایشی مکران در جنوب شرق ایران مشتمل بر زون‌های کشتی مزوزوئیک از آمیزه‌های افیولیتی و افیولیت‌های بزرگ دست نخورده، بقایایی از پوسته اقیانوسی نئوتئیس را که به زیر اوراسیا فرورانش کرده است، نشان می‌دهد. به سمت شمال مشور افزایشی مکران، گودال جازموریان قرار گرفته که یک حوضه پشت فوسی مرتبط با فرورانش است. مجموعه گنچ، یکی از مجموعه‌های افیولیتی مکران داخلی است که در طرف غرب مشور افزایشی مکران و گودال جازموریان قرار گرفته، به وسیله سیستم گسلی جیرفت در غرب محدود می‌شود. مجموعه گنچ با سن کوتاه فوقانی شامل گدازه‌های جریان، گدازه‌های بالشی، سنگ‌های نفوذی اسیدی و سنگ‌های رسوبی است که توسط دایک‌هایی با روند شمال غرب- جنوب شرق قطع شده‌اند. این مجموعه شباهتی به یک توالی شاخص افیولیتی ندارد؛ زیرا فاقد سنگ‌های پلوتونیک مافییک و اولترامافییک پوسته‌ای و گوشته‌ای است. گدازه‌های بالشی مجموعه گنچ، عمدتاً ترکیب الیون بازالتی داشته، از لحاظ شکل به دو صورت غنده‌ای و لوله‌ای و در اندازه‌های عادی و غول پیکر با سطوح دارای شکستگی‌های قشر نانی هستند. از لحاظ پتروگرافی این گدازه‌ها زون بافتی شیشه‌ای خارجی (زون ۱)، حواسط (زون ۲) و تمام یولرین داخلی (زون ۳) را نشان می‌دهند. هر زون به وسیله تفاوت‌های تجمعی الیون و پلاوکلاز که بافت‌های مختلفی را توسعه داده‌اند، قابل تشخیص هستند. بازالت‌های بالشی مجموعه گنچ دارای بافت‌های ریبولیتیکی، پورفیریتیکی، پورفیریتیکی با خمیر میکرولیتی، اینترسرتال، اینترگرانولار و آمیگدالوئیدال هستند. کانی‌شناسی آن‌ها مشتمل بر پلازیوکلاز ± الیون ± پیروکسن + کانی کدر است. سطح بیرونی و شیشه‌ای بیلولوآها عمدتاً شامل یک یا ندرتاً چند تبلور پوسته است. پوسته‌ها شامل سه لایه بوده که این سه لایه از سمت حاشیه به طرف داخل عبارتند از: (۱) سیدروملان، (۲) تاکیلیت سیاه، و (۳) تاکیلیت با حفرات کشیده.

**واژه‌های کلیدی:** گدازه بالشی غنده‌ای، گدازه بالشی غول پیکر، گدازه بالشی لوله‌ای، مجموعه گنچ، مکران

eshaker@mail.uk.ac.ir

ریوداسیت هستند. تشکیل دهنده‌های آتشفشانی این مجموعه شامل گدازه‌های بالشی و گدازه‌های جریان توده‌ای و برشی شده هستند. سنگ‌های آتشفشانی این مجموعه از لحاظ تنوع ترکیبی دارای گستره‌ای از بازی تا اسیدی با تنوع سنگ‌شناختی الیون بازالت، بازالت، بازالتیک آندزیت، کراتوفیر، کوارتز کراتوفیر، داسیت، ریوداسیت و ریبولیت هستند و عمدتاً تحت تاثیر دگرگونی کف اقیانوسی در حد رخساره زولیت تا شیست سبز قرار گرفته‌اند؛ به گونه‌ای که الیون بازالت‌ها و بازالت‌ها به اسبلیت تبدیل شده‌اند. با وجود این، غالباً بافت و ساخت اولیه آن‌ها قابل تشخیص است

(McCall, 1985; Shaker Ardakani *et al.*, 2009) گدازه‌های بالشی موجود در مجموعه گنچ در دو موقعیت شمال و جنوب منطقه قرار دارند (شکل ۲). در این مطالعه گدازه‌های بالشی قسمت شمال و جنوب، هر دو استفاده شده‌اند. گدازه‌های بالشی موجود در قسمت شمالی دارای رخنمون‌های نسبتاً کوچکی بوده، به صورت غده‌ای شکل و در اندازه‌های ۱-۰/۲ متر هستند؛ در حالی که گدازه‌های بالشی قسمت جنوبی از گسترش بیشتری برخوردار بوده، هم به صورت غده‌ای و هم به صورت لوله‌ای شکل هستند و اندازه آن‌ها از ۷-۰/۲ متر با قطر متوسط ۰/۳ متر متغیر است.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی مجموعه افیولیتی گنچ (با تغییرات از McCall, 1985)

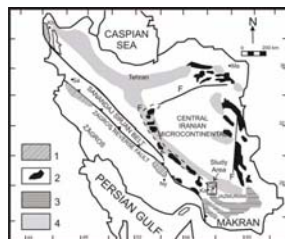
مسأوی تهیه شد (از سمت بزرگترین قطر گدازه‌های بالشی) تا از این طریق بتوان تا حدودی نحوه و تاریخ سردشدگی گدازه‌های بالشی (Kirkpatrick, 1975) را استنتاج نمود.

### ارتباطات و سیمایهای صحرایی

#### الف- زمین‌شناسی صحرایی

مجموعه آذرین- رسوبی گنچ قسمتی از یک توالی افیولیتی با سن کوتاه فوقانی است و جزئی از کمربند افیولیتی جازموریان محسوب می‌شود (McCall, 1985). بر خلاف توالی‌های افیولیتی معمول، این مجموعه یک توالی کامل و واقعی افیولیتی را نشان نمی‌دهد؛ به طوری که سنگ‌های پلوتونیک مافییک و اولترامافییک بخش پوسته‌ای و گوشته‌ای در این منطقه وجود ندارد (Shaker Ardakani *et al.*, 2009). این مجموعه به صورت رخنمون‌های متصل با روند شمالی- جنوبی به طول ۳۸ کیلومتر و عرض ۱۵ کیلومتر در حاشیه غربی گودال جازموریان قرار گرفته، در غرب توسط گسل جیرفت از مجموعه افیولیتی بند زیبارت جدا می‌شود (شکل ۲). مجموعه گنچ مشتمل بر سنگ‌های رسوبی، نفوذی و آتشفشانی است که به وسیله دایک‌هایی با روند شمال غرب- جنوب شرق قطع شده‌اند. سنگ‌های رسوبی موجود در این مجموعه عمدتاً اندک بوده و دارای ترکیب سنگ شناختی ماسه سنگ لایه‌ای، سیلتستون توریداتی، آهک و توف است. سنگ‌های نفوذی دارای ترکیب‌های اسیدی که عمدتاً از جنس پلازیوکلاز تا آلتالی گرانیت و حواسط با ترکیب دیوریتی هستند. دایک‌های متعدد، فاز اصلی مجموعه گنچ بوده، ترکیب آن‌ها از بازیک تا اسیدی است و عمدتاً از جنس بازالتیک آندزیت، کراتوفیر و داسیت-

تعین می‌نماید. علاوه بر این، در این مقاله، مشخصه‌های پتروگرافی گدازه‌های بالشی همراه با توجهی ویژه بر روی مجموعه گنچ تشریح شده است؛ زیرا بر اساس بافت‌های موجود در بازالت‌های بالشی دگرگون شده می‌توان تاریخ تبلور این سنگ‌ها را تعیین نمود. همچنین تاریخ سردشدگی بازالت‌های بالشی را می‌توان از طریق بررسی اختلافات مورفولوژیک الیون‌های اولیه و اشکال پلازیوکلازها از حاشیه به سمت مرکز گدازه‌های بالشی استنباط کرد (Swanson and Schiffman, 1979).



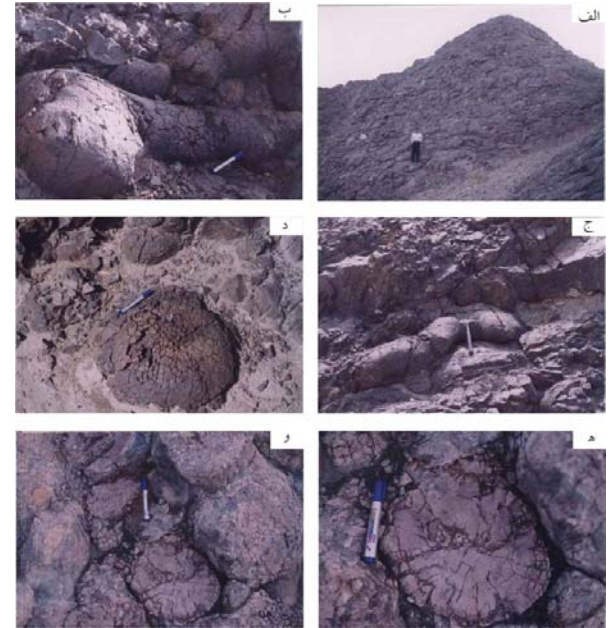
شکل ۱- نقشه پراکنده‌ی کمربندهای افیولیتی مزوزوئیک ایران: ۱- کمربند پری-عربی؛ ۲- کمربند ایران مرکزی؛ ۳- کمربند جازموریان؛ ۴- سنگ‌های آتشفشانی ماستریشین- پالئوژن (Ga= گنچ؛ Kh= خوی؛ Ma= مشهد؛ Ny= نیریز؛ Sa= ساندج).

### روش انجام پژوهش

در این تحقیق توجه ویژه‌ای بر روی ساختار و اشکال گدازه‌های بالشی قسمت‌های شمالی و جنوبی مجموعه گنچ شده است (شکل ۲). همچنین، برای مطالعات پتروگرافی از سمت حاشیه به طرف مرکز، از هر گدازه بالشی تعداد سه مقطع نازک با فواصل تقریباً

لایه تشکیل می‌شود (Ballard et al., 1981; Hekinian et al., 1989; Corsaro and Mazzoleni, 2002) یک لایه خارجی سیدروملاتی؛ (۲) لایه سیاه تاکیلیت؛ و (۳) بازالت تاکیلیتی با حفرات طولیل شده (حفرات لوله‌ای، Kawachi و Pringle, 1988). در بعضی از

گدازه‌های بالشی مجموعه گنج یک پوسته چند لایه‌ای مشاهده می‌شود که سیاه رنگ، براق و دارای ترک‌های مویین است. از نظر فیزیکی شیمیایی این شیشه آتشفشانی را باید مذاب قبل از انجماد با گرانروی بالا در نظر گرفت (Juteau and Maury, 1997).



شکل ۳- نمایی از ساختار متفاوت گدازه‌های بالشی مجموعه گنج. الف) گدازه‌های بالشی غده‌ای شکل، ب و ج) گدازه‌های بالشی لوله‌ای شکل، د) شکستگی‌های قشر نای (e) شکستگی‌های شعاعی، و) گدازه‌های بالشی با اشکال گروی، بیضوی و نامنظم و بی‌قاعده.

پوسته‌های چندلایه‌ای مجموعه گنج به علت خردشدگی بر اثر سرد شدن سریع پوسته خمیری داغ بالشی با آب سرد دریا طی جایگیری است. مورفولوژی گدازه‌های بالشی مجموعه گنج با مشاهدات زیربای تشکیل گدازه‌های بالشی ارائه شده توسط Moore (۱۹۷۰) سازگار است؛ به گونه‌ای که در رخنمون‌های موجود گدازه‌های بالشی به‌صورت بیضوی و گروی مشاهده می‌شوند. وی پیشنهاد نمود که مکانیسم رشد بالشی، بر اساس انبساط پوسته خارجی نیست؛ بلکه عمدتاً جوانه زدن و طولیل شدگی، به علت توسعه ناشی از نفوذ گدازه تازه است که در نهایت به‌طور ناگهانی یک پوسته ویسکوز-الاستیک ناشی از سردشدگی را ایجاد نموده، باعث توسعه سطح لب گدازه‌ای می‌شود. بر اساس مشاهدات Smith و Gregg (۲۰۰۳) گرانروی به تنهایی نمی‌تواند مورفولوژی گدازه را ایجاد نماید؛ چرا که اغلب تغییرات زیاد گرانروی باعث تغییر مورفولوژی گدازه می‌شود؛ اما سرعت فوران و درجه شیب لایه زمین، کنترل کننده‌های اولیه هستند (Fink and Griffiths, 1990, 1992; Gregg and Fink, 1992b, 1995).

#### پتروگرافی گدازه‌های بالشی مجموعه گنج

گدازه‌های بالشی مجموعه گنج دارای ترکیب سنگ‌شناسی الیون بازالتی و بازالتی هستند و مطالعه پتروگرافی آن‌ها نشان می‌دهد که از لحاظ اختلافات کانی‌شناسی و بافتی شبیه به سه زون تشخیص داده شده (از سمت حاشیه به طرف مرکز گدازه‌های بالشی) توسط Kirkpatrick (۱۹۷۵) هستند. مشخصه‌های پتروگرافی این سه زون در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج به شرح ذیل است:

- زون اول (حاشیه گدازه بالشی): مجموعه کانیایی در این زون مشتمل بر پلاژیوکلاز و کانی کدر همراه با بدون الیون و کلیئوپروکسن است. پلاژیوکلاز به‌صورت میکروولیت‌های ریز دندردری، تینه‌های سوزنی شکل

(کوچکتر از ۰/۲۵ میلیمتر) و به‌طور نادر تینه‌های نیمه شکل‌دار اسکلتی (حداکثر به طول ۱ میلیمتر) است. عموماً در انتهای پلاژیوکلازها فیبرهای دندردری یا بازوهای مشاهده می‌شود. الیون به‌صورت میکروفونوکریست‌های اسکلتی پراکنده (۰/۵-۱ میلیمتر) در بعضی از نمونه‌های گدازه بالشی مجموعه گنج مشاهده شده است و اغلب دگرسان شده و توسط کلریت جانشین شده‌اند. کانی‌های کدر به اشکال دندردری در این زون بسیار فراوان هستند. بافت عمومی این زون نزدیک به تمام شیشه‌ای (Holohyaline) بوده و در حالت کلی بافت آن از دسته‌های شعاعی پلاژیوکلاز همراه با فنوکریست‌ها و میکروفونوکریست‌های پراکنده الیون، کلیئوپروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده است (شکل ۴- الف).

- زون دوم (حداقل بین حاشیه و مرکز گدازه بالشی): مجموعه کانیایی در این زون مشتمل بر پلاژیوکلاز و کانی کدر همراه با بدون الیون و کلیئوپروکسن است. پلاژیوکلاز به‌صورت فنوکریست‌های طولیل شده شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (حداکثر تا ۳ میلیمتر) و میکروولیت‌هایی با شکل‌های گوناگون اسفرولیتی در زمینه یافت می‌شوند. همچنین میکروولیت‌های پلاژیوکلاز میان‌تپی در این زون مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلازها گاه دارای حاشیه‌های واکنشی و تحلیل‌یافته به شکل انتهای ناهموار و دندانه‌دار (شکل ۴- ب) و یا آنکلوژیون‌هایی از مواد زمینه‌ای هستند. الیون به‌صورت فنوکریست‌ها و میکروولیت‌هایی در زمینه مشاهده می‌شود (شکل ۴- ج). فنوکریست‌های الیون دگرسان شده بوده و توسط کانی‌های ثانویه نظیر کلریت جانشین شده‌اند. کانی‌های کدر به‌صورت پراکنده و بلورهای دندردری در زمینه نمایان می‌شوند (شکل ۴- د). بافت اصلی این زون نیمه‌شیشه‌ای (Hypohyaline) است که در آن هم‌رشدی پلاژیوکلاز و الیون دیده

#### ب- سیماهای ساختاری

افراد نظیر Kennish و Lutz (۱۹۸۸) و Bear و Cas (۲۰۰۷) اعتقاد دارند گدازه‌های بالشی سیماهای مهمی از فوران‌های آتشفشانی کف اقیانوسی هستند و توجه ویژه بر روی ساختمان و رخساره‌های داخلی آن‌ها، کمک شایانی به فهم فرایندهای فورانی، شرایط جایگزینی و نحوه تکامل ماگما می‌نماید. به همین دلیل، سیماهای ساختاری گدازه‌های بالشی مجموعه گنج با دقت بیشتری بررسی شده است.

در کل اندازه بال‌ها به‌طور مستقیم با ترکیب شیمیایی ماگما، گرانروی گدازه و سرعت خروج ماگما و همچنین به زاویه شیب به عنوان عامل ثانویه (Cas, Walker, 1992) و پایداری حرارتی یا به عبارتی توانایی استقامت بالشی در برابر شکستگی در هنگام سردشدگی (Rittmann, 1962; Moore, 1970) بستگی دارد. زاویه شیب سطح شیب‌دار به شکل‌گیری گدازه‌های بالشی اولیه حاصل از منبع تغذیه کننده اصلی به واسطه نیروی ثقل کمک شایانی می‌نماید (Walker, 1992; Gregg and Smith, 2003). برای مثال، شیب آرام سبب می‌شود مدت زمان پایداری بیشتری برای توسعه و بزرگ شدن گدازه بالشی فراهم شود (Gregg and Smith, 2003).

بال‌ها زوده‌های شیب به لوله بوده که امتداد طولیل شده آن‌ها ۲-۳ برابر اندازه بزرگ‌ترین قطر آنهاست (Swanson and Schiffman, 1979; Juteau and Maury, 1997). گدازه‌های بالشی مجموعه گنج بر اساس الگوی طبقه‌بندی بر مبنای اندازه ارائه شده توسط Walker (۱۹۹۲) که بال‌های عمادی دارای اندازه کمتر از یک متر و پیلوهای غول پیکر اندازه‌های بین ۱-۳ متر دارند، به هر دو صورت ذکر شده یافت می‌شوند. گدازه‌های بالشی دارای اشکال و مناظر بسیار

متفاوتی هستند (Juteau and Maury, 1997)؛ چنان که در مجموعه گنج به‌طور عمده به‌صورت اشکال غده‌ای و لوله‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۳؛ موارد الف تا ج). سطح آن‌ها اغلب دارای شکستگی‌های قشر نانی است (شکل ۳- د). در واقع، این‌ها شکستگی‌های مقطعی هستند که از مرکز بزرگترین شکاف‌ها به‌صورت شعاعی منشعب می‌شوند (Juteau and Maury, 1997). توسعه شکستگی‌های سطح گدازه‌های بالشی مجموعه گنج (شکستگی‌های قشر نانی) مستقیماً به نحوه رشد آن‌ها ارتباط دارد؛ زیرا انبساط یکنواخت و نشات گرفته از یک نقطه از پوسته خارجی، عموماً باعث ایجاد گدازه‌های بالشی کوچک با پوسته‌های غیرشکسته و صاف می‌شود (Walker, 1992) و البته، این مسأله در مجموعه گنج عمومیت ندارد.

انتشار منقار و خروج شیب به خمیرندان، توسعه و رشد گدازه‌های بالشی را به وسیله انبساط و سرعت خروج کمتر به نمایش می‌گذارد (Walker, 1992; Perfit and Chadwick, 1998; Sinton et al., 2002). این مسأله به انتشار و توسعه یافتن بسیاری از سیماهای سطحی منجر می‌شود که بر اثر گسیختگی پوسته سرد شده، می‌توان در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج مشاهده نمود. حاشیه بال‌های مجموعه گنج، شیشه‌ای (به ضخامت تقریباً ۱-۲ سانتیمتر) است. Juteau و Maury (۱۹۹۷) بیان نمودند که پوسته شیشه‌ای موجود در حاشیه گدازه‌های بالشی اولین قشر انجماد یافته در تماس با آب سرد دریا بوده است. پوسته شیشه‌ای خارجی بال‌ها هموار است و به‌طور مداوم توسط یک یا چند پوسته از شیشه غیردگرسان شده با ضخامت ۲-۳ سانتیمتر هم‌مرز می‌شود. در واقع، این پوسته در بازالت‌های بالشی در شرایط ایده آل از سه

شکستگی‌ها اکنون توسط کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت و کلریت پر شده‌اند. با توجه به وجود شکستگی‌های شعاعی و حفره‌های فراوان در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج به نظر می‌رسد که مکانیسم شرح داده شده برای تشکیل پوسته چند لایه‌ای در آن محتمل باشد. علاوه بر فاکتور کاهش غلظت گاز، عوامل دیگری نظیر سرعت فوران، زهکشی محتوای بالشی، گرانروی، دما، حجم کل خروج گدازه و شیب زمین نیز در شکل‌گیری پوسته‌های چند لایه‌ای نقش دارند (Kawachi and Pringle, 1988).

گاهی بال‌هایی با شکل‌های نامنظم و بی‌قاعده را که در فضاهای مابین بال‌های دیگر شکل گرفته‌اند نیز در مجموعه گنج می‌توان مشاهده نمود (شکل ۳- و). به‌طور کلی، اشکال گدازه‌های بالشی در مقاطع طولی از گروی، بیضوی و طولیل شده تا بدون نظم و قاعده متغیر است. سطح فوقانی گدازه‌های بالشی عموماً محدب است؛ در حالی که سطح تحتانی به تبعیت از سطح فوقانی گدازه بالشی زیرین شکل گرفته است. عمدتاً بین گدازه‌های بالشی فضاهایی وجود دارد که به توسط موادی در قالب سیمان پر شده است. این مواد ممکن است منشأ رسوبی یا گرمایی داشته باشند (Juteau and Maury, 1997).

در مجموعه گنج این سیمان عمدتاً منشأ گرمایی دارد و از کانی‌های ثانویه نظیر کلسیت و کلریت و همچنین مواد حاصل از خرد شدگی پوسته شیشه‌ای گدازه‌های بالشی دیگر تشکیل شده است. در ضمن قطعات خرد شده‌ای از بال‌ها به‌صورت زاویه‌دار، نامنظم و بلوکی شکل در یک زمینه هیالوکلاستیکی قرار گرفته‌اند که باعث توسعه بافت برشی دانه درشت شده‌اند. این وضعیت در گدازه‌های بالشی دیگر مناطق جهان نیز مشاهده می‌شود (برای مثال Busby-Spera و White, ۱۹۸۷). زمینه هیالوکلاستیکی شکل گرفته بین

چندین مکانیسم برای شکل‌گیری پوسته چند لایه‌ای بال‌ها پیشنهاد شده است (Snavey, 1973; Moore and Charlton, 1984; Yamagishi, 1985; Kawachi and Pringle, 1988) به‌طوری‌که Yamagishi (۱۹۸۵) تشریح نمود، ساختار پوسته چند لایه‌ای از تکرار زایش شکستگی برشی مابین پوسته خارجی جامد شده و درون گدخته بال‌ها حاصل می‌شود. چگونگی تشکیل ساختار پوسته چند لایه‌ای را می‌توان این‌گونه توجیه نمود که هنگامی که یک بال‌ها به واسطه جوانه‌زدن شکل می‌گیرد، پوسته‌اش خمیری و درون آن گدخته و مذاب است. در این صورت با حمایت گدازه داغ، رشد آن به‌صورت طولی ادامه می‌یابد. از طرف دیگر، گازها طی سردشدگی ماگما، نامحلول شده، از آن جدا می‌شوند. Swanson (۱۹۷۳) مشاهده نمود که جدایش گاز در سطح گدازه‌های ریمانی در هاوایی، حدود ۵-۱۰ دقیقه به طول می‌انجامد؛ در حالی که این دوره زمانی برای گدازه‌های سردشده به وسیله آب کم‌تر است.

با توجه به این که فشار درونی که باعث شکل‌گیری بال‌ها می‌شود به واسطه کاهش غلظت گاز ناگهان کاهش می‌یابد و همچنین به واسطه تخلیه گدازه بر اثر تشکیل جوانه جدید، کاهش فشار شدید می‌شود، بنابراین، این کاهش ناگهانی فشار باعث می‌شود بال‌ها در حالی که هنوز پوسته خمیری‌اش سست است، به داخل چروکیده و یا شکسته شود (برای مثال، شکستگی‌های شعاعی) و ساختار پوسته چند لایه‌ای تشکیل شود. گدازه‌های بالشی مجموعه گنج دارای یک زمینه شکستگی‌های همگرای شعاعی به سمت مرکز نیز هستند (شکل ۳- ه) که این شکستگی‌ها ممکن است شکاف‌های انقباضی توسعه یافته به هنگام سرد شدن بال‌ها باشند (Kawachi and Pringle, 1988; Mislanakar and Iyer, 2001) بسیاری از این-

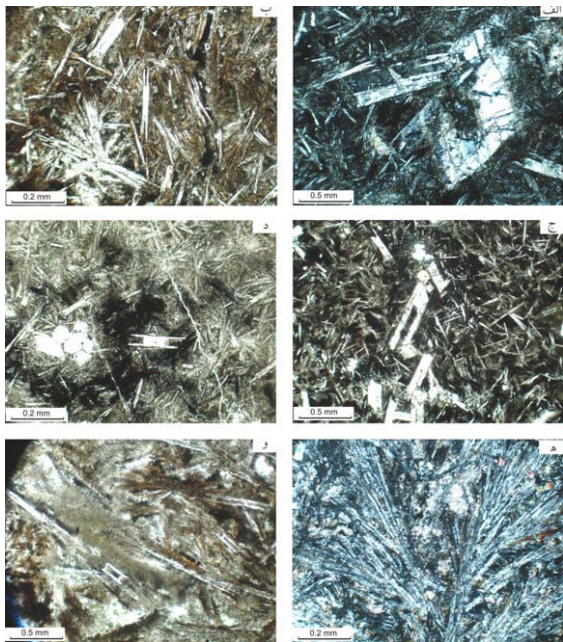


شده‌اند. تمرکز و فراوانی حفرات از مرکز به سمت حاشیه گدازه‌های بالشی بیشتر می‌شود. عمده مطالعات پتروگرافی گدازه‌های بالشی بر روی نمونه‌های پورفیبری متمرکز شده است؛ زیرا آن‌ها محتوی فنوکریست‌های پلازیوکلاز فراوانی با مورفولوژی‌های متفاوت و همچنین اختلاف وسیع ترکیبی هستند. چنین سیماهای غیرتصادفی در پلازیوکلازها ممکن است اطلاعاتی ارزشمند از تاریخ قبل از فوران ماگمای مادر، به ویژه در ارتباط با تبلور تفریقی و مراحل اختلاط ماگمایی را ارائه نماید (Bryan, 1983; Faure and Schiano, 2004).

همان‌گونه که پیش از این نیز بدان اشاره شد، پلازیوکلاز یکی از مهمترین کانی‌های موجود در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج است که هم به صورت فنوکریست و هم به صورت میکرولیت حضور دارد. فنوکریست‌های پلازیوکلاز گاه دارای بافت‌های انحرافی بوده، در موارد اندک، زمینه به صورت خلیجی به داخل پلازیوکلاز میزبان توسعه پیدا نموده و حواشی واکنشی دگرسان شده‌ای توسعه یافته است (شکل ۵-الف).

علاوه بر این، در فنوکریست‌ها انکلوزیون‌هایی از جنس شیشه مشاهده می‌شود که Augustithis (۱۹۷۸) این انکلوزیون‌ها را به عنوان قطرات مذاب ماگمایی در نظر گرفته است. این مسأله بیانگر آن است که فنوکریست‌های پلازیوکلاز باید همزمان با زمینه بازالتی متبلور شده باشند و در نتیجه تأثیرات خوردگی ماگمایی را نشان دهند (Mislankar and Iyer, 2001).

عموماً پلازیوکلازها دگرسان شده و در آن‌ها جایگزینی توسط آلبیت، سریسیت و کلسیت صورت گرفته است. از مورفولوژی‌های قابل مشاهده در پلازیوکلازهای گدازه‌های بالشی مجموعه گنج می‌توان به انواع اسفرولیتی، نظیر ساخت‌های شعاعی (شکل ۵، مورد الف تا د)، گره کراواتی و بادبزی (شکل ۵-ه) و همچنین میکرولیت‌های پلازیوکلاز با هسته میان تهی اشاره نمود



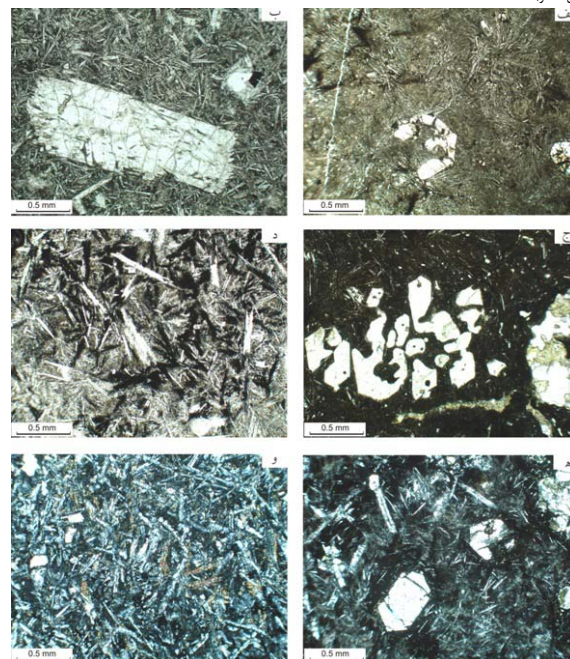
شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی گدازه‌های بالشی مجموعه گنج (ب، ج، د، و در وضعیت XPL، الف، ه در وضعیت XPL). الف) تحلیل بافتی خلیجی پلازیوکلاز به واسطه واکنش با زمینه؛ ب، ج، د) ساختار اسفرولیتی بلورهای پلازیوکلاز، ه) ساختار بادبزی اسفرولیت‌های پلازیوکلاز، و) ساختار اسفرولیتی و هسته میان تهی بلورهای پلازیوکلاز.

مشاهده شده در نمونه‌های مجموعه گنج می‌تواند به تغییرات حرارتی یا همان  $\Delta T = T_{\text{liquidus}} - T_{\text{crystallization}}$  مرتبط شود. فنوکریست‌های الیون به صورت سودومورف هستند و توسط کانی‌های ثانویه

می‌شود. - زون سوم (مرکز گدازه بالشی): مجموعه کانیایی در این زون مشتمل بر پلازیوکلاز و کانی کدر همراه با بدون الیون و کلینوپیروکسن است. فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلازیوکلاز به شکل مستطیل، گاهی با گوشه‌های مدور و هسته کلسیک فاقد منطبقه‌بندی (حداکثر طول ۳ میلیمتر) که حاشیه آن‌ها به ندرت دارای حالت منطقه‌ای بسیار ظریف است، به همراه میکرولیت‌هایی با اشکال گوناگون اسفرولیتی در زمینه یافت می‌شوند. دیگر مشخصات پلازیوکلاز مشابه با زون دوم است. الیون در زون سوم به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار (حداکثر طول ۳ میلیمتر) با مورفولوژی‌های متفاوت دندردستی (شکل ۴-ه)، و همچنین به صورت میکرولیت در زمینه مشاهده می‌شوند. الیون اغلب دگرسان شده و توسط کلریت جانشین شده است. کلینوپیروکسن به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی شکل با اشکال دندردستی (حداکثر طول ۰/۳ میلیمتر) که به ندرت توسط کلریت جانشین شده‌اند، مشاهده می‌شود. اسفرولیت‌های کلینوپیروکسن به همراه پلازیوکلاز بافت وریولیتیک را در زون سوم نشان می‌دهند (شکل ۴-و). کانی‌های کدر دندردستی فراوانی مابین پلازیوکلازها وجود دارد. بافت اصلی زون سوم تمام بلورین (Holo-crystalline) است که به صورت اینترگرانولار نمود یافته است. محققان بسیاری از جمله Banerjee و Scott (۱۹۷۶)، Hajash (۱۹۷۶)، Bryan (۱۹۸۱) و Iyer (۱۹۷۶) مشابه چنین زون‌های بافتی را گزارش نموده‌اند. در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج بافت‌های حفره‌ای، وریولیتیک، پورفیروتیک، پورفیروتیک با خمیره میکرولیتی، اینترسرتال و اینترگرانولار مشاهده می‌شود. بافت کلی سنگ حفره‌ای است که حداکثر اندازه حفرات ۰/۷۵ میلیمتر بوده، به وسیله کانی‌های ثانویه کلسیت، کلریت، اپیدوت و اکسیدهای آهن پر

الیون از دیگر کانی‌هایی است که در بعضی از گدازه‌های بالشی مجموعه گنج مشاهده می‌شود. الیون‌ها به اشکال فنوکریست، میکروفنوکریست و میکرولیتی در زمینه وجود دارند. اندازه‌های بلوری

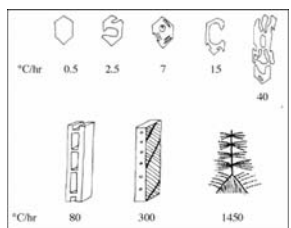
(شکل ۵- و).



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی گدازه‌های بالشی مجموعه گنج (الف، ب، ج، د در وضعیت XPL، ه و در وضعیت XPL). الف) بلورهای سودومورف توخالی پراکنده الیون و پیروکسن در زون اول، ب) فنوکریست تحلیل یافته صفحه‌های پلازیوکلاز با حاشیه مدور و دندانه‌دار در زون دوم، ج) بلورهای سودومورف توخالی الیون در زون دوم، د) بلورهای دندردستی پراکنده کانی کدر در زون دوم، ه) فنوکریست‌های شکل‌دار و نیمه شکل‌دار الیون در زون سوم که توسط کلسیت جانشین شده است، و- اسفرولیت‌های کلینوپیروکسن به همراه پلازیوکلاز در قالب بافت وریولیتیک در زون سوم.

ترکیب غنی از منیزیم داشته است (Mukhopadhyay et al., 1995) به گونه‌ای که Miyashiro و همکاران (۱۹۷۰) تشخیص دادند که در بازالت‌های اقیانوسی، الیون با پلازیوکلاز و یا هر دو در حاشیه شیشه‌های خارجی شده ممکن است یافت شوند (زون ۱). شبیه به این حالت در بعضی از گدازه‌های بالشی مجموعه گنج نیز مشاهده می‌شود. بازالت‌هایی که دارای هر دو فاز پلازیوکلاز و الیون هستند احتمالاً روی مرز کوتکتیک مابین محدوده پلازیوکلاز و الیون قرار می‌گیرند (Bryan, 1972).

رشد بلوری در زون ۱ و در قسمت خارجی زون ۲، ممکن است تحت شرایط سرد شدن سریع رخ دهد؛ در حالی که گرانروی مذاب به‌طور مشخصی سرعت جابه‌جایی و تراوش عناصر را کاهش می‌دهد. برای رشد بلورهای شکل‌دار، دمای مذاب روی یا دقیقاً زیر لیکیدوس برای مدت زمان نسبتاً طولانی نگه داشته شده است (Bryan, 1972).



شکل ۶- ارتباط بین مورفولوژی الیون و سرعت سردشدگی، استنتاج شده از آزمایش‌های دینامیکی تبلور Donaldson (۱۹۷۶) کلینوپیروکسن یکی دیگر از کانی‌های موجود در بعضی از گدازه‌های بالشی مجموعه گنج است. اندازه

نظیر کلسیت و کلریت جانشین شده‌اند. در گدازه‌های بالشی، مورفولوژی‌های مختلفی از الیون مشاهده می‌شود. مطالعات آزمایشگاهی اثبات نموده است که مورفولوژی‌های متفاوت الیون پیش از آن که فوران زیر دریایی باعث ایجاد سرعت بالای سردشدگی شود، حادث شده‌اند (Faure and Schiano, 2004).

آزمایش‌های تبلور دینامیکی ارائه شده توسط Lofgren و Schifman (۱۹۸۲) بیانگر این مسأله است که سرعت سردشدگی در حاشیه بالشی بسیار زیاد است و این سرعت زیاد، از تبلور ماگما جلوگیری می‌نماید؛ از این‌رو، مورفولوژی‌های خاص الیون به قبل از تاریخ فوران ارتباط دارد. به همین دلیل، بررسی مورفولوژی‌های متفاوت الیون ممکن است به یافتن اطلاعات منحصر به فردی در مورد کینتیک تبلور در مخزن ماگمایی منجر شود.

برای بیان این مسأله می‌توان به آزمایش‌های دینامیکی تبلور صورت گرفته توسط Donaldson (۱۹۷۶) بر روی ارتباط بین مورفولوژی الیون و سرعت سرد شدن اشاره نمود (شکل ۶). همچنین آزمایش‌های دینامیکی تبلور (Faure et al., 2003; Faure, 2001) بیان می‌دارند که مورفولوژی‌های الیون با افزایش سرعت سرد شدگی از صفحه‌های به قیفی (رشد اسکلتی) و سپس دم چله‌های (رشد دندردستی) تغییر می‌نماید؛ به گونه‌ای که در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج فنوکریست‌های الیون به‌صورت بلورهای سودومورف شکل‌دار، توخالی و اسکلتی در زون‌های مختلف بافتی از حاشیه به مرکز که ناشی از تفاوت در سرعت سردشدگی در هنگام تبلور ماگمای بازالتی است، مشاهده می‌شود. فراوانی الیون در بعضی از گدازه‌های بالشی مجموعه گنج بیان می‌دارد که ماگما احتمالاً

برای حاشیه آن‌ها ۴۰-۲ درجه سانتیگراد در ساعت برآورد می‌شود.

همچنین با توجه به حضور پلاژیوکلازهای سوزنی و اسفرولیتی (شکل ۵) و اسفرولیت‌های کلبیوپروکسن مرتبط با بعضی تیغه‌های دندریتی خاص پلاژیوکلاز (شکل ۴-۳، به ویژه در زون‌های ۲ و ۳ بافتی) و نتایج حاصل از تحقیقات Lofgren (۱۹۷۲) و Mevel و Swanson (۱۹۷۶)، سرعت سردشدگی ۲۰-۵۰ درجه سانتیگراد در ساعت برای زون‌های حدواسط و مرکز گدازه‌های بالشی مجموعه

#### منابع

- Arvin, M. and Robinson, P. T. (1994) The petrogenesis and tectonic setting of lava from the Baft ophiolitic mélange, southwest of Kerman, Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 31: 824-834.
- Arvin, M., Housseinpour, A., Babaei, A. and Babaie, H. A. (2001) Geochemistry and tectonic significance of basalts in the Dare-Anar complex: evidence from the Kahju ophiolitic complex, southeastern, Iran. *Journal of Sciences of Islamic Republic of Iran* 12(2): 157-170.
- Augustithis, S. S. (1978) Atlas of the textural patterns of basalts and their genetic significance. Elsevier Sci Publ Co, Amsterdam.
- Ballard, R. D., Francheteau, J., Juteau, T., Rangin, C. and Normark, W. (1981) East Pacific Rise at 21°N: the volcanic, tectonic and hydrothermal processes of the central axis. *Earth and Planetary Science Letters* 55: 1-10.
- Banerjee, R. and Iyer, S. D. (1991) Petrography and chemistry of basalts from the Carlsberg Ridge. *Journal of Geological Society of India* 38: 369-386.
- Bear, A. N. and Cas, R. A. F. (2007) The complex facies architecture and emplacement sequence of a Miocene submarine mega-pillow lava flow system, Muriwai, North Island, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 160: 1-22.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a palaeogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Bryan, W. B. (1972) Morphology of quench crystals in submarine basalts. *Journal of Geophysical Research* 77: 5812-5819.
- Bryan, W. B. (1983) Systematics of modal phenocryst assemblages in submarine basalts: Petrologic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 83: 62-74.
- Busby-Spera, C. J. and White, J. D. L. (1987) Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bulletin of Volcanology* 49: 765-775.
- Cas, R. A. F. (1992) Submarine volcanism: eruption style, products, and relevance to understanding the host rock successions to volcanic hosted massive sulphide deposits. *Economic Geology* 87: 511-541.
- Corsaro, R. A. and Mazzoleni, P. (2002) Textural evidence of peperites inside pillow lavas at Aicciastello Castle Rock (Mt. Etna, Sicily). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 114: 219-229.

- Mevel, C. and Velde, D. (1976) Clinopyroxenes in Mesozoic pillow lavas from the French Alps: influence of cooling rate on compositional trends. *Earth and Planetary Science Letters* 32: 158-164.
- Mislanakar, P. G. and Iyer, S. D. (2001) Petrographic indicators of petrogenesis: Examples from Central Indian Ocean Basin Basalts. *Indian Journal of Marine Sciences* 30: 1-8.
- Miyashiro, A., Shido, F. A. and Ewing, M. (1970) Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges. *Earth and Planetary Science Letters* 7: 361-365.
- Moore, J. G. (1970) Water content of basalt erupted on the ocean floor. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 28: 272-279.
- Moore, J. G. (1975) Mechanisms of formation of pillow lava. *American Scientist* 63: 269-277.
- Moore, J. G. and Charlton, D. W. (1984) Ultra thin layers exposed near San Luis Obispo Bay, California. *Geology* 12: 542-545.
- Mukhopadhyay, R., Batiza, R. and Iyer, S. D. (1995) Petrology of ancient Central Indian Ocean Basin seamounts: Evidence for near axis origin. *Geology Marine Letters* 15: 106-110.
- Perfit, M. R. and Chadwick, Jr., W. W. (1998) Magmatism at mid-ocean ridges: Constraints from volcanological and geochemical investigations. In: Buck, W.R., Delaney, P., Karson, J.A. (Eds.), *Faulting and Magmatism at Mid Ocean Ridges*. American Geophysical Union, Washington, DC, *Geophysics Monograph* 92: 59-115.
- Ricou, L. E. (1971) Le croissant ophiolitique peri-arabe: uncinture de nappes mise en place au Cretace superieur. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 13, 327-350.
- Rittmann, A. (1962) Volcanoes and their Activity. John Wiley and Sons, New York.
- Schiffman, P. and Lofgren, G. E. (1982) Dynamic crystallization studies on the Grande Ronde Pillow Basalts, central Washington. *Journal of Geology* 90: 49-78.
- Scott, R. B. and Hajash, A. Jr. (1976) Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: A microporobite study. *American Journal of Science* 276: 480-501.
- Senog, A. M. C. (1984) The Cimmeride Orogenic System and Tectonics of Eurasia. *Geological Society of America Special Paper*.
- Senog, A. M. C. (1987) Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in collisional setting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 15: 213-244.
- Senog, A. M. C. (1990) A new model for the Late Palaeozoic Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. *Geological Society of London Special Publication* 49: 797-831.
- Sinton, J. M., Bergmanis, E., Rubin, K., Batiza, R., Gregg, T. K. P., Grönvold, K., Macdonald, K. and White, S. (2002) Volcanic eruptions on mid-ocean ridges: new evidence from the superfast-spreading East Pacific Rise, 17°-19° S. *Journal of Geophysical Research*.
- Snavely, P. D., MacLeod, N. S. and Wagner, H. C. (1973) Miocene tholeiitic basalts of coastal Oregon and Washington and their relations to coeval basalts of the Columbia Plateau. *Geological Society of America Bulletin* 84: 387-424.
- Shaker Ardakani, A. R., Arvin, M., Oberhänsli, R., Mock, B. and Moeinzadeh, S. H. (2009) Morphology and petrogenesis of pillow lavas from the Ganj ophiolitic complex, Southeastern Kerman, Iran. *Journal of Sciences of Islamic Republic of Iran* 20(2): 139-151.
- Swanson, D. A. (1973) Pahoehoe flows from the 1969-1971 Mauna Ulu eruption, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin* 84: 615-626.
- Swanson, S. E. and Schiffman, P. (1979) Textural evolution and metamorphism of pillow basalts from the Franciscan Complex, Western Marin County, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 291-299.

می‌نماید؛ هر چند این قارها ممکن است از یک نمونه به نمونه دیگر متفاوت باشد؛ اما یک ایده کلی را از نوع گردهمایی کانیایی در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج ارائه می‌دهد.

از مهم‌ترین عواملی که باعث ایجاد تنوعات بافتی در بازالت‌ها می‌شود، می‌توان به سرعت سردشدگی، جریان سیالیت، ترکیب مایع، سرعت هسته‌بندی و رشد، هسته‌بندی ناهمگون و تنشینی یا شناوری بلورها اشاره نمود (Mislanakar and Iyer, 2001) حضور پلاژیوکلازهایی با مورفولوژی متفاوت در بازالت‌های بالشی مجموعه گنج، ممکن است مراحل متفاوتی از تاریخ سردشدگیشان را به نمایش بگذارد؛ اما بیشترین عامل موثر در این مسأله تغییرات ناگهانی در درجه فروچاپیدگی ( $\Delta T$ ) و یا در تعداد هسته‌هاست. سرعت هسته‌بندی یا چگالی هسته‌بندی توسط سرعت سردشدگی تحت تاثیر قرار می‌گیرد و در نتیجه، اختلاف در اندازه دانه‌ها را کنترل می‌کند. برای مثال، در سرعت هسته‌بندی کم و سرعت رشد بالا، بلورهای بزرگ ایجاد خواهد شد (فنوکریست و یا مگاکریست)؛ اما اگر سرعت هسته‌بندی زیاد شود و سرعت رشد ثابت باقی بماند، میکروفنوکریست نتیجه خواهد داد (Mislanakar and Iyer, 2001) با توجه به محدوده وسیع اندازه پلاژیوکلاز در بازالت‌های بالشی مجموعه گنج، این مسأله می‌تواند با تعداد هسته‌ها در درصد واحد حجم مذاب مادر مرتبط باشد.

بر پایه نتایج حاصل از اشکال الیون موجود در زون‌های مختلف بافتی گدازه‌های بالشی مجموعه گنج (شکل‌های ۴-الف، ج، ه) و مقایسه آن با نتایج حاصل از آزمایش‌های Daneldson (۱۹۷۶) (شکل ۶)، سرعت سردشدگی تخمین زده شده برای مرکز گدازه‌های بالشی مجموعه گنج ۰۵-۷ درجه سانتیگراد در ساعت و

بلورهای آن بسیار ریز (۰/۳-۰/۱ میلیمتر) است و به‌صورت نیمه شکل‌دار و دندریتی (Swanson and Schiffman, 1979) مشاهده می‌شود. کلبیوپروکسن‌های دندریتی با اندازه‌های کوچکتر از ۰/۱ میلیمتر در زون حد واسط و کمی درشت‌تر در هسته گدازه‌های بالشی، بافت وریولیتیک به همراه پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند.

پلاژیوکلازهای سوزنی شکل و اسفرولیت‌های کلبیوپروکسن همراه با بعضی تیغه‌های دندریتی خاص پلاژیوکلاز مبین سرعت سردشدگی ۰۵-۲۰ درجه سانتیگراد در ساعت برای زون‌های حدواسط و هسته گدازه‌های بالشی است (Lofgren, 1974; Mevel and Velde, 1976; Swanson and Schiffman, 1979).

کانی‌های کدر به‌صورت بلورهای همگنیتی و هماتیت قرمز-قهوه‌ای در وفور در گدازه‌های بالشی مجموعه گنج حضور دارند. همچنین، سوزن‌های ریزی از کانی‌های کدر به شکل دندریتی نیز مشاهده می‌شود که بین بلورهای پلاژیوکلاز یافت می‌شوند.

#### بحث و نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد ارائه شده، مکانیسم زیر برای شکل‌گیری بازالت‌های بالشی مجموعه گنج پیشنهاد می‌شود: گدازه داغ و روان بازالتی در تماس با آب سرد دریا به سرعت سرد شده است. در طی این فرایند، به علت سرعت سردشدگی متفاوت بخش‌های سطحی و مرکزی گدازه، سه زون عرضی بافتی تشکیل شده است: پوسته شیشه‌ای خارجی (زون ۱)، بخش میانی که دارای بلورهای ریز اولیه پر مانند است (زون ۲) و بخش مرکزی که تمام بلورین است (زون ۳). نحوه توسعه کانی‌ها در این سه زون، توالی تبلورشان را بیان

- Donaldson, C. H. (1976) An experimental study of olivine morphology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 57: 187-213.
- Faure, F. (2001) Les textures de croissance rapide dans les roches magmatiques basiques et ultrabasiqes: etude experimentale et nanoscopique. The'se Universite Clermont-Ferrand.
- Faure, F. and Schiano, P. (2004) Crystal morphologies in pillow basalts: implications for mid-ocean ridge processes. *Earth and Planetary Science Letters* 220: 331-344.
- Faure, F., Trolliard, G., Nicollet, C. and Montel, J. M. (2003) A developmental model of olivine morphology as a function of the cooling rate and the degree of undercooling. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145: 251-263.
- Fink, J. H. and Griffiths, R. W. (1990) Radial spreading of viscous-gravity currents with solidifying crust. *Journal of Fluid Mechanics* 221: 485-501.
- Fink, J. H. and Griffiths, R. W. (1992) A laboratory analog study of the morphology of lava flows extruded from point and line sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 15: 19-32.
- Fisk, M. R. (1984) Depths and temperatures of mid ocean ridge magma chambers and composition of their source magmas, in ophiolites and oceanic lithosphere. Blackwell Science Publishing Oxford.
- Gregg, T. K. P. and Fink, J. H. (1995) Quantification of submarine lava-flow morphology through analog experiments. *Geology* 23: 73-76.
- Gregg, T. K. P. and Smith, D. K. (2003) Volcanic investigations of the Puna Ridge, Hawaii, relations of lava flow morphologies and underlying slopes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 126: 63-77.
- Griffiths, R. W. and Fink, J. H. (1992a) Solidification and morphology of submarine lavas: a dependence on extrusion rate. *Journal of Geophysical Research* 97: 729-737.
- Griffiths, R. W. and Fink, J. H. (1992b) The morphology of lavas in planetary environments: predictions from analogue experiments. *Journal of Geophysical Research* 97: 19739-19748.
- Hekimian, R., Thompson, G. and Bideau, D. (1989) Axial and off-axial heterogeneity of basaltic rocks from the East Pacific Rise at 12°35'N-12°51'N and 11°26'N-11°30'N. *Journal of Geophysical Research* 94: 17437-17463.
- Juteau, T. and Maury, R. (1997) Geologie de la Croute oceanique- petrologie et dynamique endogene. Masson, Paris.
- Kawachi, Y. and Pringle, L.J. (1988) Multiple rind structure in pillow lava as an indicator of shallow water. *Bulletin of Volcanology* 50: 161-168.
- Kennish, M. J. and Lutz, R.A. (1998) Morphology and Distribution of lava flows on mid-ocean ridges: a review. *Earth Science Reviews* 43: 63-90.
- Kirkpatrick, R. J. (1975) Crystal growth from the melt: a review. *American Mineralogist* 60: 798-814.
- Knipper, A., Ricou, L. E. and Dercourt, J. (1986) Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan ocean. *Tectonophysics* 123: 213-240.
- Lofgren, G. E. (1974) An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. *American Journal of Science* 274: 243-273.
- McCall, G. J. H. (1985) Explanatory text of the Minab Quadrangle Map, scale, 1:250000. Geological Survey of Iran.
- McCall, G. J. H. (1997) The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 15: 517-531.
- McCall, G. J. H. and Kidd, R.G.W. (1981) The Makran, southeastern Iran: the anatomy of a convergent plate margin active from Cretaceous to present. In: Leggett, J. (Ed), *Trench-fore arc geology*. Geological Society of London Special Publication 10: 387-397.

- Tirral, R., Bell, I. R., Griffiths, R. J. and Camp, V. E. (1983) The Sistan suture zone of eastern Iran. Geological Society of America Bulletin 94: 134-150.
- Walker, G. P. L. (1992) Morphometric study of pillow size spectrum among pillow lavas. Bulletin of Volcanology 54: 459-474.
- Yamagishi, H. (1985) Growth of pillow lobes-evidence from pillow lavas of Hokkaido, Japan and North Island New Zealand. Geology 13: 499-502.

انجام ۲۲ آنالیز XRF از چهارگوش مورد مطالعه به بررسی ژئوشیمی واحدهای سنگی منطقه بر اساس داده‌های عناصر اصلی و تعدادی از عناصر فرعی Zr, Rb, Sr, Y, Nb و پراخته است. Pourhoseini (۱۹۸۱) با استفاده از داده‌های مذکور پیشنهاد می‌کند که ماگمای سازنده این مجموعه از ذوب پوسته و یا گوشه‌آبیانوسی حاصل شده و به هیچ وجه حاصل یک رژیم زمین ساخت کافتی نیست و نشان‌دهنده ادامه فرورانش پوسته آبیانوسی به زیر ورقه ایران مرکزی در پالئوژن است. همچنین داده‌های ایزوتوپی Rb/Sr ارائه شده در این رساله سن ۵ ± ۲۴ سال را برای مجموعه نفوذی مورد نظر در نظر می‌گیرد. یکی از ابهاماتی که در رابطه با واحدهای سنگی نفوذی نطنز وجود دارد، عدم هماهنگی کامل در داده‌های ژئوشیمیایی و نیز سن نفوذ فازه‌های مافیک با دیگر فازه‌های نفوذی این مجموعه است که توسط Pourhoseini (۱۹۸۱) نیز اشاره شده است، اما با این وجود مدلی که برای رزق این مجموعه نفوذی در رساله فوق در نظر گرفته شده است، مدل ساده AFC برای کل مجموعه نفوذی نطنز است. در پژوهش حاضر سعی شده است ضمن بهره‌گیری از آنالیزهای XRF ارائه شده در رساله Pourhoseini (۱۹۸۱)، تعدادی دیگر آنالیز XRF و نیز آنالیز ICP-MS (و استفاده از عناصر نادر خاکی) برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی واحدهای نفوذی این منطقه، مقایسه آن‌ها با یکدیگر و ارائه یک مدل پتروژنتیکی همخوان با کلیه داده‌های حاصل از آنالیز، فراهم شود.

نقوذ کرده و هاله دگرگونی مجاورتی درحد رخساره آلیت - اپیدوت هورنفلس و در شدیدترین موارد از نوع هورنبلند هورنفلس را در آن‌ها به وجود آورده است (Pourhoseini, 1981). ترکیب سنگ‌های آتشفشانی ناحیه مورد نظر عمدتاً آندزیت، تراکی-آندزیت، آندزی‌بازالت و توفه‌های اسیدی هستند. قدیمی‌ترین رخنمون‌های سنگی در منطقه مورد مطالعه، عمدتاً در بخش‌های شمال و شمال غرب چهارگوش مورد مطالعه هستند (شکل ۱) و معادل سازند شمشک در نظر گرفته می‌شوند. واحدهای دیسوریتی، گرانودیوریتی و کوارتزموژونیتی سهم عمده‌ای را در مجموعه نفوذی نطنز به خود اختصاص داده‌اند.

در این مجموعه نفوذی گابروها قدیمی‌ترین واحد بوده‌اند، زیرا توسط دیوریت، گرانیت و رگه‌های آپلیتی قطع شده‌اند و نتایج سن سنجی Rb/Sr که در رساله

Pourhoseini (۱۹۸۱) ارائه شده نیز مؤید این مطلب است. بر اساس گزارش Pourhoseini (۱۹۸۱) و نیز

مطالعات پتروگرافی انجام شده توسط هنرمند (۱۳۸۵)

شش نوع سنگ آذرین درونی، شامل گابرو، دیوریت،

کوارتزدیوریت، کوارتزموژونیت، گرانودیوریت و

مونوزگرانیت در این منطقه رخنمون دارند.

### روش انجام پژوهش

پس از مطالعه دقیق پتروگرافی نمونه‌ها ۱۵ نمونه برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمیاب (Pb, Cr, Ni, Th, Ba, Sr, Zr, Y, Rb, Ce) به دانشگاه Naruto در کشور ژاپن ارسال شد. در آنجا با استفاده از روش فلورسانس اشعه X، توسط دستگاه XRF-WD مدل Rigaku RIX 2000 نمونه‌های مذکور تجزیه شدند.

همچنین تعداد ۶ نمونه (نماینده هر گروه سنگی در منطقه) برای تعیین عناصر کمیاب و نادر خاکی (به‌طور کلی ۲۸ عنصر) به شرکت Chemex ALS در کشور

پتسرولوژی، سال اول، شماره سوم، پاییز ۱۳۸۹، صفحه ۶۵-۸۸  
تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۲/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۷/۱۳

## بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی مجموعه نفوذی نطنز، شمال اصفهان

مریم هنرمند<sup>۱</sup>، محسن مؤید<sup>۱\*</sup>، احمد جهانگیری<sup>۱</sup>، جمشید احمدیان<sup>۲</sup> و نوشین بهادران<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران  
<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۴۶۹۷ - ۱۳۹۵، ج. ۱، ایران

### چکیده

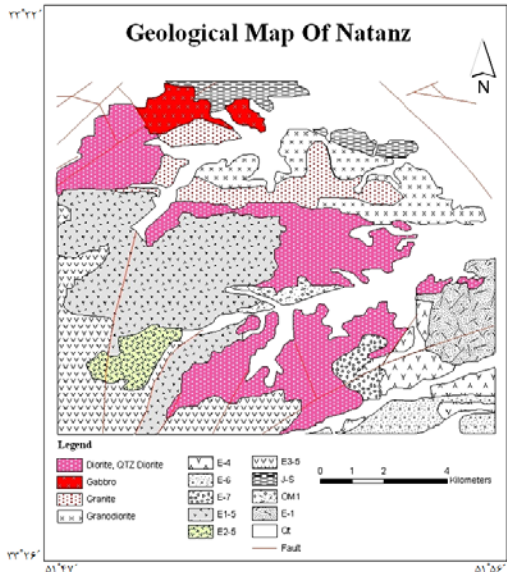
منطقه نطنز در ۱۲۰ کیلومتری شمال شهر اصفهان واقع شده است. از نظر تقسیمات زمین‌شناسی، این منطقه در کمربند آتشفشانی ارومیه دختر قرار گرفته است. در این ناحیه توده‌های نفوذی به سن الیگو-میوسن در سنگ‌های آتشفشانی متعلق به الوسن نفوذ کرده‌اند. مجموعه نفوذی نطنز از نظر سنگ‌شناسی، شامل انواعی همچون گابرو، دیوریت، کوارتزدیوریت، کوارتزموژونیت، گرانودیوریت و گرانیت است. بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ماگمای مادر مجموعه گرانیتیویدی منطقه از نوع ۱ و کالک‌آلکان بوده، از نظر درجه اشباع از آلومینیوم (ASI) متالوئین محسوب می‌شود. ماگمای سازنده گابروی منطقه از ذوب گوشته فوقانی متاسوماتیزه حاصل شده که قبل از جایگزینی، اندکی فرآیند تفریق را متحمل شده است. ماگمای مادر مجموعه گرانیتیویدی معادل ماگمای دیوریتی منطقه بوده که خود، حاصل اختلاط ماگمای مافیک مشتق شده از گوشته و ماگمای منبج از ذوب پوسته است. همچنین، مطالعات ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی کمیاب نشان می‌دهد که این سنگ‌ها در قلمرو کالک‌آلکان مربوط به مناطق برخوردی (حواشی فعال قرآبی) قرار می‌گیرند. همچنین الگوی تخت عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد که منشأ ماگمای اولیه این مجموعه در خارج از محدوده پایداری گارنت است. کلیه شواهد پتروژنتیکی نشان می‌دهد که در تکوین سنگ‌های منطقه فرآیند تفریق از دیوریت تا مونوزگرانیت نقش اصلی را داشته است. محیط تکوینی مجموعه نفوذی مورد نظر با فعالیت ماگماتیزم در حین فرورانش و با بر اثر فازه‌های کششی پس از تصادم فازه‌های عربی و ایران مرکزی قابل تطبیق است.

**واژه‌های کلیدی:** ارومیه دختر، تفریق بلوری، حاشیه فعال قرآبی، کالک آلکان، نطنز، نوع ۱

### مقدمه

۴۷° ۵۱' و ۵۱° ۵۶' ۰۵" شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۳° ۳۲' ۳۰" و ۳۳° ۲۶' ۱۳" شمالی است. مهم‌ترین پژوهش انجام شده در این ناحیه، تحقیق در قالب رساله دکتری توسط Pourhoseini (۱۹۸۱) است که ضمن

روش XRF ارائه شده است. در تحقیق مذکور ارتباط واحدهای مختلف منطقه با فرآیند ساده AFC بیان شده است. همچنین، از نتایج ۲۲ عدد آنالیز سنگ کل (شامل عناصر اصلی و عناصر Sr، Y، Zr، Rb، Nb) در رساله Pourhoseini (۱۹۸۱) نیز استفاده شد.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه برگرفته از نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ نطنز و طرق (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور) واحدهای غیر نفوذی منطقه به ترتیب سن عبارتند از: J-S شیل و ماسه سنگ سازند شمشک E1، آندزیت پورفیری، E4، توف اسیدی، E6، تراکی آندزیت، E7 آندزیت بازالت، E1-5، آندزیت و آندزیت بازالت، E2-5 توف ریدوئاسیتی، E3-5 پیروکلاستیک آندزیتی، OM1 کلوپلورا و برش آندزیتی، Qt نهشته‌های کواترنر.

ایجاد شده‌اند و محصولات واکنشی عمدتاً پیروکسن و اسپینل هستند که هم‌رشدی سیمپلیکتیتی داشته و به‌صورت رگه‌ها و مناطق متحدالمرکزی در اطراف الیون رشد کرده‌اند (Shelley, 1993).  
 پیروکسن‌ها در برخی موارد بر اثر واکنش با ماگما از حاشیه به آمفیبول تبدیل شده‌اند (بافت کرونا، شکل ۲- D).  
 در شکل ۲- E تصویری از یک پلاژیوکلاز در یک مقطع کوارتز-دیوریتی مشاهده می‌شود که به نظر می‌رسد این بلور در طی دو مرحله، رشد کرده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، کانی‌های بسیار کوچکی به‌صورت یک هاله در داخل این بلور وجود دارند، چنانچه این کانی‌ها گارنت باشند (به‌دلیل ریز بلور بودن نمی‌توان با اطمینان در مورد نوع این کانی‌ها صحبت کرد)، احتمالاً واکنشی در ماگما رخ داده است (مثلاً هضم سنگ‌های رسی) و باعث تشکیل این بلورهای ریز شده است و سپس در مرحله بعدی مجدداً پلاژیوکلاز در اطراف آن‌ها تشکیل شده است.  
 بیوتیت‌های ثانویه عمدتاً به‌صورت بی‌شکل و تیغه‌ها و ورقه‌های پراکنده دیده می‌شوند. بافت گرانوفیری (شکل ۲- F) که حاصل هم‌رشدی کوارتز و آلکالی فلدسپار بوده، بیشتر به توده‌های نفوذی نیمه عمیق مربوط است، نیز در برخی از نمونه‌های کوارتز-مونزونیتی دیده می‌شود. هورنبلند سبز به فراوانی در گرانویدوریت‌ها دیده می‌شود. همچنین گومولاهای (لخته‌های) مافیگ که حاوی مقادیر زیادی هورنبلند، بیوتیت و کانی کدر هستند نیز در بعضی از مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است (شکل ۲- G).  
 Wall و همکاران ۱۹۸۷ شواهدی ارائه کرده‌اند که نشان می‌دهد لخته‌های مافیگ در توده‌های گرانیتوبیدی نشان دهنده تجمع مواد ماگمایی زود متبلور شده هستند. لخته‌های مافیگ مذکور در برخی از نمونه‌های گرانویدوریتی و کوارتز-مونزونیتی دیده می‌شود. حضور بلورهای ریز در مرکز و حاشیه برخی از پلاژیوکلازها، که احتمالاً از جنس دیگر بلورهای سنگ هستند، می‌تواند نشانه‌ای بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار را ایجاد کرده، در برخی از مقاطع جمعیتی را با یکدیگر و یا با

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های نفوذی نطنز با استفاده از روش XRF

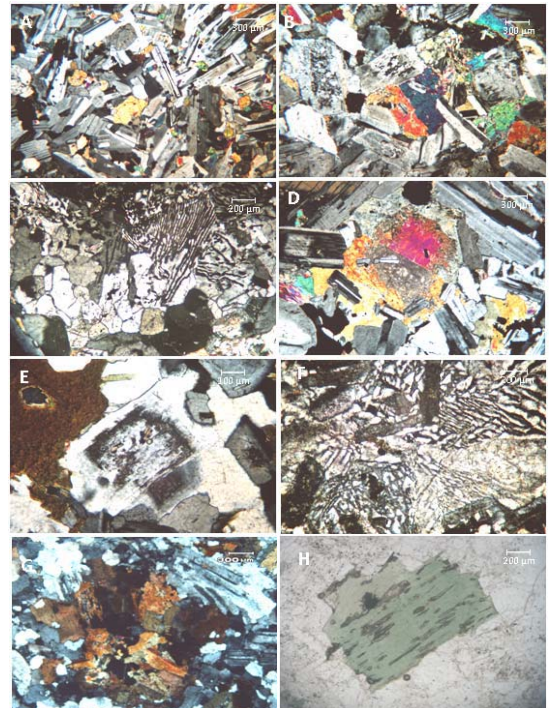
Sample No.	HN 71	HN 68	HN 55	HN 48	HN 415	HN 419	HN 407	HN 402	HN 39	HN 37	HN 301	HN 29	HN 24	HN 120	HN 100
SiO <sub>2</sub>	64.54	74.87	75.57	69.72	77.36	69.96	44.23	56.83	72.57	53.91	65.47	72.45	70.72	54.24	70.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.92	13.52	13.28	14.82	12.27	14.85	17.62	17.16	15.69	20.37	14.54	14.26	14.77	18.36	15.25
FeO	6.40	1.52	1.53	3.63	0.86	3.44	15.19	8.73	0.79	3.06	6.93	2.54	3.06	8.22	3.63
MnO	0.11	0.03	0.04	0.07	0.02	0.07	0.18	0.14	0.03	0.11	0.06	0.06	0.07	0.14	0.06
MgO	2.02	0.37	0.32	1.12	0.06	1.07	6.57	4.13	0.51	5.27	1.65	0.76	0.95	5.02	0.84
CaO	4.69	1.37	1.62	3.99	0.75	3.16	12.78	8.02	4.67	11.91	4.10	2.52	3.06	9.21	3.41
Na <sub>2</sub> O	3.61	3.77	3.73	3.93	2.42	3.82	1.78	3.21	4.75	3.99	3.71	3.81	3.94	3.15	4.55
K <sub>2</sub> O	2.68	4.31	3.77	2.68	6.21	3.20	0.2	0.84	0.78	0.25	3.23	3.27	3.04	0.88	1.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.18	0.06	0.02	0.07	0.01	0.07	0.03	0.12	0.05	0.23	0.29	0.05	0.06	0.09	0.09
Total	100.02	100.03	100.02	100.00	100.03	100.01	99.99	99.99	99.99	99.99	100.01	100.01	100.00	99.99	99.99
Si	434.4	496.14	408.78	399.01	152.51	657.11	62.61	255.12	281.13	95.41	660.12	533.12	396.51	1394.6	408.80
Al	94.38	100.59	120.23	85.31	224.72	94.51	3.62	17.24	4.24	3.41	64.31	109.62	100.22	13.92	63.01
Sr	203.21	103.78	111.21	235.42	41.02	193.52	402.1	272.12	465.79	471.21	241.21	169.72	191.53	467.20	250.20
V	27.62	22.31	19.21	19.51	2.39	17.49	12.70	24.21	16.77	14.21	44.12	19.83	14.21	13.21	19.83
Zr	250.84	117.37	80.40	121.21	67.48	152.23	20.11	113.14	91.76	30.01	310.01	93.13	114.13	52.32	121.22
Nb	8.81	13.71	4.97	4.55	1.59	6.19	0.81	3.60	3.04	1.71	16.61	6.35	5.14	2.33	4.65
Tb	12.97	29.84	24.62	12.84	41.12	17.25	0.38	6.06	10.87	1.43	14.45	18.13	18.43	1.41	7.21
Pb	11.52	10.67	8.33	7.03	13.91	9.01	1.71	7.01	4.21	7.12	6.32	7.72	7.79	11.24	5.41
Ce	43.47	34.79	29.74	29.89	20.68	45.73	7.60	21.13	18.22	16.89	74.31	31.32	34.58	13.61	18.3

### پتروگرافی

واحد گابرو در شمال ناحیه مورد مطالعه (شکل ۱) بروزند دارد. این سنگ‌ها تماماً بلورین و از نوع دانه متوسط تا درشت بوده، رنگ سنگ خاکستری تیره تا سیاه است و کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز در نمونه دستنی این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. بافت اصلی این سنگ‌ها گرانولار بوده، بافت‌های افیتیپیک و بویی کلیتیک (شکل‌های A-2 و B-2) نیز در اکثر نمونه‌ها دیده می‌شود. به‌طور کلی، کانی‌های اصلی موجود در گابروها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و به مقدار کمتری آمفیبول است. در برخی از بلورهای پلاژیوکلاز حالت منطقه‌بندی دیده می‌شود. پدیده سوسورتی شدن نیز بر روی بعضی از بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شود. پیروکسن‌ها عمدتاً از نوع کلینوپیکروکسن هستند و معمولاً به‌صورت نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار دیده می‌شوند. در برخی موارد بلورهای درشت کلینوپیکروکسن، پلاژیوکلاز و نیز الیون را احاطه نموده، بافت بویی کلیتیک نشان می‌دهند. از دیگر بافت‌های مشاهده شده در مقاطع نازک گابروها، می‌توان به بافت‌های سیمپلیکتیت و سیمپلیکتیت بافت شلیرن (هم‌رشدی ارتو پیروکسن و کلینوپیکروکسن) اشاره نمود. بافت‌های سیمپلیکتیت به‌علت سرد شدن آرام مذاب گابرویی به‌صورت یک حاشیه واکنشی در اطراف الیون

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های نفوذی نطنز با استفاده از روش ICP-MS

Sample No.	HN 37	HN 419	HN 407	HN 402	HN 39	HN 301	HN 29	HN 24	HN 120	HN 100
Ag	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	95.40	657.01	62.58	235.01	660.12	533.12	396.51	1394.6	408.80	159.51
Ce	16.89	45.71	7.56	21.03	74.32	13.62	11.00	24.12	11.00	24.12
Co	9.78	6.71	39.62	25.49	4.00	6.67	0.67	0.73	50.01	10.02
Cu	50.01	10.02	60.01	40.1	20.03	50.23	3.04	0.88	1.71	3.81
Cr	7.03	11.03	44.22	46.05	34.01	61.10	7.86	2.11	1.52	1.89
Dy	2.69	2.71	2.43	4.17	7.86	2.11	1.52	1.89	1.52	1.89
Er	1.52	1.89	1.52	2.71	4.89	1.39	1.02	0.77	0.80	0.92
Gd	1.02	0.77	0.80	0.92	1.52	0.82	17.03	15.23	19.00	17.12
Hf	2.50	2.99	2.01	3.80	7.92	1.98	0.93	4.72	0.801	3.62
Ho	0.93	4.72	0.801	3.62	9.30	1.53	0.51	0.62	0.48	0.85
Hr	0.51	0.62	0.48	0.85	1.68	0.46	8.03	25.63	3.70	9.68
La	0.24	0.34	0.19	0.39	0.68	0.20	<2	<2	<2	<2
Mo	<2	7.01	<2	<2	<2	<2	1.71	6.21	0.82	3.62
Nb	1.71	6.21	0.82	3.62	16.63	2.3	9.68	16.79	5.63	12.63
Ni	6.88	16.79	5.63	12.63	36.58	7.71	37.02	15.20	50.01	41.02
Pb	7.03	9.21	<5	7.03	6.32	11.23	2.15	4.82	1.05	2.86
Pr	2.15	4.82	1.05	2.86	9.11	1.77	3.41	94.51	3.58	17.04
Rb	3.41	94.51	3.58	17.04	64.32	13.90	2.36	2.31	1.88	3.56
Sr	1.00	1.03	1.01	1.0	2.03	1.01	1.00	1.03	1.01	1.0
Sr	471.1	193.5	402.3	272.14	24.11	467.3	0.11	0.51	0.13	0.32
Ta	0.11	0.51	0.13	0.32	1.23	0.11	0.45	0.46	0.41	0.71
Tb	0.45	0.46	0.41	0.71	1.38	0.34	1.43	17.25	0.38	6.06
Ti	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.20	0.31	0.22	0.41
Tm	0.20	0.31	0.22	0.41	0.73	0.20	0.64	4.41	0.13	1.47
U	0.64	4.41	0.13	1.47	3.45	0.39	164.04	54.20	523.02	205.2
Y	3.02	82.03	4.21	3.20	3.03	2.00	14.21	17.504	12.74	24.30
Yb	1.31	2.12	1.17	2.61	4.78	1.33	63.21	39.1	103.2	81.21
Zn	30.2	152.03	20.03	113.01	310.2	52.04				



شکل ۲- (A) بافت افیتیپیک و (B) بافت بویی کلیتیک در دو نمونه از گابروهای ناحیه (XPL). (C) بافت سیمپلیکتیت ناحیه (XPL). (D) بافت کرونا و نیز اداخل پلاژیوکلاز در پیروکسن در دوریت اوره (XPL). (E) پلاژیوکلاز با رشد در مرحله (F XPL) بافت گرانوفیر (هم‌رشدی بین کوارتز و آنکالی‌فلسپار) در کوارتز مونزونیت (G XPL). (H) بافت سیمپلیکتیت بافت شلیرن (هم‌رشدی ارتو پیروکسن و کلینوپیکروکسن) در گابروهای ناحیه (XPL). (H) بافت سیمپلیکتیت بافت شلیرن (هم‌رشدی ارتو پیروکسن و کلینوپیکروکسن) در گابروهای ناحیه (XPL).

کانی‌های فرومیزین به هماتیت و نیز پدیده ماریتی شدن (تبدیل مگنتیت به هماتیت)، دیده می‌شود.

### ژئوشیمی

#### رده‌بندی سنگ‌های منطقه

در اینجا از روش رده‌بندی شیمیایی Le Bas و همکاران (۱۹۸۵) (شکل ۳- A) برای طبقه‌بندی سنگ‌های منطقه استفاده شده است، که بر اساس آن مجموعه نفوذی مورد نظر از نظر سنگ‌شناسی شامل گسارو، دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت و گرانیت هستند. همچنین، مطابق با رده‌بندی Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) (شکل ۳- B) نمونه‌های گرانیتوئید منطقه عمدتاً در محدوده متالومینوس قرار می‌گیرند.

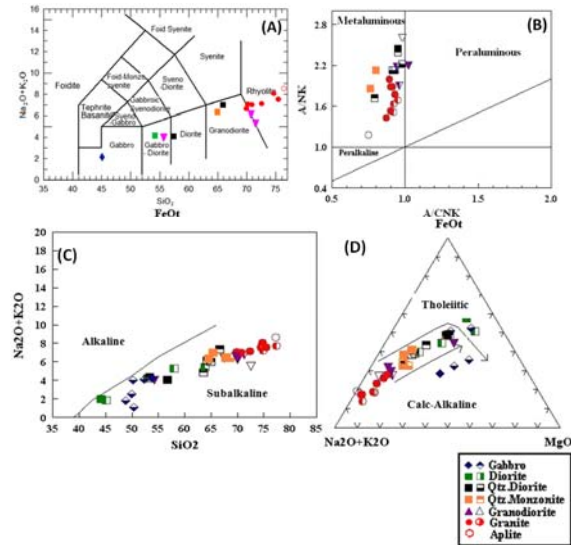
بر روی دیاگرام‌های تفکیک آلکان از ساب‌آلکان و از AFM Baragar و Irvine (۱۹۷۱) (شکل‌های ۳- C و ۳- D) نیز همه نمونه‌ها به استثنای سه نمونه، در محدوده ساب‌آلکان (در نمودار ۳- C) و کالک‌آلکان (در نمودار ۳- D) قرار می‌گیرند (در نزدیک مرز کالک‌آلکان و تولیتی) که این موضوع به مقدار بالای  $Fe_2O_3$  در این سه نمونه مربوط است.

همچنین در نمودار پیشنهادی Rickwood (۱۹۸۹) نیز که بر اساس مقدار  $SiO_2$  در مقابل  $K_2O$  سنگ است (شکل ۴)، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه عمدتاً در بخش سری کالک‌آلکان با مقدار متوسط پتاسیم و نمونه‌های بازیک در محدوده کم پتاسیم قرار می‌گیرند. در نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در مقابل  $SiO_2$  (شکل ۴) به استثنای  $Na_2O$  و  $K_2O$  همه اکسیدهای عناصر اصلی، از سنگ‌های بازیک به سمت سنگ‌های اسیدی روند نزولی نشان می‌دهند.

همچنین وجود زئولیت‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی اطراف در داخل این مجموعه تأثیر فرآیند آغشتگی سنگ‌های دیواره را در کنار دیگر فرآیندها، نشان می‌دهد. کانی‌های فرعی مشاهده شده در مقاطع مربوط به گرانودیوریت‌های منطقه شامل زیرکن، کانی‌های کدر، اسفن و روتیل هستند. حضور اسفن به همراه مگنتیت، کوارتز، آمفیبول شاهی بر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن است (Wones, 1989). فوگاسیته بالای اکسیژن ماگمای والد سنگ‌های نفوذی را می‌توان از حضور مگنتیت‌های اولیه نیمه شکل‌دار در کنار بیوتیت‌ها نیز استنباط نمود (Sack *et al.*, 1980). بیوتیت کانی فرومیزین غالب در گرانیت‌های منطقه است. اسفن به هر دو صورت اولیه و ثانویه در این سنگ‌ها حضور دارد. اسفن‌های ثانویه (شکل ۲- H) حاصل دگرسانی بیوتیت یا ایلمنیت هستند (بر اساس مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک - صیقلی برخی از کانی‌های کدر از نوع ایلمنیت هستند؛ هر چند فراوانی آن‌ها نسبت به مگنتیت کمتر است). این اسفن‌ها معمولاً در بین درز و شکاف‌ها و رخ‌های بیوتیت‌ها و بعضاً در اطراف ایلمنیت‌ها به صورت leucocene دیده می‌شوند و حاصل واکنش  $TiO_2$  آزاد شده با  $CaO$  حاصل از تخریب پلاژیوکلازها و نیز  $SiO_2$  موجود در محیط هستند.

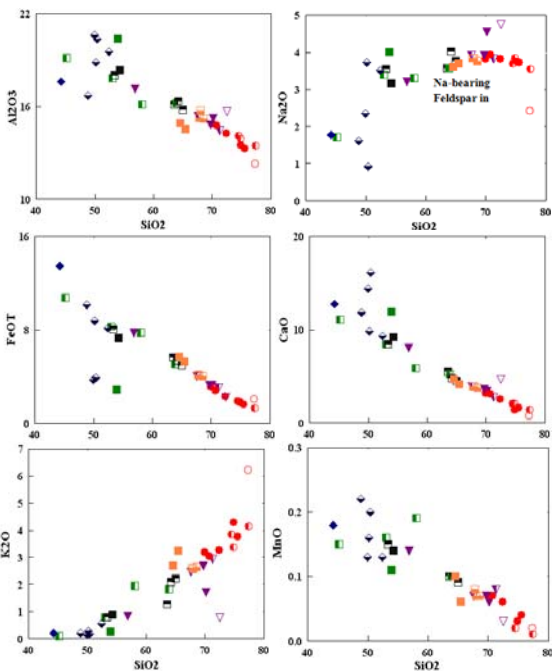
بخش دیگری از  $SiO_2$  ممکن است از تخریب پلاژیوکلازها حاصل شود. اسفن‌های ثانویه معمولاً بی شکل و ریز دانه بوده و با کانی‌های کدر همراه هستند. حال آنکه بلورهای اسفن اولیه نسبت به نوع ثانویه درشت‌تر بوده، شکل کامل‌تری دارند. کانی‌های کدر (غالباً مگنتیت) از دیگر کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها هستند. همچنین در برخی موارد دگرسانی

بالا در نتیجه تبلور فازهای مافیک مقدار  $Al_2O_3$  در مایع همزیست زیاد می‌شود و در فشار پایین‌تر پلاژیوکلازها در دمای لیکوئیدوس از مذاب مافیک متبلور می‌شوند (Gust and Perfit, 1987). این موضوع با مقدار  $MgO$ ،  $Cr$  و  $Ni$  موجود در گاروها که نشان می‌دهد ماگمای مادر آن‌ها قبل از جایگزینی اسدی فرآیند تفریق منحل شده، سازگار است (Gertisser and Keller, 2000).



شکل ۳- نمودار رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های منطقه (نمودار TAS, Cox و همکاران, ۱۹۷۹). A) نمودار تعیین شاخص اشباع از آلومین اولیه شده توسط Maniar و Piccoli (۱۹۸۹). B) نمودار مجموع آلکانی در برابر سیلیس برای تفکیک سری‌های ساب‌آلکان از آلکان از Baragar و Irvine (۱۹۷۱). C) نمودار AFM به منظور تفکیک سری‌های کالک‌آلکان از تولیتی از Baragar و Irvine (۱۹۷۱). D) همراه با نمادهای استفاده شده در کلیه نمودارها است (شبان ذکر است که در نمودارها علامت نیمه‌بر مربوط به آنالیزهای Pourhoseini (۱۹۸۱).

گرانیت‌های با اندکی خاصیت آلکانی، نشان می‌دهد که احتمالاً مربوط به شروع تفریق فلدسپارهای Na دارد (شکل ۴) است.



شکل ۴- نمودارهای Harker (۱۹۰۹). اکسید عناصر اصلی در مقابل  $SiO_2$ . همراه نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Rickwood, ۱۹۸۹). نمادها مانند شکل ۳ هستند.

$Na_2O$  به‌طور پیوسته تا رسیدن ترکیب سنگ به حدواسط، افزایش نشان می‌دهد (که می‌تواند حاکی از تفریق فازهای آمفیبول و پلاژیوکلاز کلسیک باشد) و سپس (در  $SiO_2$  حدود ۷۰٪) کاهش مختصری به سمت گاروها بیشترین مقدار  $Sr$  را در منطقه نشان می‌دهند، اما روند چندان یکسانی با دیگر سنگ‌های منطقه نشان نمی‌دهند. البته، روند نزولی نمودار در کوارتز مونزونیت‌ها و به‌ویژه در گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها مشخص‌تر است. در این صورت روند نزولی  $Sr$  را که مشابه روند نزولی  $Ca$  است، می‌توان در ارتباط با فراوانی پلاژیوکلازهای با درصد آنورتیت بالا و نیز کانی‌های فرومیزین کلسیک دانست، که احتمالاً حاکی از تفکیک بلوری این گروه از کانی‌هاست.

بیشترین مقدار  $Sr$  در گاروها حضور دارد که مربوط به فراوانی زیاد پلاژیوکلازهای کلسیک در این سنگ‌هاست. فراوانی عناصر کمیاب سازگار مانند  $Cr$ ،  $Ni$ ،  $V$  (شکل ۵) در گارو بسیار پایین است که می‌تواند نشان دهنده خروج مقداری بیوتین و کلینوبیروکسن از ماگمای اولیه و تشکیل سنگ‌های الترابازیک در بخش‌های تحتانی پوسته، قبل از تشکیل گاروی منطقه است. در ضمن، عناصر مذکور به همراه  $Co$  (عناصر تحولی)، رابطه منفی با  $SiO_2$  دارند که نشان می‌دهد آن‌ها به‌صورت عناصر سازگار عمل کرده‌اند.

کاهش  $V$  با افزایش  $SiO_2$  شاهد خوبی برای تفریق اکسیدهای  $Fe - Ti$  است. در نمودار  $Fe - Ti$  (شکل ۵) مقدار  $Zr$  متناسب با افزایش  $SiO_2$  روند صعودی نشان می‌دهد، که این روند صعودی تا ۶۵٪  $SiO_2$  ادامه می‌یابد، به یک مقدار ماکزیم می‌رسد و سپس به سمت سنگ‌های اسیدی روند نزولی نشان می‌دهد.

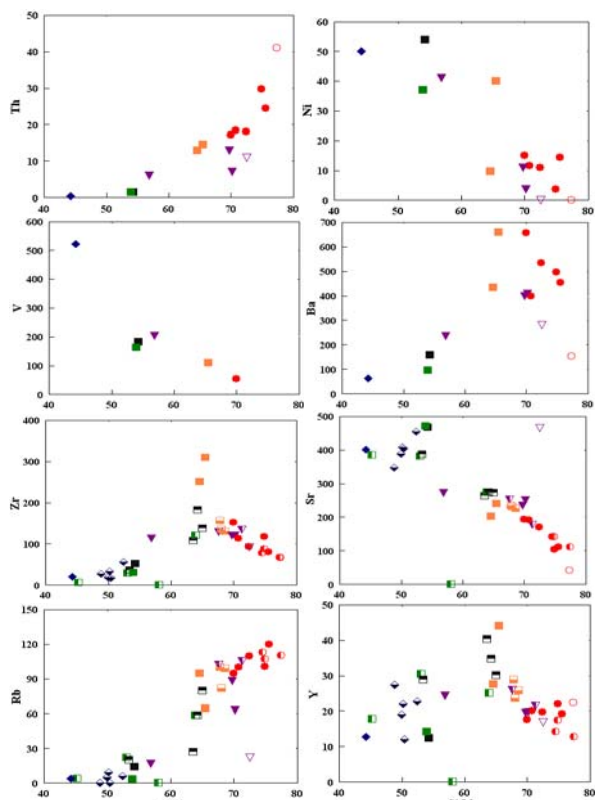
برای مثال، در نمودار  $SiO_2 - Al_2O_3$  با افزایش  $SiO_2$  مقدار  $Al_2O_3$  کاهش می‌یابد، که می‌تواند از کاهش درصد پلاژیوکلاز در سنگ‌های اسیدی و گرایش به سمت تشکیل فلدسپارهای سدیک و پتاسیک ناشی باشد. مقدار بالای پلاژیوکلاز در گاروها نشان می‌دهد که تفریق فازهای مافیک در فشار نسبتاً بالا انجام شده (جایی که تبلور پلاژیوکلاز انجام نمی‌شود، Yoder و Tilley, ۱۹۶۲). به عبارت دیگر در این فشارهای نسبتاً

در رابطه با مقدار  $CaO$  در مقابل  $SiO_2$  روند نزولی از نمونه‌های دیوریتی به سمت سنگ‌های قطب اسیدی (گرانیت‌ها) دیده می‌شود. این امر احتمالاً ناشی از وقوع پلاژیوکلاز، بیروکسن و آمفیبول کلسیک در ترم‌های کمتر تفریق یافته منطقه است.

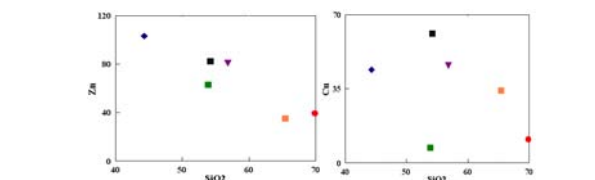
همچنین گرایش ترکیب پلاژیوکلازها به سمت ترکیبات دارای آنورتیت کمتر و آلایت بیشتر نیز باعث ایجاد چنین روندی در نمودار  $CaO - SiO_2$  می‌شود. روند نزولی گفته شده از ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I عنوان شده است (Czarneski *et al.*, 1981; Chappell and White, 1992). مشاهده شده در نمودارهای اکسید عناصر اصلی در مقابل  $SiO_2$  نشان می‌دهد که کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند و مگنتیت، نقش اصلی را در طول تبلور سنگ‌های گرانیتوئیدی ایفا کرده‌اند.

در نمودار  $Rb - SiO_2$  (شکل ۵)، مقادیر  $Rb$  در نمونه‌های مختلف در مقابل افزایش  $SiO_2$  روند صعودی نشان می‌دهد و در گرانیت‌ها به بالاترین مقدار خود می‌رسد. از آنجایی که شعاع یونی این عنصر ( $1.47 \text{ \AA}$ ) بسیار نزدیک به شعاع یونی  $K$  ( $1.33 \text{ \AA}$ ) است، بنابراین، پیروکسن می‌تواند جانشین پتاسیم شود (Taylor و ۱۹۶۵). روند مشاهده شده در این نمودار شبیه روند افزایش  $K$  در نمودار  $SiO_2 - K_2O$  است. بنابراین، افزایش  $Rb$  با افزایش کانی‌های حاوی پتاسیم مانند بیوتیت و ارتوز در ترم‌های اسیدی، سازگار است.

از طرف دیگر Icenhower و London (۱۹۹۶) معتقدند که ضریب توزیع LILE قویاً به‌وسیله ترکیب سیلیکات‌های اصلی، به‌ویژه فلدسپارها و میکاها کنترل می‌شود. غنی‌شدگی  $Rb$  و  $Cs$  همراه با تفریق نشان



شکل ۵ - نمودارهای عناصر کمابرد در مقابل SiO<sub>2</sub>. نمادها مانند شکل ۳ هستند.

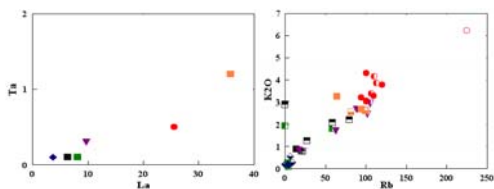


شکل ۶ - نمودارهای تغییرات عناصر Cu و Zn در مقابل SiO<sub>2</sub>. نمادها مانند شکل ۳ هستند.

طبق نظر Bau (۱۹۹۶) چنانچه این نسبت بین ۲۴-۲۰ باشد، معادل با مقدار معمول در ماگماست و دگرسانی مراحل آخر ماگمایی در آن توده به میزان کمی در تغییر مقدار عناصر مؤثر بوده است. این نسبت در مجموعه نفوذی نطنز بین ۲۸/۵۹ - ۲۶/۱۹ قرار می‌گیرد (Forster *et al.*, ۱۹۹۹) همان‌طور که در نمودار Rb/Sr در مقابل Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O (Vernikovskaya, 2002) ملاحظه می‌شود، نسبت Rb/Sr در گرانیت‌ها با افزایش آلکالینیته زیادت می‌شود (شکل ۸). در شکل ۸ و در نمودار Zr/Sm در مقابل Hf/Sm رابطه خطی دیده می‌شود. احتمالاً این ارتباط خطی و جهت آن که به سمت محدوده کربناتی است، نشان‌دهنده این است که تغییرات فراوانی نسبت‌های حاوی Zr و Hf در Sm و Zr نسبت به هم مشاهده می‌شود. بنابراین تغییرات ژئوشیمیایی که در این سنگ‌ها دیده می‌شود، عمدتاً ناشی از کربنات‌ها هستند و می‌تواند نشانه متاسوماتیزم به‌وسیله سیالات غنی از کربنات به میزان متغیر باشد (Dupuy *et al.*, ۱۹۹۲).

#### بحث

عناصر ناسازگار رفتار ژئوشیمیایی متفاوتی در برابر فرایندهای ثانویه نشان می‌دهند. بنابراین، ترسیم رفتار عناصر ناسازگار متحرک در مقابل عناصر ناسازگار غیر متحرک می‌تواند نشان دهنده این باشد که آیا مقدار عناصر در طی فرایندهای ثانویه تغییر کرده است یا خیر؟ (Schiano *et al.*, ۱۹۹۳) همان‌طور که در شکل ۷ دیده می‌شود مقادیر این عناصر ارتباط مثبت خوبی با هم نشان می‌دهند. این روندها مشخصه فرایندهای ماگمایی (از قبیل درجات متغیر ذوب بخشی و یا تفریق بلوری) هستند و به نظر نمی‌آید که از دگرسانی سنگ‌ها نتیجه شده باشند. بنابراین تغییرات ژئوشیمیایی که در این سنگ‌ها دیده می‌شود، عمدتاً به فرایندهای پتروژنتیکی مربوط است. راه دیگری که می‌توان به‌وسیله دگرسانی توده را در مراحل آخر ماگمایی مشخص کرد، محاسبه نسبت Y/Ho در سنگ است؛ به این صورت که



شکل ۷ - تغییرات عناصر ناسازگار متحرک در مقابل عناصر ناسازگار غیر متحرک، نمادها مانند شکل ۳ هستند.

بین آن‌ها دیده نمی‌شود. تغییرات وانادیم نیز تا حدودی شبیه تغییرات TiO<sub>2</sub> و تا حدی Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (شکل ۵) است. این عنصر در سنگ‌های کمتر تفریق یافته منطقه، حداکثر و در سنگ‌های اسیدی منطقه حداقل مقدار خود را دارد. به نظر می‌رسد که این تغییرات از فراوانی مودال کانی مگنتیت در سنگ‌های منطقه تأثیر پذیرفته، چرا که V می‌تواند به جای Fe<sup>3+</sup> در شبکه مگنتیت وارد شود.

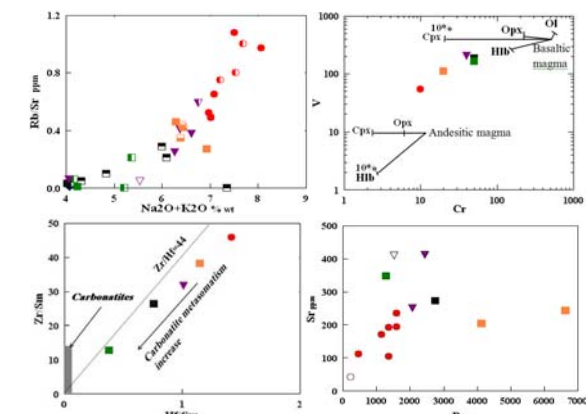
Nb نیز مانند عناصر Zr و Y ناسازگار بوده، مقدار آن با افزایش درجه تفریق بلوری افزایش می‌یابد. Pearce و Gale (۱۹۷۷) عنوان کردند که همه سنگ‌های آذرین که در بالای زون فرورانش هستند دارای Nb کمتر از ۱۵ ppm هستند. در کلیه نمونه‌های تجزیه شده مقدار Nb (جدول ۲) کمتر از این مقدار است (بجز نمونه ۳HN301 که در آن Nb= ۱۶/۶ ppm است). این موضوع نشان می‌دهد که ماگمای مادر این کمپلکس، از گوشته‌ای به‌وجود آمده که بواسطه دهیدراسیون پوسته فرورونده (در یک محیط فرورانش)، تحت تأثیر فرآیند متاسوماتیزم قرار گرفته است.

ارتباط مستقیمی که بین مقادیر REE و اکسیدهای Na<sub>2</sub>O و K<sub>2</sub>O وجود دارد (نشان داده نشده است) مؤید تفریق فلدسپار است (Solov'ev, 1998) در رابطه با مقدار تنگستن در سنگ، کانی‌هایی که می‌توانند حاوی W باشند، شامل فلدسپارها، کانی‌های فرعی و به مقدار کمتری‌های مافیک هستند.

در پایان تفریق کانی‌های مافیک مانند بیوتیت منیزیم‌دار و کانی‌های فرعی تأخیری که برای تمرکز W مناسب هستند، باعث تمرکز آن در مذاب گرانیتی می‌شوند (Solov'ev, 1998). مقادیر مربوط به عناصر Zn و Cu نیز در سنگ‌های بازیک منطقه بیشتر است (شکل ۶).

بر اساس طبقه‌بندی Chappell و همکاران (۱۹۹۸) گرانیت‌های منطقه از نوع دما بالا هستند. در گرانیت I-type نوع دما بالا (High temperature I-type granite) در ماگمای اولیه به‌دلیل درجه حرارت بالا و حرارت بالای Zr زیرکن به‌صورت محلول در ماگما حضور دارد. بنابراین، ماگما از Zr اشباع نیست. در این حالت همزمان با آغاز تفریق ماگما و جدایش بلورهای کومولایی، مقدار Zr در مذاب (و نیز در سنگ‌های حاصل از آن) افزایش می‌یابد تا زمانی که مذاب از زیرکن اشباع شود و تفریق آن از مذاب آغاز شود. همزمان با تفریق بلورهای زیرکن مقدار Zr در مذاب کاهش می‌یابد. ولی گرانیت‌های نوع I دمای پایین (Low temperature I-type granite) ابتدا از Zr اشباع هستند. بنابراین، همزمان با شروع تفریق ماگمایی، جدایش بلورهای زیرکن از مذاب آغاز می‌شود و مقدار Zr در برابر افزایش SiO<sub>2</sub> روند نزولی ثابتی را طی می‌کند (Chappell *et al.*, 1989).

در بررسی نمودارهایی که مربوط به عناصر Y و Ba در گرانیت‌های نوع I دمای پایین و دمای بالا هستند نیز نتایج مشابهی به‌دست می‌آید که در نمودارهای شکل ۵ برای مجموعه نطنز نیز قابل مشاهده است. البته، کاهش ناگهانی Ba در مونوزگرانیت‌ها می‌تواند ناشی از تفریق بیوتیت در مراحل پایانی فرایندهای ماگمایی نیز باشد. پراکنندگی کمی که در تغییرات Rb، Zr و Ba در برابر SiO<sub>2</sub> دیده می‌شود احتمالاً ناشی از آلودگی ماگما از طریق هضم سنگ دیواره است. افزایش Th که متناسب با افزایش SiO<sub>2</sub> (شکل ۵) می‌تواند به عنوان یکی از وجوه تشابه گرانیت‌های مورد مطالعه با گرانیت‌های تیپ I باشد، زیرا به عقیده Chappell و White (۱۹۹۲) در گرانیت‌های تیپ I، مقدار Th با افزایش SiO<sub>2</sub> زیاد می‌شود، در حالی که در گرانیت نوع S تغییرات مهمی

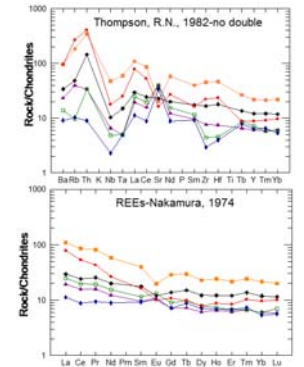


شکل ۸ - نمودار تغییرات Rb/Sr در مقابل Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O، نمودار تغییرات V در مقابل Cr و روند تفریق کانی‌های مختلف، نمودار تغییرات Zr/Sm در مقابل Hf/Sm (Dupuy *et al.*, ۱۹۹۲) و نمودار تغییرات Sr برابر P. نمادها مانند شکل ۳ هستند.

متیلور نشده‌اند، بلکه قبل از به‌وجود آمدن این گابروها، ماگمای مادر فرایندهای تفریق بلوری الوین و اسپینل و کلینوپیروکسن را در طول تحولات ماگما (و در طی صعود آن به سمت پوسته بالایی) پشت سر گذاشته است. همچنین این موضوع می‌تواند به افزایش مقادیر عناصر ناسازگار نسبت به ماگمای اولیه کمک کند. نسبت Nb/Th در کلیه سنگ‌های منطقه ۰.۴ تا ۰.۱۱ است که با توجه به مقدار گفته شده توسط Whalen و همکاران (۲۰۰۶) ( $Nb/Th < 3$ ) به‌عنوان مشخصه سنگ‌های کالک‌آلکان در قوس، و نیز غنی‌شدگی Th نسبت به Nb می‌تواند تأییدی بر محیط قوس آتشفشانی برای مجموعه نفوذی مورد نظر باشد (Whalen *et al.*, 1997; Swinden *et al.*, 2006).

در حقیقت کربنات حاصل از متاسوماتیزم به مذاب‌های سیلیسی حاصل از متاسوماتیزم در منبع گوشته‌ای، اضافه و بالا بردن عناصر ناسازگار آن‌ها در منبع گوشته‌ای شده است. به‌علت اینکه در نمودار در مقابل Nb نسبت به Ta نهی‌شدگی نشان می‌دهد، بنابراین، سیالات کربناتی مذکور باید از رسوبات کربناته بر روی پوسته آقیانوسی فرورونده حاصل شده باشند (Hoernle *et al.*, 2002) حال آنکه اگر سیالات کربناته از آستوسفر مشتق شده بودند، نسبت Nb به Ta غنی‌شدگی نشان می‌داد (Rudnick *et al.*, 1993). همچنین مقدار عنصر Yb (جدول ۲) در نمونه‌های گابروی منطقه کمتر از ۴ (به‌طور متوسط ۱/۳۴) است، پس می‌توان گفت که این گابروها از ماگمای اولیه

در گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها نیز اندکی بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهد که با حضور بیشتر زیرک در سنگ‌های حد واسط و اسیدی سازگار است. در رابطه با Sr نیز تپه‌شدگی این عنصر در ترم‌های تفریق یافته‌تر مربوط به تفریق پلازیوکلاز است. در رابطه با عنصر Eu نیز، تبلور آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های فرعی اندکی بی‌هنجاری منفی Eu کم می‌کند. در اینجا مقادیر مربوط به Eu/Eu\* نیز تأییدی بر این مطلب است. مقادیر مذکور از ۰/۸۰ تا ۰/۱۳ در دیوریت‌ها تغییر می‌کند.



شکل ۱۰- نمودارهای فراوانی عناصر ناسازگار در سنگ‌های مجموعه نفوذی نظیر نسبت به ترکیب کندریت. Thompson (A) (۱۹۸۲)، B، عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت (Nakamura, 1974). نمادها مانند شکل ۳ هستند.

در الگوهای عناصر نادر خاکی که نسبت به کندریت نرمالیز شده‌اند، عناصر نادر سبک غنی‌شدگی را نسبت

به عناصر نادر سنگین نشان می‌دهند که این غنی‌شدگی در همه سنگ‌های منطقه از بازیک تا اسیدی دیده می‌شود. سنگ‌های کمتر تفریق یافته در منطقه نسبت کمتری از عناصر LILE (مانند K, Rb, Ba, Th) نسبت به گرانیت‌های منطقه نشان می‌دهند. غنی‌شدگی جزئی از HREE در سنگ‌های بازیک منطقه مربوط به حضور کلینوپیروکسن در این سنگ‌هاست، زیرا این عناصر مشارکت بیشتری در ساختمان کلینوپیروکسن دارند. تفریق آمفیبول به میزان کم می‌تواند توجیه کننده تپه‌شدگی اندک در MREE نسبت به HREE در سنگ‌های تفریق یافته باشد (Gertisser and Keller, 2000).

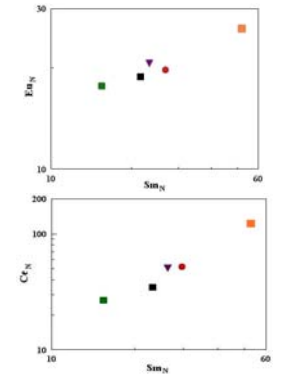
همچنین فراوانی آمفیبول در سنگ‌های حدواسط، منجر به محو شدن بی‌هنجاری منفی Eu و ظهور بی‌هنجاری مثبت Eu در این سنگ‌ها شده است، زیرا آمفیبول بر خلاف پلازیوکلاز بی‌هنجاری مثبت Eu ایجاد می‌کند (Henderson, 1984). این مطلب می‌تواند توجیه کننده ناچیز بودن بی‌هنجاری منفی Eu (به ویژه در سنگ‌های حدواسط منطقه که غنی از آمفیبول هستند) باشد. در مقابل فراوانی پلازیوکلاز می‌تواند باعث ظهور بی‌هنجاری مثبت Eu در سنگ‌ها شود (مانند نمونه‌های گابرو، دیوریت و کوارتز دیوریت منطقه). به‌طور کلی، نمونه‌های گرانودیوریت، کوارتز مونوزونیت و گرانیت بی‌هنجاری منفی از Eu نشان می‌دهند که این بی‌هنجاری کوچک منفی Eu با افزایش تفریق در ماگما افزایش می‌یابد.

همان‌طور که در شکل ۱۰ نیز مشاهده می‌شود، گرانیت‌ها و کوارتز مونوزونیت‌ها که مربوط به مراحل پایانی تفریق هستند، در مقایسه با بقیه واحدها بی‌هنجاری منفی از Eu نشان می‌دهند. عنصر Nd در

همچنین نسبت Nb/U در نمونه‌های گابرو و دیوریت منطقه به ترتیب (۲/۱۵-۴/۱۵) و نسبت Ce/Pb نیز در این نمونه‌ها به ترتیب (۴/۴۷-۲/۴۱) است که به‌طور واضح پایین‌تر از بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و بازالت‌های جزایر اقیانوسی است (به ترتیب ۲۷ و ۱۷ از Hofman و همکاران، ۱۹۸۶). این موضوع می‌تواند مؤید حضور مواد پوسته‌ای در ناحیه منبع باشد (Yang et al., 2005). نسبت‌های مورد نظر در گابروها به مراتب کمتر از دیوریت‌های منطقه است زیرا ماگمای مولد توده گابرویی در هنگام بالا آمدن و در کنار فرآیند تفریق بلوری، تنها محتمل آلودگی با پوسته شده است، در حالی که ماگمای دیوریتی حاصل اختلاط مذاب مافییک مشتق شده از گوشته با مذاب فلسیک حاصل از ذوب بخشی پوسته تحتانی است و در نتیجه حضور بیشتر مواد پوسته‌ای در دیوریت‌ها امری بدیهی است. تپه‌شدگی از HFSE نسبت به LILE و LREE معمولاً به‌عنوان نشانه‌ای از ماگماهای مشتق شده از پوسته قدیمی و یا ماگماهای مربوط به قوس آتشفشانی است (Pearce et al., 1984).

در نمودار شکل ۸ تغییرات V در مقابل Cr و نیز روند تفریق کانی‌های مختلف نشان داده شده است. در این نمودار دو نوع ماگمای اولیه در نظر گرفته شده است. نمونه‌های منطقه با در نظر گرفتن یک ماگمای اولیه با ترکیب آندزیت، روند تفریق غالب هورنبلند را نشان می‌دهند (Yang et al., 2005). رابطه مثبت بین Sr و P (شکل ۸) نشان‌دهنده دخالت آپاتیت در میزان REE مقدار Sr است (Popov et al., 2001). اثر تفریق را در کمپلکس‌های مختلف می‌توان توسط نمودارهای log Ce<sub>N</sub> در مقابل log Sm<sub>N</sub> و نیز log Eu<sub>N</sub> در مقابل log Sm<sub>N</sub> (شکل ۹) مشاهده کرد

همچنین نسبت Nb/U در نمونه‌های گابرو و دیوریت منطقه به ترتیب (۲/۱۵-۴/۱۵) و نسبت Ce/Pb نیز در این نمونه‌ها به ترتیب (۴/۴۷-۲/۴۱) است که به‌طور واضح پایین‌تر از بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و بازالت‌های جزایر اقیانوسی است (به ترتیب ۲۷ و ۱۷ از Hofman و همکاران، ۱۹۸۶). این موضوع می‌تواند مؤید حضور مواد پوسته‌ای در ناحیه منبع باشد (Yang et al., 2005). نسبت‌های مورد نظر در گابروها به مراتب کمتر از دیوریت‌های منطقه است زیرا ماگمای مولد توده گابرویی در هنگام بالا آمدن و در کنار فرآیند تفریق بلوری، تنها محتمل آلودگی با پوسته شده است، در حالی که ماگمای دیوریتی حاصل اختلاط مذاب مافییک مشتق شده از گوشته با مذاب فلسیک حاصل از ذوب بخشی پوسته تحتانی است و در نتیجه حضور بیشتر مواد پوسته‌ای در دیوریت‌ها امری بدیهی است. تپه‌شدگی از HFSE نسبت به LILE و LREE معمولاً به‌عنوان نشانه‌ای از ماگماهای مشتق شده از پوسته قدیمی و یا ماگماهای مربوط به قوس آتشفشانی است (Pearce et al., 1984).



شکل ۹- نمودارهای لگاریتمی Sm<sub>N</sub> - Ce<sub>N</sub> و Sm<sub>N</sub> - Eu<sub>N</sub> - نمادها مانند شکل ۳ هستند.

در نمودارهای عنکبوتی شکل ۱۰ عنصر Ba نیز در سنگ‌های منطقه بی‌هنجاری مثبت (در صورت نرمالیزاسیون نسبت به کندریت) نشان می‌دهد. بی‌هنجاری منفی P به سمت ترم‌های اسیدی و حد واسط کاهش پیدا می‌کند که با افزایش مقدار آپاتیت در این سنگ‌ها، به‌ویژه در کوارتز مونوزونیت‌ها سازگار است. همچنین غنی‌شدگی از K و Ba و نیز Sm<sub>N</sub> اندکی غنی‌شدگی در منبع را نشان می‌دهند (Solov'ev, 1998). در گابروها و دیوریت‌ها نسبت به عناصر مجاور خود بی‌هنجاری منفی و در کوارتز مونوزونیت‌ها و کوارتز دیوریت‌ها بی‌هنجاری مثبت و

مونوزونیتی) که با ترکیبات تفریق یافته‌تر دنبال شده؛ (۴) افزایش عناصر آلتالی، LILE و HFSE و نیز کاهش TiO<sub>2</sub>، FeO<sub>total</sub> و CaO و دیگر عناصر فرومینیزین در ترم‌های تفریق یافته‌تر؛ (۵) تغییرات عناصر ناسازگار که دارای روند خطی بوده و به سمت سنگ‌های تفریق یافته بیشتر می‌شوند؛ (۶) افزایش عمومی در میزان REE ترم‌های تفریق یافته‌تر؛ (۷) مشاهده تغییرات سیستماتیک در کانی‌شناسی موдал در سنگ‌های منطقه (هنرمند، ۱۳۸۵) (بسیار مثال خروج ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن و تبلور آمفیبول، بیوتیت و آپاتیت در مراحل بعدی) و نیز تغییرات منظم در شیمی کانی‌ها همراه با افزایش SiO<sub>2</sub> (Gertisser and Keller, 2000). همه موارد مذکور نشان می‌دهند که تحولات دیوریت منطقه به سمت مونوزونیت عمدتاً در طی تفریق بلورین پلازیوکلاز + کلینوپیروکسن ± ارتوپیروکسن ± مگنتیت ± آمفیبول ± آپاتیت (از دیوریت تا گرانودیوریت) ± بیوتیت ± آلتالی فلدسپار (از گرانودیوریت تا مونوزونیت) بوده است.

فراوانی سنگ‌های بازیک تا حدواسط در این مجموعه، احتمال وجود یک منبع گوشته‌ای را هم برای گابروها و هم برای گرانیتیویدها بیشتر می‌کند. الگوی REE در کلیه سنگ‌های مجموعه گرانیتیوید منطقه مشابه است، به استثنای Eu که با افزایش سیلیس سنگ بی‌هنجاری منفی مهم‌تر نشان می‌دهد. این موضوع می‌تواند درجه بالایی از تفریق را نشان دهد (Grigoriev and Pshenichny, 1998).

الگوی عناصر نادر خاکی گرانیتیویدها در مقایسه با گابروها، غنی‌شدگی بیشتری از LREE را نسبت به HREE نشان می‌دهد (شکل ۱۰). تغییر الگوی عناصر نادر خاکی از دیوریت به گرانودیوریت، می‌تواند

نشان‌دهنده تفریق کانی‌های مافییک باشد، زیرا ضریب جدایش این عناصر در کانی‌های مافییک پایین است. کاهش بیشتر Sr (در SiO<sub>2</sub>=63%) REE (به‌ویژه Eu) مربوط به تفریق پلازیوکلاز همراه با کانی‌های مافییک است.

غنی‌شدگی از عناصر کمیاب ناسازگار در سنگ‌های منطقه را می‌توان به‌واسطه غنی‌شدگی در منبع گوشته، درجه کم ذوب‌بخشی، تفریق بلوری و یا آلودگی پوسته‌ای توجیه کرد (Alici et al., 1998). Thompson و همکاران (۱۹۸۲) و Fitton و همکاران (۱۹۹۱) بیان کرده‌اند که غنی‌شدگی از LILE و تپه‌شدگی از Nb و Ti در بخش گوشته‌ای لیتوسفر، به واسطه سیالاتی که از مراحل اولیه فرورانش جدا شده‌اند، به‌وجود می‌آید.

در حقیقت، باقی ماندن Ti و Nb در کانی‌های باقی‌مانده (مانند روتیل، تیتانومگنتیت، اسفن و ایلمنیت) در طول ذوب بخشی بر روی بخش بالایی قطعه فرورونده، می‌تواند باعث کمبود این عناصر در مذاب‌های آبدار شود (Saunders et al., 1980; Ringwood, 1990) و خروج عناصر LILE توسط مذاب‌ها از قطعه فرورونده موجب شکل‌گیری بخش متاسوماتیزه گوه گوشته‌ای بالای خود می‌شود (Alici et al., 1998). از طرف دیگر، بر اساس نظر Rudnick و Gao (۲۰۰۲) تپه‌شدگی از Nb و Ti همواره با غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک ویژگی بارز پوسته قاره‌ای است، چرا که بخش اعظمی از پوسته در جایگاه‌های برخوردی تشکیل شده است (Pattchett, 1992; Plank and Langmuir, 1998; Barth et al., 2000; Patchett and Chase, 2002). تپه‌شدگی از Nb و Ti می‌تواند نشانه‌ای از آلودگی پوسته‌ای و از ذوب مجدد آن، نیز باشد (Swain et al.,

گابروها و دیوریت‌ها کمی بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهد که می‌تواند با حضور کلینوپیروکسن و تا حدودی الیون در این سنگ‌ها توجیه شود. مقدار نسبتاً زیاد عناصر نادر خاکی (حدود ۱۰ تا ۴۰ برابر کندریت) را می‌توان نشانه‌ای از نقش فرآیند تفریق و یا درجات مختلفی از ذوب بخشی دانست. پایین بودن مقدار Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (< 15%) در گرانیتیویدهای منطقه، مقدار پایین Sr، فقدان بی‌هنجاری مهمی از Eu، غنی‌شدگی نسبتاً کم از LREE و الگوهای عناصر نادر تخت، نشان‌دهنده تشکیل آن‌ها در فشار کمتر از ۵ کیلوپاسک است، که در این صورت می‌توان حضور پلازیوکلاز و نبود گارنت به‌عنوان باقی‌مانده ذوب در منشأ آن‌ها را در نظر گرفت (Rapp et al., 1991; Beard and Lofgren, 1989; Springer and Seck, 1997).

به عبارت دیگر، مذاب‌ها در خارج از محدوده یاداری گارنت تولید شده‌اند و ذوب بخشی در شرایط یاداری اسپینل بوده است. سنگ‌های غنی از پتاسیم، از عناصر ناسازگار (مانند U, Th, Rb) نیز غنی شده‌اند که نشان‌دهنده مشارکت سنگ‌های پوسته‌ای در ماگمای سازنده این سنگ‌هاست.

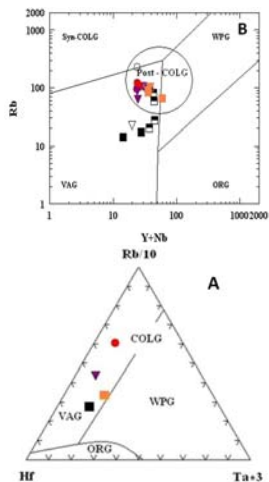
در حقیقت، غنی‌شدگی از K, Rb و Th و نیز تپه‌شدگی از P, Sr و Zr از خصوصیات ماگماهای پوسته‌ای است (Chappell and White, 1992; Harris et al., 1986) و می‌تواند نشان‌دهنده آغشتگی با پوسته بالایی در طی تحولات ماگمایی باشد. توجیه دیگری برای غنی‌شدگی و تپه‌شدگی عناصر مذکور می‌تواند ارائه کرد، به سیالات و مذاب‌های حاصل از رسوبات پوسته فرورونده مربوط است. فراوانی عناصر HFSE و HREE در مذاب‌های مشتق شده از گوشته تحت فرورانش عمدتاً به‌واسطه ترکیب آن گوشته در قبل از

فرورانش کنترل می‌شود، در حالی که مقادیر عناصر LREE و Th و Ba می‌توانند توسط مذاب‌های سیلیکاته حاصل از رسوبات روی لیتوسفر اقیانوسی فرورونده منتقل شوند (Tiepolo et al., 2002).

از آنجایی که نسبت‌های عناصر HFSE مانند Zr/Hf و Nb/Ta شبیه MORB است، پس گوشته زیر منطقه (در قبل از فرورانش) خصوصیات شبیه MORB داشته است (Tiepolo et al., 2002). عناصر LREE و LILE در کوارتز مونوزونیت‌ها و گرانودیوریت‌ها از نظر مقدار، حد متوسط بین گابروها و گرانیت‌ها را نشان نمی‌دهند. این مطلب، گویای این است که این سنگ‌ها به‌واسطه فرآیند اختلاط بین گابرو و گرانیت ایجاد نشده‌اند (Xisheng, 1999). از طرف دیگر، همان‌طور که در نمودار شکل ۴ (K<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub>) دیده می‌شود، گابروهای منطقه مقادیر پتاسیم بسیار پایینی دارند. بدیهی است که گابروهایی با این مقدار پتاسیم نمی‌توانند از طریق فرآیند تفریق، مولد ماگمای گرانیتی با درصد پتاسیم بالا باشند. همچنین از نظر روابط جمعی با توجه به حجم کمتر گابروها، نمی‌توان تفریق ماگمای گابرویی را عامل ایجاد توده گرانیتی دانست. بر اساس شواهد موجود به نظر می‌رسد که فرآیند ساده AFC که توسط Pouthorseini (۱۹۸۱) پیشنهاد شده است، نمی‌تواند عامل اصلی ایجاد تنوع سنگی مشاهده شده در این کمپلکس باشد.

شواهدی وجود دارد که نشان می‌دهد تفریق بلوری از ماگمای دیوریتی تا ماگمای مونوزونیتی نقش اصلی را در تحولات منطقه داشته است. این شواهد عبارتند از: (۱) ارتباط نزدیک مکانی و زمانی توده‌های مذکور؛ (۲) غالب بودن سنگ‌های دیوریتی نسبت به مونوزونیت و گرانودیوریت؛ (۳) نفوذ توده‌های مافییک‌تر (دیوریتی و

هاله دگرگونی مجاورتی همراه با ایدئوتیزاسیون در کنتاکت توده یا سنگ‌های اطراف، می‌توان نتیجه گرفت که فرایند stopping و جایگزینی دیابیری در استقرار مجموعه نفوذی نطنز مؤثر بوده‌اند (Arslana and Aslan, 2006).



شکل ۱۱- موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید کیمیکس نطنز در نمودارهای: A) Harris و همکاران (۱۹۸۶) و B) Pearce و همکاران (۱۹۸۴). نمادها مانند شکل ۳ هستند.

#### نتیجه‌گیری

مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که مجموعه نفوذی نطنز دارای تنوع سنگ‌شناسی از بازیک تا فلسیک بوده، بخش اعظم آن

(2008) ارائه نظر قطعی در این خصوص منوط به در اختیار داشتن داده‌های ایزوتوپی Nd است.

در شکل ۱۱ موقعیت نمونه‌های مجموعه گرانیتوئیدی نطنز بر روی نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) و Harris و همکاران (۱۹۸۶) نمایش داده شده است. همان‌طور که در این نمودارها ملاحظه می‌شود، نمونه‌ها عمدتاً در محدوده مربوط به قوس‌های آتشفشانی و نیز محدوده پس از برخورد قرار می‌گیرند. همچنین، بر اساس رده‌بندی Barbarin (۱۹۹۹) و Frost (۲۰۰۱) مجموعه گرانیتوئید نطنز به ترتیب رده‌های ACG و کالک‌الکال متالومینوس منیزیم قرار می‌گیرد. بر اساس نظر Castillo و همکاران (۲۰۰۷) گدازه‌های مربوط به مناطق فرورانش با نسبت بالای از HFSE/LILE و HFSE/LREE و نیز بی‌هنجاری منفی در Nb، Ta، Hf و گاهی بی‌هنجاری منفی در Ti و Zr مشخص می‌شوند. شیب منفی نمودارها و آنومالی‌های گفته شده، همگی با یک محیط تکتونیکی قوس هم‌سازگی دارند (برای مثال: Eggin و Tatsumi, ۱۹۹۵). در سنگ‌های مافیک منطقه LILE و Th، U نسبت به LREE و HFSE غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین، در این نمودارها بخش عناصر نادر خاکی سبک اندکی کاهش نشان می‌دهد (شیب به سمت پایین) و بخش عناصر نادر خاکی سنگین تقریباً صاف است که این نیز از ویژگی‌های مناطق فرورانش است (Gertisser and Keller, 2000) غنی‌شدگی نسبی در LILE و LREE نتیجه متاسوماتیسم گوشته بر اساس سیالات آزاد شده از قطعه فرورونده است زیرا این عناصر حرالیت بیشتری نسبت به HFSE دارند (Castillo et al., 2007). با توجه به شواهدی، همچون (1) مرز ناگهانی توده با سنگ‌های دیواره، (2) فراوانی زینولیت‌های سنگ دیواره در حاشیه توده نفوذی، و (3)

در فشار حدود ۲ کیلوپاس (بر اساس محاسبات فشارسنجی با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها، هنرمند، ۱۳۸۵)، به‌واسطه فرآیند تفریق بلوری از دیوریت تا مونوزگرانیت، به ایجاد مجموعه گرانیتوئیدی مذکور منجر می‌شود. مدل احتمالی ارائه شده با تشکیل مجموعه مورد نظر در یک محیط قوس آتشفشانی هماهنگی دارد (تشکیل این کیمیکس در یک محیط قوس آتشفشانی با نتایج حاصل از مطالعات Pourhoseini (۱۹۸۱) نیز سازگار است). اما چنان‌چه سن برخورد صفحه عربستان با ایران را کرتاسه در نظر بگیریم (برای مثال: King و Berberian, ۱۹۸۱ و Alavi, ۱۹۹۴)، در این صورت باز هم با مدل ارائه شده منافاتی ندارد. در حقیقت، مذاب‌های مافیک حاصل از گوشته‌ای که برای مدت طولانی تحت تأثیر فرورانش بوده‌اند، طبیعی است که خصوصیات مربوط به مناطق فرورانشی را نشان می‌دهند.

#### سپاسگزاری

از پرفسور Murata به خاطر در اختیار قرار دادن امکانات آزمایشگاه XRF در دانشگاه ناروتو در کشور ژاپن، سپاسگزاریم.

#### منابع

- باباخانی، ع.، خلعت‌بری‌جعفری، م. و علانی‌مهادی، س. (۱۳۷۲) نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ نطنز: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- زاهدی، م. و رحمتی، م. (۱۳۷۹) نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ نطنز: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- هنرمند، م. (۱۳۸۵) مطالعات پتروگرافی، پتروژنی و پرتوزن توده‌های نفوذی غرب و جنوب غرب نطنز با تشریح بر تعیین شرایط ترمودینامیکی تبلور، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ایران.
- هنرمند، م.، مویذ، م.، جهانگیری، ا. و احمدیان، ج. (۱۳۸۸) کانی‌شناسی، دما - فشارسنجی و تعیین سری ماگمایی مجموعه آذرین نفوذی نطنز: مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، ۳ (۱۷): ۳۲۵ تا ۳۴۴.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and Interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.

- Alici, P., Temel, A., Gourgaud, A., Kieffer, G. and Gundogdu, M. N. (1998) Petrology and geochemistry of potassic rocks in the Gölcük area (Isparta, SW Turkey): genesis of enriched alkaline magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 85: 423-446.
- Arslana, M. and Aslan, Z. (2006) Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 27: 177-193.
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46: 605-626.
- Barth, M. G., McDonough, W. F. and Rudnick, R. L. (2000) Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. *Chemical Geology* 165 (3-4): 197-213.
- Bau, M. (1996) Controls on the fractionation of isoivalent trace elements in magmatic aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and Lanthanide tetrad effect. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 123: 323-333.
- Beard, J. S. and Lofgren, G. E. (1989) Effect of water on the composition of partial melts of greenstone and amphibolite. *Science* 244: 195-197.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science* 18: 210-265.
- Castillo, P. R., Rigby, S. J. and Solidum, R. U. (2007) Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: Geochemical evidence from the Sulu Arc, southern Philippines. *Lithos* 97: 271-288.
- Cawthorn, R. G. (1994) Formation of chlor- and fluor-apatite in layered intrusions. *Mineralogical Magazine* 58: 299-306.
- Chappell, B. W., Bryant, C. J., Wyborn, D. and White, A. J. R. (1998) High- and low- temperature I-type granites. *Resource Geology* 48: 225-235.
- 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.
- Czamanske, G. K., Ishihara, S. and Atkin, S. A. (1981) Chemistry of rock forming minerals of the Cretaceous-Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *Journal of Geophysical Research* 86: 10431-10469.
- Dupuy, C., Liotardand, J. M. and Dostal, J. (1992) Zr/Hf fractionation in intraplate basaltic rocks: carbonate metasomatism in the mantle source. *Geochimica et Cosmochimica acta* 56: 2417-2423.
- Fitton, J. G., James, D. and Leeman, W. P. (1991) Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research* 96(B8): 13693-13711.
- Forster, H. J., Tischendorf, G., Trumbull, R. B. and Gottesmann, B. (1999) Late - collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. *Journal of petrology* 40: 1613-1645.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, S. R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.
- Gaetani G. A. and Grove T. L. (1993) Bryan WB The influence of water on the petrogenesis of subduction-related igneous rocks. *Nature* 365: 332-334.
- Gertisser, R. and Keller, J. (2000) From basalt to dacite: Origin and evolution of the calc alkaline series of Salina, Aeolian Arc, Italy. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 139: 607-626.
- Grigoriev, S. I. and Pshenichny, C. A. (1998) Late Mesozoic post-collisional intermediate to silicic magmatism in the Badjal area, Far East of Russia. *Lithos* 45: 457-468.
- Gust, D. A. and Perfit M. R. (1987) Phase relations of a high Mg basalt from the Aleutian island arc: implications for primary island arc basalts and high -Al basalts. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 97: 7-18.

- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P., Coward and A. C., Ries, (Eds.): *Collision Tectonics*. Geological Society London, Special Publication 19: 67-81.
- Henderson, P. (1984) Rare earth element geochemistry. Elsevier, Oxford, New York.
- Hoernle, K., Tilton, G., Le Bas, M. J., Duggen, S. and Garbe Schonberg, D. (2002) Geochemistry of oceanic carbonates compared with continental carbonates: mantle recycling of oceanic crustal carbonate. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 142: 520-542.
- Hofmann, A., Jochum, K., Seufert, M. and White, M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 33: 33-45.
- Icenhower, J. and London, D. (1995) An experimental study of element partitioning among biotite, muscovite, and coexisting peraluminous granitic melt at 200 MPa (H<sub>2</sub>O). *American Mineralogist* 80: 1229-1251.
- Icenhower, J. and London, D. (1996) Experimental partitioning of Rb, Cs, Sr, and Ba between alkali feldspars and peraluminous melt. *American Mineralogist* 81: 719-734.
- 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.
- Kovalenko, V. I., Koval, P. V., Konusova, V. V. (1983) On the geochemistry of rare earth elements in Intrusive rocks of the calc alkaline series. *Geokhimiya* 2: 172-188.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1985) A chemical classification of volcanic rocks based on the total Alkali - Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27 (3): 745-750.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica acta* 38: 757-775.
- Patchett, P. J. (1992) Isotopic studies of Proterozoic crustal growth and evolution. In: K.C. Condie (Ed.): *Proterozoic Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam.
- Patchett, P. J. and Chase, C. G. (2002) Role of transform continental margins in major crustal growth episodes. *Geology* 30 (1): 39-42.
- Pearce, J. A. and Gale, G. H. (1977) Identification of ore deposition environment from trace- element geochemistry of associated igneous host rocks. In: *Volcanic processes in Ore genesis*. Institute Mining Metallurgy, Geological Society London, Special Publication 7: 14-24.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Plank, T. and Langmuir, C. H. (1998) The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145: 325-394.
- Popov, V. S., Nikiforova, N. F., Bogatov, V. I., Lyapunov, S. M. and Tikhomirov P. L. (2001) The multiple gabbro-granite intrusive series of the Syrostan pluton, southern Urals. *Geochemistry International* 39: 732-747.
- Pourhoseini, F. (1981) Petrogenesis of Iranian Plutons, a study of the Natanz and Bazman Intrusive complexes. Ph.D. Thesis, Cambridge University, Geological Survey of Iran.
- Rapp, R. P., Watson, E. B. and Miller, C. F. (1991) partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites, Precambrian granitoids: petrogenesis, geochemistry and metallogeny. *Precambrian Research* 51: 1-25.



- Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22: 247-263.
- Ringwood, A. E. (1990) Slab-mantle interactions: petrogenesis of intraplate magmas and structure of the upper mantle. *Chemical Geology* 82: 187-207.
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003) Composition of the continental crust. In: Rudnick, R.L. (Ed.) *The Crust*. In: H. D., Holland and K. K., Turekian (Eds.): *Treatise on Geochemistry*. Elsevier/Pergamon, Oxford 3: 1-64.
- Rudnick, R. L., McDonough, W. F. and Chappell, B. W. (1993) Carbonate metamorphism in the northern Tanzanian mantle: Petrographic and geochemical characteristics. *Earth and Planetary Science Letters* 114: 463-475.
- Sack, R. O., Carmichael, I. S. E., Rivers, M. and Chiroso, M. S. (1980) Ferric-Ferrous equilibria in natural silicates liquids at 1 bar. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 75: 369-376.
- Saunders, A. D., Tarney, J. and Weaver, S. D. (1980) Transverse geochemical variations across Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 46: 344-360.
- Schiano, P., Dupre, B. and Lewin, E. (1993) Application of trace element concentration variability to the study of basalt alteration (Fangataufa atoll, French Polynesia). *Chemical Geology* 104: 99-124.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London.
- Solov'ev S. G. (1998) Rare-earth and other trace elements in rocks from W-bearing magmatic complexes of the Southern Tien Shan. *Geochemistry international* 36: 1133-1146.
- Springer, W. and Seck, H. A. (1997) Partial fusion of basic granulites at 5 to 15 kbar: implications for the origin of TTG magmas. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 127: 30-45.
- Swain, G. Barovich, K., Hand, M., Ferris G. and Schwarz, M. (2008) Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: Arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton. *Precambrian Research* (in press).
- Swinden, H. S., Jenner, G. A. and Szybinski, Z. A. (1997) Magmatic and tectonic evolution of the Cambrian-Ordovician Laurentian margin of Iapetus: Geochemical and isotopic constraints from the Notre Dame Subzone, Newfoundland. In: K., Sinha, J. B., Whalen and J. P., Hogan (Eds.): *The Nature of Magmatism in the Appalachian Orogen*. Geological Society of America 191: 367-395.
- Tatsumi, Y. (1995) *Eggs S Subduction zone magmatism*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Taylor, S. R. (1965) The application of trace element data to problems in petrology. *Physics and Chemistry of The Earth* 6: 133-213.
- Thompson, A. B. (1982) Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49-107.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Dickin, A. P. and Hendry, G. L. (1983) Continental flood basalts. Arachnids rule OK? In: C.J., Hawkesworth and M. J., Norry (Eds.): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich 158-185.
- Tiepolo, M., Tribuzio, R. and Vannucci R. (2002) The compositions of mantle-derived melts developed during the Alpine continental collision. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 144: 1-15.
- Vernikovskaya, A. E., Pease, V. L., Vernikovskiy, V. A., Gee, D. G. and Travin, A. V. (2002) Geochemistry and petrology of Neoproterozoic granites of the Mamont-Shrenk Terrane, Central Taimyr. *Geochemistry International* 40: 435-446.

- Wall, V. J., Clemens, J. D. and Clarke, D. B. (1987) Models for granitoid evolution and source compositions. *Journal of Geology* 95: 731-749.
- Whalen, J. B., McNicoll V. J., van Staal, C. R., Lissenberg, C. J., Longstaffe F. J., Jenner G. A. and Breeman, O. (2006) Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. *Lithos* 89: 377-404.
- Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., Garipey, C. and Fryer, B. (1997) Implications of granitoid geochemical and isotopic (Nd,O,Pb) data from the Cambro-Ordovician Notre Dame arc for the evolution of the Central Mobile Belt, Newfoundland Appalachians. In: A. K., Sinha, J. B., Whalen and J. P., Hogan (Eds.): *The Nature of Magmatism in the Appalachian Orogen*. Geological Society of America 191: 367-395.
- Wones, R. D. (1989) Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *American Mineralogist* 74(7-8): 744-749.
- Xu, X., Dong, C., Li, W. and Zhou, X. (1999) Late Mesozoic intrusive complexes in the coastal area of Fujian, SE China: the significance of the gabbro-diorite - granite association. *Lithos* 46: 299-315.
- Yang, J.H., Chung, S. L., Wilde, S. A., Wu, F., Chu, M. F., Lo, C. H. and Fan, H. R. (2005) Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence. *Chemical Geology* 214: 99-125.
- Yoder, H. S. Jr. and Tilley, C. E. (1962) *Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems*. *Journal of Petrology* 3: 342-532.

توده گرانیتوئیدی در برخی مناطق، از جمله در کوه شیزمزد دچار دگرسانی شده است که در مقایسه با سایر بخش‌ها از گسترش قابل توجهی برخوردار است. اولین مطالعه در منطقه توسط رادفر (۱۳۶۶) صورت گرفته است. ابن‌یعقوب (۱۳۷۴) از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی توده مزبور را مورد مطالعه کرده است. در مطالعات جدید انجام گرفته، رشید مقدم (۱۳۸۶) دگرگونی‌های منطقه آستانه را بررسی نموده و اشنونی (۱۳۸۶) به بررسی تغییرات جرمی دگرسانی‌های موجود در منطقه آستانه پرداخته است. در این پژوهش به مطالعات کانی‌شناسی و شناسایی زون‌های دگرسانی، داماسنجی سیالات درگیر و تعیین سیستم کانه‌زایی و در نهایت، به بررسی تغییرات ژئوشیمیایی گرانیتوئید آستانه پرداخته می‌شود.

## روش انجام پژوهش

در این پژوهش به‌منظور کانی‌شناسی زون‌های دگرسانی از میکروسکوپ پلاریزاسیون OlympusBX-60 و در ادامه به‌منظور تایید کانی‌شناسی، از آنالیز XRD که در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه اصفهان صورت گرفته، استفاده شده است. نتایج حاصل از دو مرحله فوق با کارهای صحرایی و مشاهدات انجام گرفته در روی زمین برای تشخیص زون‌های دگرسانی تلفیق شده و جمع بندی از کارهای فوق به عمل آمده است. به منظور تعیین ارتباط کانه‌زایی با دگرسانی، مطالعات داماسنجی و شوری توسط میز سرمایی (LNP-گرمایی در Lincom) در گروه زمین‌شناسی دانشگاه اصفهان صورت گرفت. همچنین آنالیز میکروپروب برای تشخیص کانی‌شناسی نمونه‌های دگرسان در دانشگاه Huelva اسپانیا صورت پذیرفته است. شایان ذکر است که آنالیز شیمی سنگ در آزمایشگاه ALS Chemex کانادا صورت گرفته و برای ترسیم نمودارها از نرم افزارهای Microsoft

توده گرانیتوئیدی آستانه از دارای سن زوراسیک میانی بوده، ترکیب غالب آن گرانودیوریت است. این توده از دیرباز با کانی سازی طلا و معادن کاری شناخته شده است. گرانیتوئید آستانه در برخی مناطق متحمل دگرسانی شده است. دگرسانی‌های فلیک و سیلیسی، از جمله دگرسانی موجود در منطقه بوده که در کوه شیزمزد از گستردگی بیشتری برخوردارند. دیگر دگرسانی‌های منطقه، پروپیلینیک، کلریتی، آرزلیتی، تورمالینی شدن، متاموماتیسم سدیک و اسپینل - فلوگوپیت هستند.

## پتروگرافی دگرسانی گرمایی

توده گرانیتوئیدی آستانه در زون سندج - سیرجان واقع شده (درویش‌زاده، ۱۳۸۲) و با نفوذ در شیل‌ها و ماسه سنگ‌های تریاس فوقانی- ژوراسیک باعث ایجاد هورنفلس در حاشیه توده شده است (شکل ۱). این توده از سه واحد اصلی گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز مونوزودیوریت تشکیل شده است (شکل ۱) (احمدی‌خلجی و همکاران، ۱۳۸۶؛ *Ahmadi Khalaji et al., 2007*). واحد گرانودیوریتی با گستردگی بیشتر و به‌صورت تپه‌های فرسوده کم ارتفاع و پراکنده دیده می‌شود. به‌طور کلی، توده گرانیتوئیدی غیر دگرسان دارای بافت گرانولار بوده، در برخی موارد بافت پورفیروئید نیز در آن به چشم می‌خورد. کانی‌شناسی توده گرانیتوئیدی به شرح زیر است: کوارتز، پلاژیوکلاز (اغلب شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار)، فلدسپار پتاسیم، بیوتیت و آمفیبول، آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر جزء کانی‌های فرعی به‌شمار می‌آیند.

**دگرسانی فلیک:** کوارتز، سریست و پیریت جزو کانی‌های شاخص این زون هستند (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۴). اسفن و آپاتیت از کانی‌های فرعی این زون دگرسانی هستند. نحوه تشکیل این زون به این صورت است که سنگ‌های آذرین، به‌ویژه نوع غنی از آلومینیوم و سنگ‌های رسوبی نظیر شیل و مارن در صورتی که تحت تاثیر محلول‌های اسیدی هیدرولیز شوند، کاتیون‌های Fe, Ca, Na, Mg آنها توسط محلول حمل شده، سریست، کاتولین، کوارتز و پیریت تشکیل می‌شوند (Pirajno, 1992).

پتروژئولوژی، سال اول، شماره سوم، پاییز ۱۳۸۹، صفحه ۸۹-۱۰۶  
تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۱۲/۲۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۱۰/۲۵

## مطالعه سیالات درگیر و کانی‌شناسی در دگرسانی‌های گرمایی گرانیتوئید آستانه (زون سندج-سیرجان)

رحیمه میکائیلی<sup>۱</sup>، موسی کلیمی نقره‌ذیان<sup>۲\*</sup>، محمدعلی مکی‌زاده<sup>۱</sup>، بتول تقی‌پور<sup>۱</sup> و زهرا طهماسبی<sup>۱</sup>  
<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران  
<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

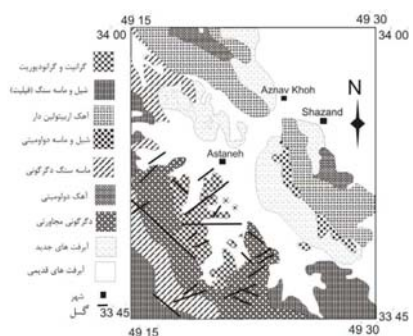
## چکیده

توده گرانیتوئیدی آستانه از دارای سن زوراسیک میانی بوده، ترکیب غالب آن گرانودیوریت است. این توده از دیرباز با کانی سازی طلا و معادن کاری شناخته شده است. گرانیتوئید آستانه در برخی مناطق متحمل دگرسانی شده است. دگرسانی‌های فلیک و سیلیسی، از جمله دگرسانی موجود در منطقه بوده که در کوه شیزمزد از گستردگی بیشتری برخوردارند. دیگر دگرسانی‌های منطقه، پروپیلینیک، کلریتی، آرزلیتی، تورمالینی شدن، متاموماتیسم سدیک و اسپینل - فلوگوپیت هستند. فلیک (کوارتز - سریست) و پروپیلینیک به عنوان گسترده‌ترین دگرسانی‌های منطقه هستند. دو نوع سیال در رگه‌های کوارتزی حضور دارند و بر اساس مطالعات داماسنجی سیالات درگیر، تغییرات دمایی از ۲۳۳-۲۴۱ تا ۳۵۰-۳۵۵ درجه سانتی‌گراد است. به علت نبود فاز دختر شوری سیالات پایین تا متوسط است (۱۰-۱۷ درصد وزنی نمک). تغییرات فیزیکوشیمیایی هنگام شکل‌گیری سالمه گرمایی فرایند جوش را سبب شده است. کاهش حرارت و غلظت نمک در سیالات درگیر به دلیل آمیختگی سیالات با آب‌های سطحی بوده است. درجه حرارت‌های پایین‌تر از ۲۲۰ درجه سانتی‌گراد در سیالات درگیر می‌تواند ناشی از گردن کشیدگی باشد. عمق تشکیل رگه‌ها توسط شوری دما و فشار کنترل شده و برابر با ۴۰۰-۹۰۰ متر است. نمودارهای کنونی در نمونه‌های غیردگرسان بیانگر غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک نسبت به عناصر کمیاب سنگین است. دگرسانی تورمالینی دارای الگوی REE مسطح بوده، غنی‌شدگی چندانی نشان نمی‌دهد اما در دگرسانی سیلیسی‌تهی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک و غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سنگین قابل ملاحظه بوده، عناصر کمیاب سنگین دچار تفریق زیادی نشده‌اند.

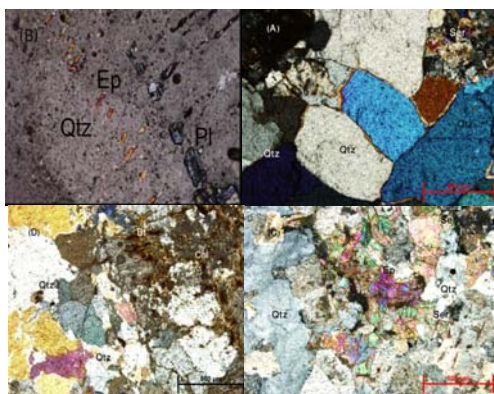
**واژه‌های کلیدی:** آستانه، پروپیلینیک، دگرسانی گرمایی، سیالات جوی، سیالات درگیر، فلیک

## مقدمه

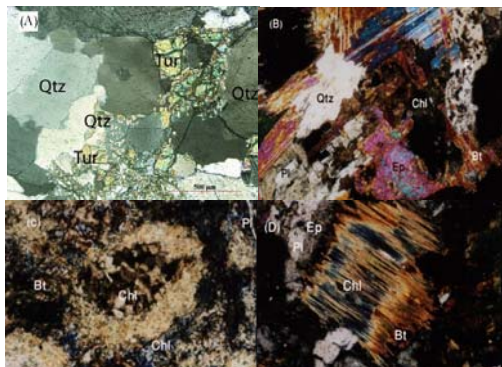
توده نفوذی آستانه در جنوب غرب شهرستان اراک، و در طول جغرافیایی ۳۳° ۱۷' تا ۴۹° ۲۳' شرقی و عرض جغرافیایی ۳۰° ۴۶' تا ۳۳° ۵۴' شمالی قرار گرفته است. این توده از سه واحد اصلی تشکیل شده و اصلی‌ترین واحد در منطقه، واحد گرانودیوریتی است.



شکل ۱- نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه بر گرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰ خرم‌آباد (احمدی خلجی و همکاران، ۱۳۸۵)



شکل ۲- (A) سیلیسی شدن فراگیر، (B) همرشدی کوارتز با اپیدوت (۸۴۰۰ XPL)، (C) تشکیل سربسیست در طی دگرسانی فیلیک، (D) تجزیه بیوتیت و تشکیل کلریت به‌همراه کوارتز



شکل ۳- (A) همرشدی کانی کوارتز-تورمالین و تشکیل بافت گرافیک، (B) تشکیل اپیدوت از دگرسانی کانی پلازیوکلاز و کلریت از تجزیه کانی بیوتیت (۱۰۰ XPL)، (C) تشکیل کلریت به‌صورت پرکننده فضای خالی (۱۰۰ XPL)، (D) تشکیل کلریت در طی دگرسانی کانی بیوتیت به‌همراه تجمع کانی‌های کدر در امتداد رخ‌های کانی بیوتیت (۱۰۰ XPL)



شکل ۴- محل تقریبی دگرسانی‌های موجود در منطقه بر اساس تصاویر ماهواره ای

پیریت نیز بر اثر شرایط اکسیداسیون حاکم بر طی فرایند دگرسانی به گوئیتیت و کالکوپیریت دگرسان شده که نتایج آنالیز XRD این موضوع را تایید می‌کند. اسفن از دیگر کانی‌های موجود است که این نوع دگرسانی را همراهی می‌کند. با توجه به شکل‌های موجود در کانی اسفن به نظر می‌رسد که تاخیری‌تر از اپیدوت باشد. در این دگرسانی دو نوع کلریت قابل تفکیک هستند: کلریت‌های نوع اول در فضاهای خالی رشد نیمه شعاعی پیدا کرده‌اند (open space filling) و به شکل‌های کروی دیده می‌شوند و نوع دوم شامل کلریت‌هایی است که ناشی از دگرسانی و جانشینی کانی‌های اولیه از جمله بیوتیت و ترمولیت بوده، دارای شکل‌های رشته‌ای هستند (شکل‌های ۳- D و ۳- C).

دگرسانی‌های سیلیسی، کلریتی و آلبیتی از دیگر دگرسانی‌های موجود در منطقه آستانه هستند که موقعیت تقریبی دگرسانی‌های مذکور بر روی تصویر ماهواره‌ای بر گرفته از Google Earth نشان داده شده است (شکل ۴). در طی دگرسانی سیلیسی کوارتز به‌صورت تاخیری و از انحلال کانی‌های اولیه تشکیل شده، همچنین تشکیل رگه‌های سیلیسی مینرالیزه شده هم‌زمان با دگرسانی فیلیک رخ داده است (شکل ۲- A). در طی متاسوماتیسم انتشاری سیلیسی (Pervasive) آثار ضعیفی از بازمانده‌های پلازیوکلاز در کوارتز به شکل بافت شیچی (Gohst texture) به چشم می‌خورد (شکل ۲- B). این دگرسانی به شکل توده‌های غنی از کوارتز بلورین در دو برجستگی (Silica Cap) نیز رخنمون دارد که در این واحدها کانه‌زایی صورت نگرفته است. گسترش فرایند دگرسانی سیلیسی در منطقه به حدی بوده که به جانشینی سیلیسی در سنگ‌های دگرگونی نیز منجر شده است.

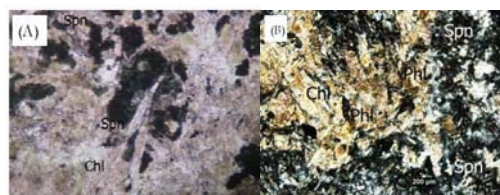
نتایج مطالعات مینرالوگرافی بر روی رگه‌های کوارتز-سولفید هم‌راه با دگرسانی فیلیک، بیانگر حضور کانی‌های اپیریت، کالکوپیریت، گوئیتیت، همتایت، اسپیکولاریت است. شایان ذکر است که در مقاطع تهیه شده کانی طلا به‌صورت آزاد مشاهده نشد، ولی نتایج مطالعات پتروگرافی حاکی از حضور ۳/۲ ppm طلا در رگه‌های کوارتز سولفید است (افشونی، ۱۳۸۶). ولی در نمونه‌های سالم چنین عیاری مشاهده نمی‌شود. به نظر می‌رسد که تشکیل طلا در این رگه‌ها وابسته به فرایند دگرسانی باشد و طلا به‌صورت آزاد وجود نداشته، به شکل درگیر در شبکه کانی‌های سربسیست و پیریت حضور دارد (هاشمی، ۱۳۸۰). گاهی طلا به‌صورت نامنظم در گوئیتیت تمرکز یافته است (هاشمی، ۱۳۸۰) که حاصل از اکسیداسیون کالکوپیریت در زون‌های گوسانی است (Juliani et al., 2002; Sorby, 1980). تشکیل سربسیست را می‌توان به‌صورت زیر در نظر گرفت (Montoya and Hemley, 1975)

$$\text{An}(\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8) + \text{Chl} + \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Sericite} (\text{KAl}_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}) + \text{SiO}_2 + \text{Ca}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{Kfs} + 2\text{H}(\text{aq}) \leftrightarrow \text{Sericite} + 2\text{K}(\text{aq}) + 6\text{SiO}_2$$

سیلیس آزاد شده از واکنش‌های فوق احتمالاً عامل دگرسانی سیلیسی در بخش‌های دیگر سامانه گرمایی شده است. دگرسانی پروپلینیک، اپیدوت، کلریت، آلبیت، پیرنیت و کوارتز به همراه پیریت و کلسیت از کانی‌های متشکله این زون دگرسانی هستند. اپیدوت کانی غالب بوده، به شکل‌های متعدد از جمله درشت، پراکنده و رگه‌های مشاهده می‌شود. کانی اپیدوت از دگرسانی بیوتیت، پلازیوکلاز و آمفیبول در طی سوسوریتی شدن تشکیل شده است (شکل ۲- B). همیافیتی این کانی به‌صورت رگه‌ای با کانی کوارتز به تشکیل بافت شانه‌ای منجر شده است (comb texture) (شکل ۲- A). کانی

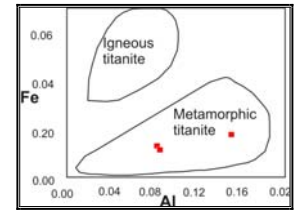
تورمالین منجر شده و به تشکیل بافت شبه گرافیکی بوده، اغلب به‌علت اضافه شدن سدیم از طریق محلول‌های ماگمایی یا گرمایی ایجاد می‌شود. دگرسانی آلبیتی رخ داده در منطقه باعث تشکیل آلبیت‌های متاسوماتیکی شده (Bolvais et al., 2007) که دارای بافت ویژه صفحه شطرنجی هستند (chessboard albite). کلریت و کوارتز از دیگر کانی‌های این زون دگرسانی هستند.

به‌طور کلی، دگرسانی آلبیتی توسط محلول‌های دما بالا، pH طبیعی و اکتیویته بالای Na<sup>+</sup> به همراه غلظت بالای کلر و در یک محدوده دمایی ۱۵۰-۳۰۰ درجه سانتی‌گراد صورت می‌گیرد (Brown and Lawless, 2001). دگرسانی تورمالینی یا متاسوماتیسم بر، مربوط به مراحل انتهایی بوده، تحت تاثیر گازهای داغ حاوی بر در مرحله پنوماتولیک و همچنین در طی دگرسانی سنگ‌های آذرین تشکیل می‌شود (Bone, 1988). در طی دگرسانی و هم‌زمان با غنی‌شدگی بر، تورمالین به‌صورت جانشینی جایگزین کانی‌های پلازیوکلاز و کلریت شده، سیلیس بر جای مانده در طی جانشینی پلازیوکلاز توسط تورمالین، به تشکیل هم‌زمان کوارتز با



شکل ۵- (A) تشکیل اسپینل بر اثر وارد شدن قطعه کرنات به درون توده نفوذی، (B) دگرسانی فلوگوئیت و تشکیل اسپینل به‌همراه کلریت

بر اساس نتایج حاصل از نمودار آلومینوم در برابر آهن، اسفنها موجود اولیه نبوده و در طی دگرسانی فلیک و در هنگام دگرسان شدن کانی‌های فلدسپار و بیوتیت تشکیل شده‌اند (Kowallis et al., 1997).



شکل ۷- بر اساس فاکتورهای Al و Fe اسفنها موجود در دگرسانی فلیک ناشی از دگرگونی (دگرسانی) هستند.

تشکیل اسفن در محیط دگرسانی بیانگر فعالیت بالای یون  $H^+$  و یون سولفات در محیط به منظور دگرسانی سنگ اولیه و ساخت اسفن است. پارامتر  $X_{Al+Ti}$  نشان‌دهنده کانی منشأ و سازنده اسفن در طی دگرسانی است، این نسبت در اسفنها آنالیز شده برابر با:  $0.11 - 0.16$  بوده و بیانگر این است که کانی اسفن از دگرسانی کانی بیوتیت در دماهای پایین تشکیل شده است، لذا تشکیل اسفن و اپیدوت در دما:  $340^\circ C$  درجه سانتی‌گراد و بر طبق واکنش زیر است (Mohammad and Maekawa, 2008):



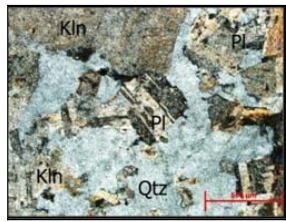
**شیمی کانی اپیدوت:** اپیدوت در توده گرانیتویدی به عنوان یک کانی ثانویه بوده و دارای فرمول عمومی  $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{O},\text{OH})$  است. این کانی دارای ساختار منوکلیتیک بوده و از زنجیره های  $\text{TO}_4$  و  $\text{Ti}_2\text{O}_7$  تشکیل شده است. فوگاسیتنه اکسیدز در طی

تأثیر محلول‌های هیدروترمال تشکیل و غالباً به رنگ قهوه‌ای قابل یافت هستند. کانی اسفن در این فرمول ساختار  $\text{CaTiSiO}_5$  بوده، ولی ترکیب شیمیایی آن با ترکیب ایده‌آل متفاوت است و توسط پارامترهای وسیعی، از قبیل فشار، دما، فوگاسیتنه اکسیدز و فوگاسیتنه آب کنترل می‌شود (Frost et al., 2000; Harlov et al., 2006). موجود در ساختار اسفن می‌تواند توسط  $\text{Th}$ ،  $\text{Ba}$  و  $\text{REE}$  جایگزین شود. نظر به این که تشخیص اسفنها ماکمایی از اسفنها دگرسانی در پارایز از موارد مورد تردید است، لذا با توجه به میزان عناصر  $\text{Al}$ ،  $\text{Fe}$  موجود که جایگزین کلسیم و تیتان می‌شود، می‌توان منشأ اسفن، یعنی آذرین یا دگرسانی بودن آن را مشخص نمود (شکل ۷). لذا فرمول ساختاری اسفن بر اساس ۵ اکسیدز و ۳ کاتیون محاسبه و نتایج در جدول ۱ آورده شده است.

جدول ۱- نتایج حاصل از آنالیز کانی اسفن و محاسبه فرمول ساختاری کانی اسفن بر اساس ۵ اکسیدز و ۳ کاتیون

Sample	S-1	S-2	S-3
SiO <sub>2</sub>	۲۰.۵۲	۲۰.۲۶	۲۰.۸۱
TiO <sub>2</sub>	۲۲.۶۷	۲۵.۱۶	۲۲.۸۲
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰.۷۲	۰.۵۱	۰.۸۱
FeO	۰.۲۶	۰.۰۷	۰.۰۰
MnO	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۸
MgO	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱
CaO	۲۸.۶	۲۸.۸	۲۸.۹
Na <sub>2</sub> O	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۲
K <sub>2</sub> O	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲
Total	۷۱.۰۸	۷۵.۸۲	۷۱.۶۲
Si	۱.۰۲	۱.۰۲	۱.۰۲
Ti	۰.۸۷	۰.۸۸	۰.۸۲
Al	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Fe <sup>3+</sup>	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰
Mn	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Ca	۱.۰۲	۱.۰۲	۱.۰۲
Na	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
K	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
P	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Sum_cat	۲.۰۴	۲.۰۴	۲.۰۴

**دگرسانی آریلیک:** این دگرسانی در شرایط اسیدی و در سنگ‌های غنی از آلومینوم صورت می‌گیرد. در طی دگرسانی، پلاژیوکلاز به‌طور کامل اما فلدسپار پتاسیم به مقدار جزئی دگرسان می‌شوند. (Pirajno, 1992). کانولینیت، کوارتز، کلریت، اپیت و پیریت مجموعه کانی‌های تشکیل دهنده این زون دگرسانی هستند (شکل ۶). دگرسانی آریلیک به‌صورت انتخابی رخ داده و فلدسپار آلکان به‌صورت انتخابی توسط کانی‌های رسی اپیت و کانولینیت جایگزین شده است. حضور اپیت در طی دگرسانی بیانگر محلول‌هایی با نسبت بالای  $K^+/H^+$  است (Lickfold et al., 2003). طبق مطالعات پتروگرافی هیچ شاهد کانی شناختی مینی بر رخداد دگرسانی آریلیک پیشرفته در منطقه وجود ندارد.



شکل ۶- دگرسانی کانیهای فلدسپار به کانی‌های رسی (اپیت و کانولینیت)

**شیمی کانی**

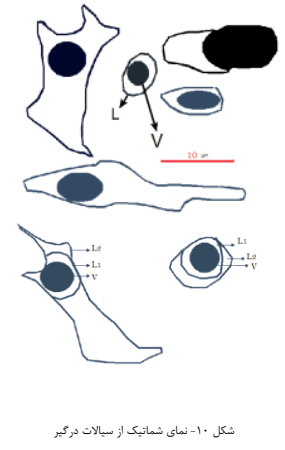
**شیمی کانی اسفن:** اسفن فاز کانیایی معمول در اغلب سنگ‌های آذرین اسید تا حدواسط و سنگ‌های پلوتونیک آلکان است و در سنگ‌های مختلف به عنوان یک کانی فرعی حضور داشته، اغلب به‌صورت پراکنده و نیمه شکل‌دار مشاهده می‌شود. اسفنها ثانویه تحت

فرایند دگرگونی با تشکیل اسفن مرتبط است، ولی در فوگاسیتنه بالا یا جایگزین Ti می‌شود و باعث تشکیل اپیدوت می‌شود. اپیدوت غنی از اکسیدز پیستاشیت نام دارد و نمایانگر فوگاسیتنه بالای اکسیدز است، در دمای پایین  $Fe^{3+}$  در سایت اکتاهدرال کانی اپیدوت قرار می‌گیرد. اپیدوت یک کانی شاخص در دگرسانی پروپیلیتیک موجود در منطقه است و روابط بافتی حاکی از تشکیل این کانی در طی سوسوریتی شدن پلاژیوکلازهاست. افزایش سیال به همراه افزایش فعالیت  $CO_2$  در طی فرایند هیدروترمال به تشکیل دگرسانی پروپیلیتیک با کانی‌شناسی اپیدوت، کوارتز، کلریت، اسفن، پیریت و پرنهیت منجر شده است. اپیدوت و کلینوژنیت از کانی‌های معمول در دگرسانی‌ها و دگرگونی‌های درجه پایین تا متوسط هستند. کانی مناسب برای تشکیل اپیدوت پلاژیوکلازهای بازیک بوده، در طی عملکرد محلول‌های هیدروترمال پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم تبدیل به اپیت شده و کلسیم آزاد شده در ساخت اپیدوت استفاده شده است. فرمول ساختاری کانی اپیدوت بر اساس  $12/5$  اکسیدز و ۸ کاتیون محاسبه شده و نتایج مربوطه در جدول ۲ آورده شده است.

جدول ۲- نتایج حاصل از آنالیز کانی‌های اپیدوت و محاسبه فرمول ساختاری برای کانی اپیدوت بر اساس  $12/5$  اکسیدز

Sample	E-1	E-2	E-3	E-4
SiO <sub>2</sub>	۲۷.۸۷	۲۸.۰۸	۲۷.۷۷	۲۷.۷۸
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۲.۷۷	۲۳.۰۲	۲۲.۶۶	۲۲.۰۰
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱.۰۵۵	۱.۱۳۳	۱.۱۹۹	۱.۱۹۹
MgO	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
CaO	۲۲.۰۰	۲۲.۹۲	۲۲.۰۰	۲۲.۶۷
Total	۵۲.۹۰	۵۴.۹۲	۵۲.۹۹	۵۲.۹۰
Si	۲.۰۵	۲.۰۵	۲.۰۴	۲.۰۵
Al <sup>IV</sup>	۲.۱۵	۲.۱۵	۲.۱۵	۲.۱۹
Al <sup>VI</sup>	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Fe <sup>3+</sup>	۰.۶۶	۰.۶۸	۰.۷۷	۰.۷۲
Mg	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Ca	۲.۰۰	۲.۰۲	۲.۰۰	۲.۰۱
Sum_cat	۷.۸۸	۷.۹۸	۷.۸۸	۷.۹۸

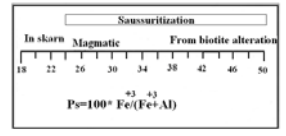
رگه‌های کوارتز شیری تا شفاف و رگه‌های کوارتز-سولفید، عبارت است از: ۱- سیالات درگیر با شوری متوسط، که اغلب دارای دو فاز مایع و گاز با درصد حجمی در حدود ۱۰ تا ۴۰ هستند، ۲- سیالات درگیر با چگالی پایین؛ این سیال‌ها دو فاز بوده، فاز گاز بیشتر از ۶۰ درصد حجمی را سیال را تشکیل می‌دهد؛ ۳- سیالات درگیر سه فازه با دو فاز مایع و یک فاز بخار ( $CO_2$ ). بر اساس تقسیم بندی زمانی سیالات درگیر، هر سه نوع سیال اولیه، ثانویه و ثانویه کاذب در نمونه‌های مطالعه شده حضور دارند. سیالات درگیر مطالعه شده دارای اندازه‌ای از ۳ تا ۳۰ میکرون هستند (شکل‌های ۱ و ۱۱).



کانی اپیدوت می‌تواند در طی فرایندهای اولیه و همچنین بر اثر عملکرد فرایندهای ثانویه، از جمله فرایندهای پست ماگماتیک تشکیل شود. پارامتر اصلی برای تعیین منشأ کانی اپیدوت میزان  $Fe^{3+}$  است، با در نظر گرفتن میزان  $Fe^{3+}$  موجود در کانی اپیدوت می‌توان درصد پیستاشیت را محاسبه نمود (شکل ۸):

$$PS = 100 \times \frac{Fe^{3+}}{(Fe^{3+} + Al)}$$

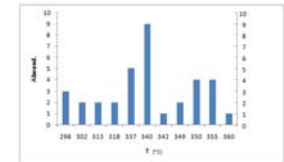
با توجه به اینکه درصد پیستاشیت به دست آمده برای اپیدوت‌های منطقه  $22.4 - 26.4\%$  درصد است، لذا کانی اپیدوت در دگرسانی پروپیلیتیک از سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها تشکیل شده است.



شکل ۸- نمودار تعیین منشأ اپیدوت بر اساس میزان پیستاشیت، که بر این اساس نمونه‌ها ناشی از سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها هستند (مظهاری، ۱۳۷۸).

**مطالعه سیالات درگیر**

یکی از راه‌های مطالعه منشأ و دمای کانه‌زایی مطالعه سیالات درگیر است (Sorby, 1980). فرایند کانی سازی توسط عواملی از قبیل فشار، حرارت، pH و عملکرد آب‌های جوی کنترل می‌شود (Pirajno, 1992). سیالات درگیر از فازهای جامد، مایع و گاز تشکیل می‌شوند. مطالعات صورت گرفته بر روی مقاطع تهیه شده بیانگر حضور دو فاز مایع و گاز بوده، فاز جامد تنها در چند مورد به‌صورت اسیر شده حضور دارد (مسر و همکاران، ۱۳۷۸). نتایج حاصل از مطالعات مورفولوژیک بر روی نمونه‌های تهیه شده از رگه‌های کوارتز-تورمالین،

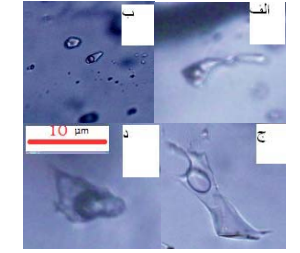


شکل ۹- نمودار فرولنی دماسنجی سیالات درگیر

از لحاظ شکل، سیالات درگیر منطقه اغلب با اشکال نامنظم، علاوه بر این اشکال نامنظم، سیال‌های با اشکال کشیده و کروی نیز قابل مشاهده‌اند. نبود شکل خاص در میانبارها می‌تواند نشان‌دهنده این باشد که فضاهای بین سطوح بلوری که باعث به تله افتادن میانبارها شده‌اند، دارای شکل مشخصی نبوده‌اند. شکل‌های کشیده ایجاد شده در برخی از میانبارهای سیال ناشی از عملکرد فشار، به‌ویژه کشش بر منطقه در طی تشکیل آنهاست و عملکرد فعالیت‌های تکتونیکی به تشکیل میانبارهای ثانویه منجر شده است.

**روش انجام**

به‌طور کلی، انجماد به فرایندی گفته می‌شود که در طی آن یک میانبار به زیر دمای اتاق سرد می‌شود تا جایی که تغییر فاز از مایع به جامد مشاهده می‌شود. نتایج به دست آمده از انجماد زیاد است، اما اساساً عبارت است از: تعیین ترکیب و چگالی سیال برای سیستم‌های آبگین آب و نمک، مطالعات انجماد بهترین روش برای تعیین شوری میانبارهای آبگین است، زیرا کاهش نقطه انجماد آب خالص دارای رابطه‌ای مستقیم با نمک موجود در محلول است، این امر با اندازه‌گیری دمای ذوب نهایی یخ در هنگام حرارت دادن مجدد میانبارهایی که قبلاً منجمد شده‌اند، قابل حصول است. به‌دلیل دشواری تشخیص نوع نمک در میانبار، معمولاً

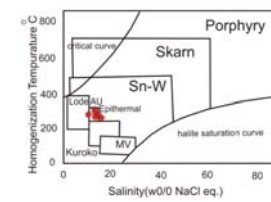


شکل ۱۱- تصویرهای میکروسکوپی سیالات درگیر، (الف) گردن کشیده (Necking down)، (ب) دو فاز مایع و گاز، (ج) دو فاز مایع، (د) دو فاز مایع و گاز که فاز گاز از درصد حجمی بالایی برخوردار است.

در طی دماسنجی بسته به فراوانی هر یک از فازها، همگن شدن می‌تواند نسبت به فاز غالب صورت بگیرد. در نتیجه، بر اساس چگالی سیال درگیر و حجم مایع سه نوع همگن شدن تشخیص داده شد: الف- مایع بخش اعظم سیال را تشکیل می‌دهد (۵۰ درصد سیال) و حباب گاز قابل توجه نبوده، طی فرایند همگن شدن، به مایع همگن شده است. این گروه دارای حرارت  $230 - 200^\circ C$  درجه سانتی‌گراد هستند و اکثر نمونه‌ها در این گروه جای گرفته‌اند؛ ب- حباب گاز بزرگتر بوده و مایع حجم کمی از سیال را تشکیل داده است (کمتر از ۲۵ درصد حجم سیال)، این گروه به گاز همگن شده، دارای محدوده حرارتی  $237$  تا  $350^\circ C$  درجه سانتی‌گراد هستند؛ ج- در این گروه هر دو فاز مایع و گاز حضور داشته و هنگام حرارت دهی در نقطه بحرانی، مرز هر دو فاز از بین رفته، با هم مخلوط شدند (شرایط پنوماتولیک). دمای این گروه  $237 - 250^\circ C$  درجه سانتی‌گراد و حتی دماهای بالاتر است (شکل ۹).

بر اساس نمودار ارائه شده بر پایه شوری و دمای همگن شدن که انواع سیستم‌های کانه‌زایی را از هم تفکیک نموده است. نمونه‌های بررسی شده از لحاظ دمایی و شوری در محدوده اپی-ترمال قرار می‌گیرند (Wilkinson, 2001) (شکل ۱۳).

در نهایت، بر اساس دماهای محاسبه شده منطقی به نظر می‌رسد که سیالات هیدروترمال با شوری کم و دمای همگن شدن میانگین ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد را مسؤول کانه‌زایی در منطقه آستانه لراک دانست. دامنه دمای همگن شدن و درجه شوری حاکی از این است که منشأ سیالات آب‌های ماگمایی-گرماپی بوده که توسط سیالات جوی رقیق شده است.

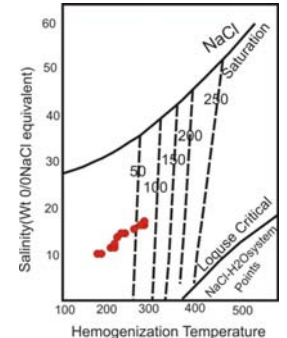
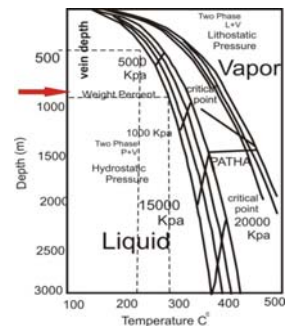


شکل ۱۳- نمودار تعیین تپ کانه‌زایی بر اساس شوری و دمای همگن شدن (Wilkinson, 2001)

**ژئوشیمی**

برای تعیین فرایندهای ژئوشیمیایی خاص و شناسایی منشأ از عناصر کیمیا استفاده شد (جدول ۳). نسبت این عناصر در طی دگرگونی و دگرسانی تغییر نمی‌کند. این عناصر به دلیل کاهش یکنواخت اندازه یونی با افزایش عدد اتمی، دارای اختلاف کوچکی در رفتارهای ژئوشیمیایی خود هستند و منجر می‌شود که توسط برخی فرایندهای زمین‌شناسی از یکدیگر تفکیک

می‌توان ارتباط بین سیالات درگیر و منشأ کانه‌زایی را در رگه‌های کوارتز-سولفید مشخص نمود.



شکل ۱۲- الف) نمودار تعیین عمق بر حسب دمای همگن شدن (Cunningham, 1978) ب) تعیین فشار بخار بر اساس دمای همگن شدن و میزان شوری

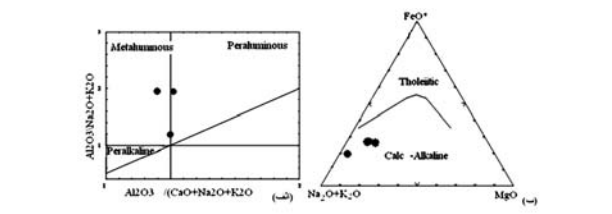
دمای ذوب یخ را به‌صورت معادل وزنی نمک طعام گزارش می‌کنند. در مورد سیالات درگیر مورد مطالعه، به‌علت عدم حضور بلور نمک به‌صورت فاز جامد نمی‌توان از دمای انحلال فاز جامد به منظور تعیین شوری استفاده نمود؛ لذا از معادله زیر که برای سیستم‌های دو فازه فاقد بلور نمک ارائه شده استفاده شده است (Hall et al., 1988).

$$\text{Salinity (Wt\%O)} = 1.76958 - 4.2384 * 10^2 \theta^2 + 5.3 * 10^4 \theta^3 - 0.28$$

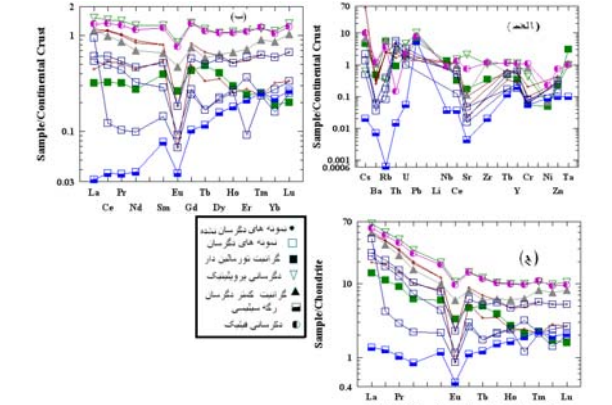
در رابطه مذکور  $\theta$  دمای ذوب آخرین تکه یخ پس از انجماد سیال درگیر است. با توجه به فرمول ارائه شده سیالات موجود در نمونه‌های مورد مطالعه دارای شوری بین ۱۰-۱۷ درصد وزنی معادل نمک طعام هستند که حاکی از شوری پایین تا متوسط است. نبود فاز درخت در این سیالات نیز تأییدی بر شوری متوسط تا پایین است (Roedder, 1984) و می‌تواند ناشی از اختلاط با آب‌های جوی باشد (Barnes, 1979).

گردن‌کشیدگی سیالات درگیر و دماهای متفاوت همگن شدن از دیگر دلایل نبود فاز نوزاد است (شکل ۸) (Takenouchi, 1980). وجود سیال درگیر با دو فاز مایع و گاز که در یکی فاز مایع غالب بوده و در دیگری فاز گاز با چگالی متفاوت، می‌تواند بیانگر فاز جوشش باشد. با افزایش عمق رگه‌های کوارتزی از میزان سیالات درگیر در حال جوشش کاسته می‌شود.

با استفاده از نمودار درجه حرارت جوشش و متحنی‌های فشار می‌توان عمق را محاسبه نمود. بنابراین، عمق به‌دست آمده را می‌توان ۴۰۰ تا ۹۰۰ متر برآورد نمود (Cunningham, 1978) (شکل ۱۲). میزان فشار بخار نیز برای سیالات درگیر ۵۰-۱۰۰ اتمسفر است (شکل ۱۲). با توجه به دو پارامتر شوری و دمای همگن شدن که از طریق سیالات درگیر حاصل می‌شود،



شکل ۱۴- الف) نمودار A/NK در مقابل A/CNK برای نمایز ماگماهای پراوومین، متالوومین و پراکتان (Maniar and Piccoli, 1989) ب) نمودار مثلثی AFM که در آن سری‌های کالک‌آنگالان از تولیتی جدا شده‌اند (Irvine & Baragar, 1971)



شکل ۱۵- نمودارهای عنکبوتی و الگوی REE به‌منجاری شده به کندریت و میانگین پوسته قارهای (Taylor and McLennan, 1986) که بر این اساس غنی‌شدگی از عناصر کیمیا حاکی در نمونه‌های کمتر دگرسان شده مشاهده می‌شود.

عناصر کیمیا سبک را نشان می‌دهد، ولی در مقابل تهی‌شدگی از عناصر کیمیا سنگین چندان شدید نیست (شکل ۱۵- ب).

در دگرسانی تورمالینی عناصر کیمیا سبک و سنگین الگوی نسبتاً تفریق نیافته‌ای نشان می‌دهند. دگرسانی سیلیسی روند تهی‌شدگی درخورد توجهی از

جدول ۳- نتایج آنالیز شیمی سنگ کل (AS1, AS2, AS = نمونه‌های سالم، ALS1, ALS2, ALS3 = نمونه‌های کمتر دگرسان، A-7 = دگرسانی تورمالینی، A-9 = دگرسانی پروپیلینیک، B-10 = دگرسانی فیلیک، Q-1 = دگرسانی سیلیسی، S-7 = نمونه نسبتاً سالم)

sample	AS1	AS2	AS3	ALS1	ALS2	ALS3	A-7	A-9	B-10	Q-1	S-7
SiO <sub>2</sub>	64.57	67.96	67.96	67.96	67.96	67.96	67.96	67.96	67.96	67.96	67.96
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.89	15.04	15.04	15.04	15.04	15.04	15.04	15.04	15.04	15.04	15.04
FeO	1.86	1.86	1.86	1.86	1.86	1.86	1.86	1.86	1.86	1.86	1.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
CaO	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
MgO	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Na <sub>2</sub> O	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
K <sub>2</sub> O	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
LOI	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Ba	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Rb	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Sr	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Y	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Th	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Ga	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Zn	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Cr	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Cs	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Sc	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Co	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
U	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
La	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Ce	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Pr	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Nd	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Sm	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Eu	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Gd	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Tb	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Dy	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Ho	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Er	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Tm	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Yb	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
Lu	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12

**نتیجه‌گیری**  
توده گرانیتوئیدی آستانه دارای ترکیب اصلی گرانودیوریتی است که عملکرد محلول‌های گرمایی، دگرسانی‌های اصلی، فیلیک، پروپیلینیک، سیلیسی، کلریتی و تورمالینی را ایجاد کرده است. دگرسانی‌های فیلیک و پروپیلینیک از گسترش قابل

مر، ف.، شاکری، ع. و باباخانی، ع. ز. (۱۳۷۸) مطالعه سیالات درگیر و نقش آنها در تشکیل کانسار طلای رگه‌ای در منطقه باغو (جنوب دامغان). ششمین همایش سالانه انجمن زمین شناسی ایران.

مظاهری، ا. (۱۳۷۸) اهمیت پیستاشیت در تشخیص نوع ایدوت. ششمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران. دانشگاه علم صنعت تهران، تهران.

هاشمی، م. (۱۳۸۰) نحوه کانی سازی احتمالی طلا در توده آذرین آستانه اراک. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، تهران.

Ahmadi Khalaji, A., Esmacily, D., Valiezhadeh, M. V., and Rahimpour, H. (2007) Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Broujerd. *Journal of Asian Sciences* 29: 859- 877.

Barnes, H. L. (1979) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons.

Bolvais, P. H., Cornichet, J. and Ruffet, G. (2007) *Creataceous albitization and dequartzization of Hercynian peraluminous granite in Salvezian massif*. Lithos 89-104.

Bone, Y. (1988) *The geological setting of tourmaline at Rum Jungle, Australia: Genetic and Economic implications*. Mineral deposita 23: 34-41.

Brown, P. R. L. and Lawless, J. V. (2001) *Characteristic of hydrothermal eruptions. With examples from New Zealand and elsewhere*. Earth Science review 199-331.

Chappell, B. and White, A. J. (1992) *I and S - type granites in Lachlan fold belt*. Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences 83: 1-26.

Cunningham, C. (1978) *Pressure gradients and boiling as mechanisms for localizing ore in porphyry system*. Journal Research U. S. Survey 6: 745- 754.

Frost, B. R., Chamberlain, K. R. and Schumacher, J. C. (2000) *Sphene phase relations and role as a geochronometer*. Chemical Geology 172: 131-148.

Hall, D. L., Sterner, S. M. and Bodnar, R. J. (1988) *Freezing point depression of NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O solutions*. Economic Geology 83: 197-202.

Harlov, D., Seifert, P., Nijland, W. and Forster, H. (2006) *Formation of Al-rich titanite reaction rims on ilmenite in metamorphic rocks of fo<sub>2</sub> and f<sub>H<sub>2</sub>O</sub>*. Lithos 88: 72-84.

Irvine, T. N. and Baragar, R. A. (1971) *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Canadian Journal of Earth Science 8: 523-545.

Juliani, C., Ruffael, H., Jorge, S., and Carmem, D. (2002) *The Bathalaha Au- granite system Tapajo province, Amazon craton*. Precambrian Research 119: 225- 256.

Kowallis, B. J., Christiansen, E. H. and Griffen, D. T. (1997) *Composition variation in titanite*. Geological Society of American Abstracts with Programs 29-44.

Lickfold, V., Cooke, D. R., Smith, S. G. and Ullrich, T. D. (2003) *Endeavour copper gold porphyry deposits, North parks. New south Wales intrusive history and field evolution*. Economic Geology 98: 1607-1636.

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

Mohammad, O. Y. and Maekawa, H. (2008) *Origin of titanite in metarodinite from the Zagros thrust zone, Iraq*. American mineralogist 93: 1133-1141.

Montoya, J.W. and Hemley, J. J. (1975) *Relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions*. Economic Geology 70: 577-594.

Mori, Y., Nishiyama, T. and Yanagi, T. (2003) *Mass transfer path in alteration zones around carbonate veins in the Nishisonogi metamorphic rocks, southwest Japan*. American Mineralogist 88: 611-623.

Pirajno, F. (1992) *Hydrothermal mineral deposits*. Springer Verlag.

Roedder, E. (1984) *Fluid Inclusions, Reviews in mineralogy*, Mineralogical Society of America.

Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. New York, John Wiley and Sons.

Sorby, H. C. (1980) *On the microscopic structure of crystals indicating the origin of minerals and rocks*, Journal of Geological Society, London.

Takenouchi, S. (1980) *Preliminary studies of fluid inclusion of the Santo Tomas II (phliex) and Tapian (Marcopper) porphyry copper deposits in the Philippines*. Mineralogy Special ISSUE 8: 140-151.

Taylor, S. R. and McLennan S.M. (1985) *The continental crust composition and evolution*: Blackwell, Oxford.

Wilkinson, J. J. (2001) *Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits*. Lithos 55: 229-272.

Yang, X. M., Lentz, D., Thorn, K. G. (2008) *Geochemical characteristics of gold related granitoids in south western New Brunswick, Canada*. Lithos (in press).

ملاحظه‌های برخوردارند. بر اساس دیآگرام A/CNK در برابر A/NK گرانیت‌های منطقه از نوع ۱ بوده، متالومینوم تا کمی پراومینوم هستند و از یک ماگمای کالک‌آلکان منشأ گرفته‌اند.

اسف‌های موجود در زون دگرسانی فلیک بر اساس Fe و Al جایگزین شده در ساختار این کانی ناشی از فرایند دگرسانی بوده‌اند. با توجه به مقدار پارامتر X<sub>Al</sub> در کانی اسفن (۰/۱ - ۰/۱۶)، این کانی از دگرسانی کانی بیوتیت در دماهای پایین تشکیل شده است. محاسبات درصد پیستاشیت، بیانگر سوسوریتی شدن پلاژیوکلاز و تشکیل کانی ایدوت در طی دگرسانی پروپیلینیک است. بررسی سیالات در گیر حاصل از رگه‌های کوارتز، دمایی بین ۲۳۷-۲۴۱ و ۲۵۰-۲۵۵ درجه سانتی‌گراد را برای این سیالات تعیین نموده است. میزان شوری سیالات درگیر ۱۰-۱۷ در صد وزنی نمک بوده، بیانگر شوری پایین تا متوسط است که نبود بلور دختر نیز تأکیدی بر شوری پایین است. اغلب سیالات درگیر دو فازه بوده، همچنین وجود گردن‌کشیدگی و نبود فاز

جامد به‌همراه حضور سیالات درگیر با دو فاز مایع و یک فاز بخار (CO<sub>2</sub>) با دمای همگن شدن ۲۵ درجه سانتی‌گراد بیانگر رخداد فاز جوشش هستند. عمق رگه‌ها بر اساس دمای جوشش هنگام تشکیل ۴۰۰-۹۰۰ متر بوده است. مطالعات شوری و دمای هموزیزاسیون بر روی رگه‌های کوارتز-سولفید نشانگر سیستم کانه‌زایی اپی‌ترمال است.

نمودارهای عنکبوتی غنی‌شدگی از عناصر کمیاب سبک را نسبت به عناصر کمیاب سنگین نشان می‌دهند و نمونه‌های سالم نسبت به نمونه‌های دگرسان از عناصر کمیاب سبک غنی‌تر هستند و دگرسانی باعث کاهش این نسبت در نمونه‌های دگرسان شده است. آنومالی منفی Eu در تمام نمونه‌ها مشاهده می‌شود که در دگرسانی پروپیلینیک کمتر از سایر نمونه‌هاست. دگرسانی تورمالینی دارای الگوی مسطح بوده و غنی‌شدگی قابل ملاحظه‌ای از عناصر از نشان نمی‌دهد، اما در دگرسانی سیلیسی تپی‌شدگی از عناصر سبک قابل ملاحظه است.

#### منابع

ابن‌یعقوب، ج. (۱۳۷۴) بررسی اقتصادی منطقه آستانه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی تهران، تهران.

احمدی‌خلعی، ا. د. اسماعیلی و ولی‌زاده، م. (۱۳۸۵) *خاستگاه و ویژگی زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی بروجرد. مجله علوم زمین*، ۴۶: ۳۲-۴۰.

احمدی‌خلعی، ا. د. ولی‌زاده و اسماعیلی، د. (۱۳۸۶) *پتروژنی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی بروجرد. مجله علوم دانشگاه تهران*، ۱۰: ۱-۱۴.

آسیابانها، ع. (۱۳۷۴) *بررسی میکروسکوپی سنگ‌های آذرین و دگرگونی*. دانشگاه بین‌المللی امام (ره)، تهران.

افشونی، ز. (۱۳۸۶) *بررسی دگرسانی گرانیت آستانه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران*.

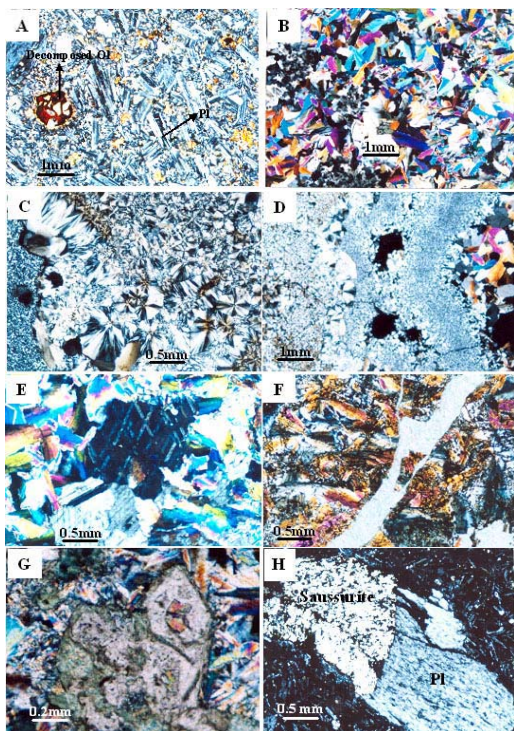
درویش‌زاده، ع. (۱۳۸۲) *زمین‌شناسی ایران*. نشر امیر کبیر، تهران.

رادفر، ج. (۱۳۶۶) *بررسی‌های زمین‌شناسی و پتروژنی سنگ‌های گرانیتوئیدی ناحیه آستانه اراک. پایان‌نامه ارشد، دانشگاه تهران*.

رشید مقدم، ن. (۱۳۸۶) *پتروژنی و ژئوشیمی توده گرانیتوئیدی آستانه و مطالعه دگرگونی مجاورتی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران*.

کریم‌پور، م. و سعادت، س. (۱۳۸۴) *زمین‌شناسی اقتصادی کاربرد. نشر مشهد، مشهد*.





شکل ۵- نمایش شده‌اند (A) بازنات پرفریری در بازالت (B، XPL) کانی‌های پرهینت با ماکل پایبونی (C، XPL) مزلت‌های شعاعی (D، XPL) قرار گرفتن دو نوع کوارتز ریز و درشت در کنار هم (E، XPL) کلسیت شکل‌دار با دو رخ کاملاً مشخص و متقاطع (F، XPL) کلسیت رگه‌ای (G، XPL) الیون در اکثر قسمت‌ها بخصوص در حوائی و داخل شکاف‌ها به کلریت تبدیل شده است (H، XPL) سوسوریت شدن پلاژیوکلاز: بازیک (XPL)

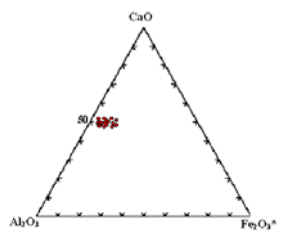
محیط، عاملی موثر در ناپایداری کانی‌های اولیه سنگ‌های ماگمایی به‌وجود آورده و نقل و انتقال یون‌ها را سرعت بخشیده است این امر که به پیدایش کانی‌های جدید منجر شده است. اکنون با توجه به تشکیل این مجموعه کانی‌های دگرگونی هیدروترمال می‌توان گفت که حرارت حاکم بر سیال دگرگنان کننده منطقه در حد ۱۵۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد است. فشار سیال از عوامل دیگر ایجاد دگرگونی هیدروترمال است. وقوع کانی‌های اینداز در اکثر سنگ‌هایی که تحت‌تأثیر این نوع دگرگونی قرار گرفته‌اند، تائیدی بر تأثیر مهم فشار سیال در دگرگونی هیدروترمال موجود در منطقه است که با توجه به شرایط ترمودینامیکی حاکم بر تشکیل کانی‌های دگرگونی و نبود کانی‌های فشار بالا (از قبیل زادنیت، گلوکوفان، آراگونیت و لاسونیت) فشار حاکم بر محیط زایش دگرگونی فوق کمتر از ۳ کیلو بار است. اصولاً کانی‌ها و کانسارهای می‌دار (نظیر مالاکیت و آزوریت در منطقه مورد بررسی) می‌توانند در شرایط فشار و حرارت مربوط به دگرگونی درجه بسیار ضعیف در کنار کانی‌های آلک‌سپیلیکاته (نظیر: پرهینت، پومپه‌لیت، لومونیت و غیره) و به عنوان یک کانی مشخصه دگرگونی درجه بسیار ضعیف تشکیل شوند (Morales et al., 2005). این محققان درجه حرارت ۲۰۰-۲۸۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲-۳ کیلو بار را برای آنها تعیین کرده‌اند که رخساره پرهینت-پومپه‌لیت را نشان می‌دهد. از جمله عوامل دیگر که در تشکیل کانی‌های دگرگونی در منطقه تأثیر دارد، میزان CO<sub>2</sub> موجود در سیال و pH آن است. چنین به نظر می‌رسد که مسأله تجزیه شدن کانی‌ها به نوع محلول هیدروترمال و به pH محلول بر می‌گردد که اگر اسیدی باشد، بیشتر روی بیروکن‌ها، اگر قلیایی باشد بیشتر روی پلاژیوکلازها

الیون‌های موجود در بازالت‌های منطقه تماماً کلریتی شده‌اند (شکل ۵G). نمونه‌ای از این کلریت‌ها مورد آنالیز الکترون میکروپروب قرار گرفت (جدول ۱) که از نوع بروسونیگات (Brunsvigite) است (Deer et al., 1992). هجوم سیالات هیدروترمال بر کلیئوپروکن‌های موجود در بازالت‌های منطقه نیز اثر کرده و آنها را در برخی موارد به آمفیبول تبدیل کرده است. همان‌طور که از نتایج آنالیز الکترون میکروپروب مربوط به سه کانی آمفیبول معلوم است (جدول ۱) آمفیبول‌های ثانویه موجود در منطقه در دسته کلی آمفیبول‌های کلسیک قرار گرفته، از نوع فرواکتینولیت هستند (Leake et al., 1997). پلاژیوکلازهای بازیک موجود در نمونه‌های منطقه در بعضی جاها به سوسوریت تبدیل شده (شکل ۵- H) که سبب پیدایش کانی‌های ثانویه کلسیت و ندرتا اپیدوت و آلیت شده‌اند. با توجه به مطالعات صحرایی، کانی‌شناسی و نتایج حاصل از آنالیزهای الکترون میکروپروب و XRD می‌توان به ترتیب فراوانی کانی‌های مربوط به دگرگونی هیدروترمال تشکیل شده در درز و شکاف‌ها بی برد که به ترتیب عبارتند از: پرهینت، زولیت، کوارتز، کلسیت، مالاکیت و آزوریت و لومونیت. با استفاده از مطالعه شیمی این کانی‌ها و ترتیب فراوانی آنها می‌توان گفت که سیال موجود در منطقه از یون‌های Al، Si، Ca و OH غنی بوده و یون‌های Fe، Na، K، Mn و Cu را در حد کم داشته است.

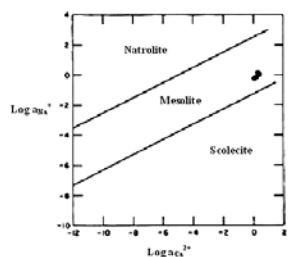
**شرایط تشکیل کانی‌های موجود در درز و شکاف‌های متنازبتهای**

از جمله عواملی که در ایجاد کانی‌های مربوط به دگرگونی هیدروترمال در منطقه اثر داشته، حرارت، فشار، pH و CO<sub>2</sub> سیال است. سیال به کمک حرارت

پس از تشکیل پرهینت، مالاکیت و آزوریت، زولیت و کوارتز ایجاد شده است. ولی کلسیتی که به‌صورت رگه‌ای و رگه‌های است، دیگر کانی‌های هیدروترمالی را قطع کرده و پس از کلسیت پرکننده حفره‌ها به‌وجود آمده است. موزولیت و ناترولیت به کمک لگاریتم میزان EDS استفاده شد.



شکل ۶- نمایش موقعیت ترکیبی پرهینت‌ها در دیاگرام Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* (Wheeler et al., 2001)



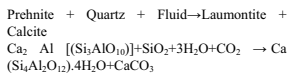
شکل ۷- دیاگرام Log aNa+ vs Log aCa<sup>2+</sup> برای تعیین میدان پایداری سه زولیت رشته‌ای اسکولسیت، مزلت و ناترولیت (Johnson et al., 1983)

زولیت‌های موجود در منطقه در دسته زولیت‌های رشته‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵- C) (Gottardi and Galli, 1985). در دیاگرام aCa<sup>2+</sup>-Log aNa+ (شکل ۷) شرایط پایداری سه زولیت رشته‌ای اسکولسیت، مزلت و ناترولیت به کمک لگاریتم میزان Ca و Na تعیین شده است. این کار تحت شرایط آزمایشگاهی (P= 1Kbar و T= 298.15°K) انجام شده است (Johnson et al., 1983). نتایج آنالیز میکروپروب در این دیاگرام، زولیت نوع مزلت را تأیید می‌کند. انجام آنالیز پراش پرتوی ایکس (XRD) بر روی کانی‌های هیدروترمالی T وجود زولیت‌های نوع اسکولسیت و لومونیت را هم به مقدار کمتر نشان داده است. در بعضی از نمونه‌ها کوارتزهای ریز حاشیه رگه‌ها و حفره‌ها در کنار کوارتزهای درشت داخل رگه‌ها و حفره‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۵- D). علت این مسأله احتمالاً دارد که در زمان تشکیل این کانی در داخل رگه‌ها و حفره‌ها دمای سیال بالا بوده است و کوارتزها درشت شده‌اند. پس شرایط فیزیکی‌شیمیایی تغییر کرده، حرارت کم شده است و کوارتزهای ریز در حاشیه رگه‌ها و حفره‌ها ایجاد شده‌اند. (۱) احتمالاً پشدگی متقارن در رگه‌ها و حفره‌ها رخ داده یعنی لایه‌های مختلف در زمان‌های متفاوت ایجاد شده و حالت کنگرسینی و یافت روکشی (Overgrowth texture) را ایجاد کرده‌اند. طبق مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی می‌توان گفت که در منطقه مورد مطالعه کلسیت هم به‌صورت پرکننده حفره‌ها (شکل ۵- E) و هم به‌صورت رگه‌ای و رگه‌های دیده می‌شود (شکل ۵- F). کلسیت پرکننده حفره‌ها، همان کلسیتی است که در پایین و

تجزیه شده‌اند (شکل ۵- E) و هم به‌صورت رگه‌ای و رگه‌های دیده می‌شود (شکل ۵- F). کلسیت پرکننده حفره‌ها، همان کلسیتی است که در پایین و

تشکیل پرهینت مناسب بوده است (pH خنثی تا اندکی قلیایی، CO<sub>2</sub> پایین و درجه حرارت و فشار در حد رخساره پرهینت-پومپه‌لیت). در همین شرایط با افزایش مقداری Ca تا به سیال، مالاکیت و آزوریت تشکیل شده است. با گذشت زمان از میزان فشار و حرارت سیال کاسته شده، تا اندازه‌ای آن بالا می‌رود (pH سیال به طرف حد خنثی رفته و CO<sub>2</sub> آن کمتر می‌شود) که در این شرایط کانی‌های زولیتی (اسکولسیت و مزلت) همراه با کوارتز تشکیل می‌شوند (رخساره زولیتی).

در مرحله بعد با کمتر شدن مقدار Na سیال، کمی pH و CO<sub>2</sub> آن بالاتر رفته و مقداری از پرهینت‌ها و کوارتزهای تشکیل شده از مراحل قبلی به لومونیت و کلسیت طبق فرمول زیر تبدیل می‌شوند (شکل ۸) (Houghton, 1982)



Phase Minerals	Zolite	Pehnite	Pumpellyite	Pehnite-Actinolite	Greenochite
Laumontite	_____	_____	_____	_____	_____
Meauilite	_____	_____	_____	_____	_____
Scolecite	_____	_____	_____	_____	_____
Pehnite	_____	_____	_____	_____	_____
Pumpellyite	_____	_____	_____	_____	_____
Epidote	_____	_____	_____	_____	_____
Melchiorite & Analcite	_____	_____	_____	_____	_____
Actinolite	_____	_____	_____	_____	_____
Chlorite	_____	_____	_____	_____	_____
Albite	_____	_____	_____	_____	_____
Calcite	_____	_____	_____	_____	_____
Quartz	_____	_____	_____	_____	_____

شکل ۸- دیاگرامی شماتیک برای بررسی پارائز کانی‌های هیدروترمالی موجود در متنازبتهای منطقه (برگرفته از Houghton, 1982) با اندکی تغییرات

شاید بتوان در این مرحله از زیر رخساره لومونیت نام برد (Coombs et al., 1959) اصولاً برای تشکیل

(خصوصاً پلاژیوکلازهای بازیک) و در صورت خنثی بودن روی کل کانی‌ها اثر می‌گذارد. بنابراین، فهمیدن نوع محلول هیدروترمال از نظر شناخت روند دگرگونی مهم است. در نمونه‌های منطقه به‌علت تجزیه بیشتر پلاژیوکلازها و الیون‌ها و تجزیه کمتر کلیئوپروکن‌ها به نظر می‌رسد که pH محلول خنثی تا اندکی قلیایی باشد. بسیار کم پیش می‌آید که پرهینت و کلسیت با هم تشکیل شوند و اگر این دو در یک سنگ مشاهده شدند حتماً در زمان‌های متفاوتی به‌وجود آمده‌اند. معمولاً در محیطی که پرهینت تشکیل می‌شود، باید میزان CO<sub>2</sub> کم (aCO<sub>2</sub> < 0.01 moles) و pH سیال خنثی تا اندکی قلیایی باشد (Liou, 1981) جایی که میزان CO<sub>2</sub> بالا رود (aCO<sub>2</sub> > 0.01 moles) پرهینت تشکیل نمی‌شود و اگر میزان Ca مناسب باشد، کلسیت به‌وجود می‌آید. با توجه به پایین بودن میزان کلسیت در منطقه معلوم می‌شود که این شرایط در یک زمان کوتاهی در سیال به‌وجود آمده است.

زولیتی شدن نیز در دمای پایین و pH خنثی توسط محلول‌های گرمایی اتفاق می‌افتد. pH خنثی در سنگ‌های آذرین موجب جابه‌جایی و تمرکز Na، K و Ca در نقاط خاصی شده که باعث تشکیل کانی‌های خانواده زولیت می‌شود. شیمی سیال مذام در حال تغییر بوده، همین امر باعث تشکیل کانی‌های مختلف در درز و شکاف‌ها در زمان‌های مختلف شده است. ولی در کل این کانی‌ها تحت شرایط CO<sub>2</sub> پایین و pH خنثی تا اندکی قلیایی (۷) و کمی بالاتر از آن تشکیل شده‌اند.

**بحث**

با توجه به ترتیب تشکیل کانی‌های دگرگونی (پرهینت، مالاکیت و آزوریت، زولیت، کوارتز و کلسیت) معلوم می‌شود که در ابتدا میزان Al و Si، Ca سیال بالا بوده و شرایط pH، CO<sub>2</sub>، درجه حرارت و فشار نیز برای

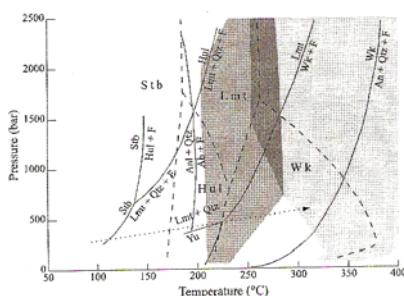
میدان پایداری پرهینیت، محدوده خاکستری روشن سمت راست میدان پایداری ایدوت و محدوده خاکستری تیره‌تر؛ یعنی جایی که این دو با هم همپوشانی دارند، محدوده پایداری پرهینیت-ایدوت را نشان می‌دهد.

با توجه به این نکات می‌توان گفت که این شبکه پتروژنتیک حرارت حدود ۲۶۰-۱۸۰ °C برای ظهور لومونیت، ۲۸۰-۲۰۰ °C برای ظهور پرهینیت و بالاتر از ۲۵۰ °C را برای ظهور ایدوت نشان می‌دهد.

طبق مطالعاتی که Frey و همکاران (۱۹۹۱) بر روی این شبکه پتروژنتیک انجام داده، معلوم شده است که کانی‌های مزولیت و اسکولسیت در حرارت ۱۸۰-۱۰۰ °C و کلریت در حرارت ۲۷۰-۲۵۰ °C تشکیل می‌شود.

پومپله‌ایت فشار و حرارت بالاتری در سیالات مورد نیاز است که به علت نبود این شرایط، پومپله‌ایت تشکیل نشده است.

برای درک بهتر مباحث گفته شده در بالا می‌توان از شکل ۹ استفاده کرد. این شکل دیاگرام فشار-حرارتی را نشان می‌دهد که خطوط پررنگ محدوده‌های پایداری و خطوط نقطه‌چین روابط بین زئولیت‌های کلسیم‌دار (استیلبیت: Stb، لومونیت: Lmt، هولاندیت: Hul، وایراکت: Wk) را در حضور فراوان کوارتز و سیال و شبکه پتروژنتیک NCMASH (CaO-MgO-Na<sub>2</sub>O) (Frey et al., 1991) بیان می‌کند. پیکان نقطه‌چین جهت گرا‌دی‌ان حرارتی را نشان می‌دهد. محدوده خاکستری سمت چپ



شکل ۹- دیاگرام فشار-حرارت برای نمایش محدوده‌های پایداری و روابط بین زئولیت‌های کلسیم‌دار در شبکه پتروژنتیک NCMASH (CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O) (Frey et al., 1991 and Liou et al., 1991).

بیشتر منشأ سطحی داشته و از اعماق زمین بیرون نیامده است. به نظر می‌رسد که در این منطقه، یک نوع دگرگونی ناحیه‌ای در مقیاس کوچک اتفاق افتاده است.

معمولاً در محیط‌هایی که دگرگونی درجه بسیار ضعیف اتفاق می‌افتد، عمق نفوذ سیال چندان زیاد نیست. این نشان می‌دهد که سیال در این محیط‌ها

- Coombs, D. S., Ellis, A. J., Fyfe, W. S. and Taylor, A. M. (1959) The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis. *Geochemistry Cosmochemistry Acta* 17: 53-107.
- Coombs, D. S., Horodyski, R. J. and Naylor, K. S. (1970) Occurrences of prehnite-pumpellyite facies metamorphism in northern Maine. *American Journal of Science* 268: 142-156.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals, Longman Scientific and Technical.
- Frey, M. (1987) Low temperature metamorphism. Blackie, Glasgow and London, Published in the USA by Chapman and Hall New York.
- Frey, M., De Capitani, C. and Liou, J. G. (1991) A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology* 9: 497-509.
- Gottardi, G. and Galli, E. (1985) Natural zeolites. Springer-Verlag, Berlin, Germany.
- Houghton, B. F. (1982) Low-grade metamorphism of the Takitimu Group, Western Southland, New Zealand. *Journal of Geology Geophysics* 25: 1-19.
- Iwao, S. and Hushmandzadeh, A. (1971) Stratigraphy and petrology of the low-grade regionally metamorphosed rocks of the Eocene Formation in The Alborz range, north of Tehran, Iran. *Japan Journal associated to Mineralogy, Petrology and Economic Geology* 65(6): 265-285.
- Johnson, G. K., Flowto, H. E. and Ohare, P. A. G. (1983) Thermodynamic studies of zeolites: natrolite, mesolite and scolecite. *American Mineralogist* 68: 1134-1145.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S. and Birch, W. D. (1997) Nomenclature of amphiboles, Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 35: 219-237.
- Liou, J. G. (1981) Recent high CO<sub>2</sub> activity and Cenozoic progressive metamorphism in Taiwan. *Geology Society China Memoir* 4: 451-501.
- Liou, J. G., De Capitani, C. and Frey, M. (1991) Zeolite equilibria in the system CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>7</sub>-NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O. *Journal of Geology and Geophysics* 34: 293-301.
- Miyashiro, A. (1975) Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Geology* 83: 249-281.
- Morales, S., Belmar, M., Morata, D., Carrillo, J., Hasler, K., Aguirre, L. and Fenoll, P. (2005) Relationships between very low-grade metamorphism and Cu-stratobound ore deposits in the Coastal Range of central Chile. 6<sup>th</sup> International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG, Barcelona).
- Wheeler, R. S., Browne, P. R. L. and Rodgers, K. A. (2001) Iron-rich and iron-poor prehnites from the Way Linggo epithermal Au-Ag deposit, Southwest Sumatra, and the Heber geothermal field. *California Mineralogical Magazine* 65: 397-406.

مساله به تفاوت درجه حرارت تشکیل این دو نوع پرهینیت و در نتیجه به متفاوت بودن میزان Fe<sup>3+</sup> در ساختار آنها بر می‌گردد. ترتیب فراوانی کانی‌های دگرگونی در منطقه به این صورت است: پرهینیت، زئولیت، کوارتز، کلسیت، مالاکیت و آزوریت و لومونیت. با استفاده از شیمی کانی‌های هیدروترمالی و ترتیب فراوانی آنها می‌توان گفت که سیال موجود در منطقه از یون‌های Al, Si, Ca, OH غنی بوده و یون‌های Fe, Mn, K, Na را در حد کم داشته است.

انجام مطالعات پتروگرافی و شیمی کانی‌ها و بررسی پارائز کانی‌ها نشان می‌دهد که سیال دگرسان کننده منطقه در pH خنثی تا اندکی قلیایی (۷ و کمی بالاتر از آن)، CO<sub>2</sub> پایین (<0.01 moles) حرارت بین ۱۵۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار کمتر از ۳ کیلوپار عمل کرده است. مطالعات نشان می‌دهد که رخساره‌های به‌وجود آمده در منطقه شامل رخساره پرهینیت-پومپله‌ایت، رخساره زئولیت و زیر رخساره لومونیت می‌شود.

در منطقه مورد مطالعه به‌علت کم بودن حجم محلول‌های ماگمایی و گرمایی، شدت دگرسانی بالا نیست.

به‌طور کلی، گسترش و شدت آلتراسیون به حجم محلول‌های ماگمایی و گرمایی بستگی دارد. در منطقه مورد مطالعه به‌علت کم بودن حجم محلول‌های ماگمایی و گرمایی، شدت دگرسانی بالا نیست.

#### نتیجه‌گیری

دگرگونی بسیار ضعیف رخ داده بر بازالت‌های انوسن منطقه از نوع گرمایی (هیدروترمال) بوده، تغییرات به‌وجود آمده در آن در حد تغییرات کانی‌شناسی است. بر اثر این دگرگونی متناژیت‌های بسیار ضعیف در منطقه ایجاد شده است.

کانی‌های ایجاد شده در درز و شکاف‌های متناژیت‌ها به ترتیب عبارتند از: پرهینیت، مالاکیت و آزوریت، زئولیت (مزولیت و اسکولسیت)، کوارتز و کلسیت. انجام آنالیز XRD وجود کانی لومونیت را اثبات کرد. کانی‌های کلریت (برونسوویگایت)، آمفیبول (فرواکتینولیت) و سوسوریت نیز به‌صورت ثانویه در متن سنگ اصلی به‌وجود آمده‌اند. در منطقه مورد مطالعه دو سری پرهینیت مشاهده می‌شود: یک سری دارای برجستگی و رنگ اینترفانس قوی‌تر و یک سری دارای برجستگی و رنگ اینترفانس ضعیف‌تر هستند. این

#### منابع

- امینی، ب. و امینی چپر، م. ر. (۱۳۸۰) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کجان سازمان زمین‌شناسی کشور.
- درویش زاده، ع. (۱۳۸۲) زمین‌شناسی ایران. انتشارات امیرکبیر، تهران.
- عمیدی، م. و امامی، م. م. (۱۳۶۱) بررسی دگرگونی حرارتی در رخساره زئولیت و شیت سبز موجود در سنگ‌های آذرین ترسیب ایران و جایگزینی ژئودینامیکی آن. سازمان زمین‌شناسی کشور.
- منصوری، م. (۱۳۷۷) بررسی زمین‌شناسی و پتروژنی توده‌های نفوذی مجد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پتروژنی، دانشگاه اصفهان.
- Bird, D. K., Schiffman, P., Elders, W. A., Williams, A. E. and McDowell, S. D. (1984) Calc-silicate mineralization in active geothermal systems. *Economic Geology* 79: 95-671.



## An outline of very low-grade metabasites of Kamal Abad (west of Naein, Isfahan province)

Mojgan Javanmardi and Iraj Noorbehesht \*

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

### Abstract

Very low-grade metamorphism (hydrothermal metamorphism) in Kamal Abad (west of Naein) affects Eocene basalts, and led to the formation of: prehnite, malachite, azurite, zeolite (mesolite, scolecite and laumontite), quartz and calcite in cavities and fractures. Chlorite (brunsvigite), amphibole (ferro-actinolite) and saussurite appear as secondary phases in primary rock. Two series prehnite occurs in the study area: The first has high relief and interference color and the second has low relief and interference color. This may be due to difference in Fe<sup>3+</sup> content in their crystallization structure. Using mineral chemistry as well as the abundance of hydrothermal minerals (prehnite, zeolite, quartz, calcite, malachite, azurite and laumontite), the nature of fluid should be enriched in Ca, Si, Al and OH and poor in Fe, Na, K, Mn and Cu. The very low-grade metamorphic minerals formed in neutral to slightly alkaline pH, low CO<sub>2</sub>, temperature of 150-350°C and less than 3 kbars pressure. The studies show prehnite-pumpellyite facies, zeolite facies and laumontite subfacies formed in the area. Moreover, the rate of alteration owing to the small volume of magmatic and hydrothermal solution is not high in the study area.

**Key words:** Hydrothermal metamorphism, Kamal Abad, Very low-grade metabasites, Naein

\* behesht@sci.ui.ac.ir

## فرم اشتراک مجله پتروولوژی

نام و نام خانوادگی: ..... سمت: .....

با ارسال قبض بانکی به مبلغ ۸۰۰۰۰ ریال (هزیننه پست و اشتراک) به حساب شماره ۲۱۷۲۴۰۲۳۸۰۰۲ بانک ملی، کد ۱۱۰۲۲۷، شعبه دانشگاه اصفهان، به نام درآمدهای اختصاصی دانشگاه اصفهان، متقاضی اشتراک یک ساله (چهار شماره) مجله پتروولوژی هشتم، لطفاً مجله را از شماره ..... به نشانی زیر ارسال نمایید.

نشانی دقیق: .....

شماره تماس: ..... دورنگار: .....

نشانی پست الکترونیک: ..... مسؤل پاسخگویی: .....

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

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

دورنگار: ۷۹۳۲۱۷۷ - ۰۳۱۱

## The study of fluid inclusion and mineralogy in the hydrothermal alterations of Astaneh granitoids (Sanandaj\_Sirjan zone)

Rahimeh Miekaily<sup>1</sup>, Moussa Kalimi Noghreyan<sup>\*1</sup>, Mohammad Ali Makki zadeh<sup>1</sup>, Batoul Taghipour<sup>2</sup> and Zahra Tahmashi<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran  
<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of Science, University of Shiraz, Shiraz, Iran

### Abstract

The middle-Jurassic Astaneh granitoid body is composed of mainly of granodiorite. From the ancient time, Au mineralization and prospecting site have been known. The Astaneh granitoid have been altered in some parts and phyllic and siliceous alterations can be recognized in some areas, especially in Shir Mazd Mountain which is vast area. Other alteration zones are: propylitic, chloritic, argillic, tourmalinization, sodic metasomatism and spinel - phlogopite. The most widespread alteration zones are phyllic (quartz - sericite) and propylitic. There are two types of fluid inclusions in the quartz veins. On the bases of hydrothermometry study, the thermal phase of hydrothermal is from 337-341°C to 350-355°C. The density of fluid inclusions is low to intermediate (10-17 percent NaCl) while there is no daughter crystal. Temperature decrease and density of fluid inclusions are the result from mixing of magmatic with meteoric waters. The necking down of fluid inclusion is in consequence of temperature lower than 220°C. The depth of vein was controlled by dense fluid, temperature and pressure, also mineralization occurs in the depth 400-900 meter. The spider diagram show enrichment of LREEs in contrast to HREEs in unaltered samples with lack of HREEs differentiation. Tourmaline alteration displays a flat REE pattern and does not show enrichment but siliceous alteration shows depletion of LREEs and enrichment of HREEs.

**Key words:** Astaneh, Propylitic, Hydrothermal alteration, Meteoric water, Fluid inclusion, Phyllic

\*noghreyan.moussa@sci.ui.ac.ir

## The study of geochemical characteristics of Natanz plutonic complex, North of Isfahan

Maryam Honarmand<sup>1</sup>, Mohsen Moayyed<sup>\*1</sup>, Ahmad Jahangiri<sup>1</sup>, Jamshid Ahmadian<sup>2</sup> and Noushin Bahadoran<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Science, Tabriz University, Tabriz, Iran  
<sup>2</sup> Department of Geology, Payame Noor University, 19395-4697 Tehran, I. R. of Iran

### Abstract

The Natanz plutonic complex is located 120 km north of Isfahan and in the Orumieh - Dokhtar magmatic belt. These Oligocene - Miocene plutons are intruded into the volcanics of Eocene. Based on petrographic studies, the Natanz complex is composed of six types of rocks, including gabbro, diorite, quartz-diorite, quartz-monzonite, granodiorite and granite. Field, mineralogy and geochemical studies indicate that the parental magma of this complex is I-type in nature, calc-alkaline and meta-aluminous. Magma produced gabbro resulted from melting of metasomatized upper mantle which have undergone differentiation prior to emplacement. The parental magma of granitoid rocks is diorite that produced from mixing of mantle-derived mafic magma and crustal melting magma. The geochemical characteristics of rare earth elements are comparable to other subduction-related magmatic rock suites. The flat REE pattern in these magmas may require their derivation by partial melting from a garnet-poor source. Petrological evidence show that fractional crystallization from dioritic magma to monzogranitic magma was the main role in the genesis of these rocks. Tectono-magmatic setting of this complex may be subduction related magmatism or post-collisional magmatism due to extensional phases after collision of Arabic and Central Iran microcontinent.

**Key words:** Orumieh - Dokhtar, Fractional crystallization, Active continental margin, Calc-alkaline, Natanz, I-type

\* moayyed@tabrizu.ac.ir

## Morphological, structural, textural and mineralogical evidences of pillow lavas from Ganj complex, Southeastern Kerman

Alireza Shaker Ardakani <sup>\*1</sup>, Mohsen Arvin <sup>2</sup> and Roland Oberhänsli <sup>3</sup>

<sup>1</sup> Department of Mining Engineering, Faculty of Industrial and Mining, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran.

<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

<sup>3</sup> Department of Geology, Faculty of Science, Potsdam University, Potsdam, Germany

### Abstract

The Makran accretionary prism in southeastern Iran contains extensive Mesozoic melange zones and large intact ophiolites, representing remnants of the Neotethys oceanic crust that was subducted beneath Eurasia. To the north of the Makran accretionary prism, the Jazmurian depression lies which is a subduction-related back-arc basin. The Ganj Complex is one of the ophiolitic complexes, located on the west side of the Makran accretionary prism and Jazmurian depression, and is bounded by the Jiroft fault system in the west. The Ganj Complex with an Upper Cretaceous age is composed mainly of lava flows, pillow lavas, acidic plutonic rocks and sedimentary rocks, which are intruded by northwest-southeast trending dykes and does not resemble a classical ophiolitic sequence. It lacks the intrusive crustal and mantle sections. The Ganj Complex pillow lavas, mainly olivine basaltic, occur as normal and as mega-sized bodies and are mostly flattened - tubular in shape with bread crust crack surfaces. They show three textural zones from the top glassy (zone 1) through the intermediate (zone 2) to the holocrystalline interior (zone 3), with each characterized by varying assemblages of plagioclase and olivine that form different textures. The Ganj pillow basalts are characterized by variolitic, porphyritic, microlitic-porphyritic, intersertal, intergranular and amigdaloidal textures. Mineralogically, they consist of plagioclase ± olivine ± pyroxene + opaque. The outer glassy surfaces of pillows frequently consist of one, or rarely multiple rind. The rinds consist of three layers, which from surface inwards are: (1) sideromelane, (2) dark tachylite; and (3) tachylite with elongated vesicles.

**Key words:** Flattened pillow lava, Mega pillow lava, Tubular pillow lava, Ganj complex, Makran

\* shaker@mail.uk.ac.ir

## Petrology of Devonian basalts from Pol-e-Khavand area (SE of Anarak, NE of Isfahan)

Ghodrat Torabi \* and Fatemeh Hashemi

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

### Abstract

Volcanic rocks with composition of basalt and possibly Lower Paleozoic (Devonian) age are present in the Kuh-e-Abdolkhosro (Pol-e-Khavand, Anarak area). These rocks with 120 m thickness consist of clinopyroxene (augite), plagioclase (albite), alkali-feldspar (sanidine, anorthoclase), chlorite (corundophilite by alteration of olivine, and clinocllore scattered in the groundmass), amphibole (schermakite hornblende), garnet (spessartine), calcite, sericite and opaque minerals (magnetite and ilmenite). As the most of Paleozoic basalts of Iran, these rocks are not different in texture and mineralogy that are evidences of limited differentiation of their parental magma. On the basis of the geochemical studies and tectonic setting patterns, these rocks resemble as WPTB (within plate tholeiitic basalts) and transitional basalts. In chondrite-normalized spidergrams, they are more enriched in LREE than the HREE.

**Key words:** Anarak, Basalt, Padeha, Paleozoic, Pol-e-Khavand, Devonian

\* torabighodrat@yahoo.com

## Alteration characteristics of the Abtorsh- Youzbashichai area and the analysis of geochemical behavior of elements (major and trace), in alteration environment

Nahid Asadi <sup>1</sup>, Mohammad Hashem Emami <sup>\*1,2</sup> and Monireh Kheirkhah <sup>1</sup>

<sup>1</sup> Department of Petrology, Earth Science Institute, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

<sup>2</sup> Department of Geology, Faculty of Science, Islamic Azad University, Islamshahr Branch, Islamshahr, Iran

### Abstract

The Abtorsh- Youzbashichai alteration zone, located in Tarom zone, is an obvious example of hydrothermal type alteration that found in trachyandesitic tuffs and lavas. Based on the field observations, mineralogical and geochemical investigations and satellite images there are argillic, advanced argillic, alunite and silic zones in this altered area. These zones exhibit a regular zonation from down to up. Some evidences such as following of alteration from rock fractures system and the patches of unaltered host rock in alteration body also confirm the hydrothermal type alteration in this area. Considering widespread existence of some minerals such as kaolinite, alunite, jarosite, and silica in alteration paragenesis and the trend of enrichment and depletion of elements (major & trace) observed in alteration stages, it seems that this area is influenced by acid- sulfate (high sulfidation) type alteration. The diagrams and alteration reactions confirm that enrichment or depletion of elements in alteration stages depends on their geochemical nature, their abundances in source rock, the type of altered minerals and their structures as well as physicochemical properties of alteration solutions.

**Key words:** Abtorsh, alunite, Acid- sulfate alteration, Kaolinite, Hydrothermal, Youzbashichai

\* hashememami@yahoo.com

## Structural, textural, mineralogical and geochemical features and the pattern of the Angoran ore deposit in the Sedex-VMS-MVT triangle

Mohammad Hassan Ebrahimi, Alijan Aftabi \* and Ramin Mohamadi Niaei

Department of Geology, Faculty of Science, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

### Abstract

The Angouran Zn-Pb deposit is located about 120 Km Zanjan Province, within Sanandaj-Sirjan Zone. The deposit occurs in metamorphosed schists and marbles of Proterozoic age. The deposit contains about 4.7 Mt of sulfide ore, grading 27.7% Zn, 2.4% Pb and 110 g/t Ag and 14.6 Mt of oxidized carbonate ores, grading 22% Zn and 4.6% Pb. The Angouran Sedex deposit formed as a result of continental rifting and exhalation of seawater hydrothermal solutions into the seafloor and syngenetic exhalation of sphalerite and galen within shales and carbonates. The deposit was then metamorphosed along with schists and marbles. Supergene oxidation of sulfide minerals and redeposition and replacement of zinc and lead formed the non-sulfide carbonate ores in Quaternary period. Based on structural, textural, mineralogical and geochemical evidence such as sulfides-schists foliation in marbles and schists, elongation of pyrite and sphalerite, high grade of Zn (28%), low grade of Cu (0.014%), and the absence of space filling and vein controlled mineralization, the Angouran Zn-Pb deposit resembles the exhalative sedimentary (Sedex) deposit, rather than Mississippi valley type (MVT) or volcanogenic massive sulfide (VMS) deposit.

**Key words:** Angoran, Geochemistry, Ore deposit, Sedex

\* aftabi@mail.uk.ac.ir

Content

- |  |   |
|--|---|
| ◆ <b>Structural, textural, mineralogical and geochemical features and the pattern of the Angoran ore deposit in the Sedex-VMS-MVT triangle</b><br><small>Mohammad Hassan Ebrahimi, Alijan Aftabi and Ramin Mohamadi Niaei</small>                          | 1 |
| ◆ <b>Alteration characteristics of the Abtorsh- Youzbashichai area and the analysis of geochemical behavior of elements (major and trace), in alteration environment</b><br><small>Nahid Asadi, Mohammad Hashem Emami and Monireh Kheirkhah</small>        | 2 |
| ◆ <b>Petrology of Devonian basalts from Pol-e-Khavand area (SE of Anarak, NE of Isfahan)</b><br><small>Ghodrat Torabi and Fatemeh Hashemi</small>  | 3 |
| ◆ <b>Morphological, structural, textural and mineralogical evidences of pillow lavas from Ganj complex, Southeastern Kerman</b><br><small>Alireza Shaker Ardakani, Mohsen Arvin and Roland Oberhänsli</small>  | 4 |
| ◆ <b>The study of geochemical characteristics of Natanz plutonic complex, North of Isfahan</b><br><small>Maryam Honarmand, Mohsen Moayyed , Ahmad Jahangiri, Jamshid Ahmadian and Noushin Bahadoran</small>  | 5 |
| ◆ <b>The study of fluid inclusion and mineralogy in the hydrothermal alterations of Astaneh granitoids (Sanandaj Sirjan zone)</b><br><small>Rahimeh Miskaly, Mousa Kalimi Noghreyan, Mohammad Ali Makki zadeh, Batoul Taghipour and Zahra Tahmasbi</small> | 6 |
| ◆ <b>An outline of very low-grade metabasites of Kamal Abad (west of Naein, Isfahan province)</b><br><small>Mojgan Javanmardi and Iraj Noorbehesht</small>   | 7 |

**Referees committee (1<sup>st</sup> Year, No. 3, Autumn 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:

<b>Dr. Alijan Aftabi</b>	Shahid Bahonar University
<b>Dr. Farimah Ayati</b>	Payame Noor University
<b>Dr. Hashem Bagheri</b>	University of Isfahan
<b>Dr. Ali Darvish zadeh</b>	Islamic Azad University, Lahijan Branch
<b>Dr. Alireza Davoudian Dehkordi</b>	University of Shahrkord
<b>Dr. Ali Kananian</b>	University of Tehran
<b>Dr. Mahmoud Khalili</b>	University of Isfahan
<b>Dr. Hasan Mirnejad</b>	University of Tehran
<b>Dr. Hadi Shafaii Moghadam</b>	University of Damghan
<b>Dr. Moussa Kalimi Noghreyan</b>	University of Isfahan
<b>Dr. Iraj Noorbehesht</b>	University of Isfahan
<b>Dr. Mohammad Rahgoshay</b>	Shahid Beheshti University
<b>Dr. Jamshid Shahabpour</b>	Shahid Bahonar University
<b>Dr. Batoul Taghipour</b>	University of Shiraz
<b>Dr. Zahra Tahmasbi</b>	University of Lorestan

**Petrology (Scientific Research Journal)**  
1<sup>st</sup> Year, No. 3, Autumn 2010  
ISSN: 2228-5210

**Managing Editor:** Dr. Mahmoud Khalili

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

**Editorial Board**

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

**Executive and Manuscript Manager:** Fariba Hadian

**Literary Editor:** Naser Karimpour

**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: Summer 2011

# Petrology

1<sup>st</sup> Year, No. 3, Autumn 2010

Published by  
University of Isfahan Research Center