پترولوژی

مجله علمی پژوهشی دانشگاه اصفهان

سال چهارم - شماره سیزدهم - بهار ۱۳۹۲

شاپای چاپی: ۵۲۱۰-۲۲۲۸ شاپای الکترونیک: ۲۱۸۲-۲۳۲۲

زمان‌سنجی رشد پورفیروبلاست‌ها و ارتباط آن با گامه‌های دگرریختی در سنگ‌های دگرگون منطقه همدان ۱-۱۸

لیلی ایزدی‌کیان، محمد محجل کفشدوز، سید احمد علوی، علی اصغر سپاهی گرو و سید جعفر حسینی‌دوست

پتروگرافی و شیمی‌کانی دایک‌های الئوسن کوه کم‌خاشک (شمال خور، استان اصفهان) ۱۹-۳۲

حمیده عباسی و قدرت ترابی

استفاده از داده‌های آماری پراکندگی اندازه بلورهای پیروکسن در مطالعه فرآیندهای پترولوژی مراکز آتشفشانی شمال‌شرق قروه، کردستان ۳۳-۴۶

اشرف ترکیان، نفیسه صالحی و معصومه کرد

زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی در گارنت‌های اسکارنی در کانسار خوت و پناهکوه، غرب یزد ۴۷-۶۶

اعظم زاهدی، محمد بومری و محمدعلی مکی‌زاده

دگرسانی سدیک- کلسیک در سنگ میزبان کانسار آپاتیت- مگنتیت اسفوردی ۶۷-۸۰

صدیقه تقی‌پور، علی کنعانیان و محمود خلیلی

بررسی روند تکامل و خروج جریان‌های بازالتی گندم بریان، شمال شهداد، کرمان ۸۱-۹۸

داود رئیسی، سید حسام‌الدین معین‌زاده میرحسینی، احمد عباس‌نژاد و سارا درگاهی

پترولوژنز دایک‌های هورنبلندیتی جنوب غرب سلطان‌آباد (شمال‌شرق سبزوار) ۹۹-۱۱۸

محسن نصرآبادی

پترولوژی

علمی پژوهشی

سال چهارم - شماره سیزدهم - بهار ۱۳۹۲

Petrology

4th Year, No. 13

Spring 2013

ISSN: 2228-5210

Timing of porphyroblasts growth and their relation to deformation stages in metamorphic rocks of the Hamedan area .. 1

Leyli Izadi Kian, Mohammad Mohajjel Kafshdouz, Seyed Ahmad Alavi, Ali Asghar Sepahi Garoo and Seyed Jafar Hoseini dust

Petrography and mineral chemistry of Eocene dykes from Kuh-e-Kam Khashak (North of Khur, Isfahan province) 2

Hamideh Abbasi and Ghodrat Torabi

The use of quantitative data crystal size distributions (CSD) of pyroxenes crystals in study of petrological process of NE-Qorveh volcanic centers (Kurdistan) 3

Ashraf Torkian, Nafiseh Salehi and Masoomeh Kord

REE geochemistry in skarn garnets from Khut and Panah-Kuh Ore feposit, West of Yazd 4

Azam Zahedi, Mohammad Boomeri and Mohammad Ali Mackizadeh

Sodic-calcic alteration in the host rocks of the Esfordi magnetite-apatite deposit 5

Sedigheh Taghipour, Ali Kananian and Mahmoud Khalili

Evaluation of evolution and emission of Gandom Berian's basaltic flows-north of Shahdad, Kerman 6

Davoud Raeisi, Seyed Hesam-aldin Moeinzadeh Mirhosseini, Ahmad Abbasnejad and Sara Dargahi

Petrogenesis of hornblenditic dykes from southwest Soltan Abad (NE Sabzevar) 7

Mohsen Nasrabady

بسم الله الرحمن الرحیم

پترولوژی

علمی-پژوهشی

سال چهارم - شماره سیزدهم - بهار ۱۳۹۲

مجلهٔ پتـرولوژی بر اسـاس ابلاغیـه شـمارهٔ ۳/۱۱/۲۰۰۳ مـورخ ۱۳۸۸/۱۲/۰۱ کمیسـیون نشـریات علمـی وزارت علـوم، تحقیقـات و فنـاوری، دارای درجـه **علمـی-پژوهشـی** و شماره استاندارد بین‌المللی ۵۲۱۰-۲۲۲۸ (نسخه چاپی) و شـماره اسـتاندارد بـین‌المللـی ۲۱۸۲-۲۳۲۲ (نسخه الکترونیک) از سازمان اسناد و کتابخانه ملی جمهوری اسلامی ایـران می‌باشد.

مجلـه پتـرولوژی حاصـل همکـاری دانشـگاه‌هـای اصـفهان، بـوعلی سـینا، پیـام نـور مرکـز اصـفهان، تبریـز، شـهید بهشـتی، صـنعتی شـاهرود و فردوسـی مشـهد است.

متن کامل مجله در پایگاه‌های اطلاع‌رسانی زیر نمایه می‌شود:

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

اطلاعات مجله در پایگاه زیر فهرست شده است:

اولریخ: راهنمای بین‌المللی نشریات ادواری	http://ulrichsweb.serialssolutions.com

چاپ و لیتوگرافی: انتشارات دانشگاه اصفهان
ناشر: دانشگاه اصفهان
چاپ: تابستان ۱۳۹۲

پتـــــرولوژی
شماره استاندارد بین‌المللی (چاپی): ۵۲۱۰- ۲۲۲۸
شماره استاندارد بین‌المللی (الکترونیک): ۲۱۸۲- ۲۳۲۲
سال چهارم - شماره سیزدهم - بهار ۱۳۹۲
علمی - پژوهشی

صاحب امتیاز: معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان

مدیر مسؤول: دکتر محمود خلیلی استاد، دانشگاه اصفهان

سردبیر: دکتر ایرج نوربهشت استاد، دانشگاه اصفهان

اعضای هیأت تحریریه

دکتر ناصر ارزانی دانشیار، دانشگاه پیام نور اصفهان
دکتر داریوش اسماعیلی دانشیار، دانشگاه تهران
دکتر صدرالدین امینی استاد، دانشگاه خوارزمی
دکتر محمود خلیلی استاد، دانشگاه اصفهان
دکتر علی درویش‌زاده استاد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان
دکتر محمد رهگشای دانشیار، دانشگاه شهید بهشتی
دکتر علی اصغر سپاهی گرو استاد، دانشگاه بوعلی سینا
دکتر محسن مؤذن استاد، دانشگاه تبریز
دکتر سید احمد مظاهری استاد، دانشگاه فردوسی مشهد
دکتر حسین مهدی‌زاده شهری استاد، دانشگاه صنعتی شاهرود
دکتر ایرج نوربهشت استاد، دانشگاه اصفهان

مدیر اجرایی: فریبا هادیان (کارشناس ارشد)

ویراستار انگلیسی تخصصی: دکتر محمود خلیلی
ویراستار تخصصی: اکرم السادات میرلوحی
صفحه‌آرای تخصصی: اکرم السادات میرلوحی
ناشر: انتشارات دانشگاه اصفهان

نشـــانی: اصـفهان- خیابـان هـزار جریـب - دانشـگاه اصـفهان- سـاختمان کتابخانـه مرکـزی- معاونـت پـژوهش و فنـاوری- طبقـه دوم اداره چاپ، انتشارات و مجلات - کد پستی: ۸۱۷۴۶۷۳۴۴۱- دفتر مجله پترولوژی
نشانی پست الکترونیک: petrology@res.ui.ac.ir
پایگاه اختصاصی مجله: http://uijs.ui.ac.ir/ijp
شماره تماس: ۷۹۳۴۲۵۵-۳۱۱-۹۸+
شماره دورنگار: ۷۹۳۲۱۷۷-۳۱۱-۹۸+

راهنمای نگارش مقاله در مجله پتـــــرولوژی

مجلـهٔ پتـــــرولوژی مجلـه‌ای بـا درجـهٔ علمـی - پژوهشـی اسـت کـه توسـط دانشـگاه اصـفهان و بـا همکـاری دانشگاه بوعلی سینا، دانشگاه پیام نور اصفهان، دانشگاه تبریز، دانشگاه شهید بهشتی، دانشگاه صنعتی شـاهرود و دانشگاه فردوسی مشهد به منظور معرفی دستاوردهای علمی در زمینه پترولوژی و علوم مـرتبط بـا آن از جملـه: پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی، پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، پتروژنز، پترولوژی تجربی، ژئوشـیمی سنگ‌ها و کانی‌ها، دگرسانی و سنجش از دور، پترولوژی و بازسازی گذشته زمین‌شناسی، پترولوژی و زمین‌شناسی زیست محیطی، پترولوژی کانسارها و تکتونیک صفحه‌ای، کانی‌شناسی، پتروفابریـک، ژئوکرونولـوژی و ژئوشـیمی ایزوتوپ‌ها و پترولوژی سنگ‌های آسمانی دایر گردیده است.
از پژوهشگران گرامی که برای مجله علمی- پژوهشی پترولوژی 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 دیگـر بـه چـاپ نرسـیده و یـا در حـال بررسـی توسـط مجله‌ای دیگر نباشد.
۲- از آنجایی که ارسال مقاله به دفتر مجله پترولوژی بایستی با اطلاع و موافقت همه مؤلفان مقاله باشد، پر کـردن فـرم Copyright الزامی است.
۳- مقالات باید توسط نرم‌افزار Microsoft Office Word در کاغذ A4، به صورت یک رو و یک ستونی، بـا حاشـیه‌هـای متن ۳ سانتی‌متر از چهار طرف، فاصله خطوط ۱/۵ سانتی‌متر و حداکثر در ۲۰ صفحه تایپ شده باشد.
۴- تمامی صفحات مقاله باید شماره‌گذاری شده باشند. محل قرارگیری شماره صفحات قسـمت پـایین و وسـط صـفحه باشد.
۵- مقالات ارائه شده باید به ترتیب دارای بخش‌های زیر باشند (عنوان‌ها به ترتیـب زیـر و عینـاً بـا واژه‌هـای زیـر ذکـر شوند):
عنوان، نام نویسندگان، نشانی نویسندگان، چکیـده فارسـی، واژه‌هـای کلیـدی، مقدمـه، زمـین‌شناسـی منطقـه (نتـایج بررسی‌های صحرایی و ارتباط واحدهای سنگی)، روش انجام پـژوهش، پتروگرافـی، شـیمی‌کـانی‌هـا، ژئوشـیمی، بحـث، نتیجه‌گیری، سپاسگزاری، منابع، Title، Author's Name، Author's Address، Abstract، Key words.
۶- نام نویسندهٔ پاسخگو (Corresponding Author) با علامت ستاره مشخص شده باشد.
۷- شکل‌ها و جدول‌های مقاله، در جای مناسب خود در درون متن مقاله قرار داشته باشند.
۸- 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 توسـط محققـان غیـر فارسی زبان نیز مورد استفاده قرار گیرد.
چکیده انگلیسی مقاله بایستی در صفحهٔ آخر مقاله آورده شود. این بخش باید ترجمه دقیـق و یکسـان چکیـده فارسـی بوده و همراه با عنوان (Title)، نام (Authors' Names) و نشانی نویسندگان (Authors' Addresses) و واژه‌هـای کلیـدی (Key words) به زبان انگلیسی باشد.
از درج هرگونه پاورقی برای بیان توضیحات یا معادل انگلیسی و فارسی اصطلاحات یا نـام افـراد خـودداری شـود. بهتـر است در حد امکان از معادل فارسی اصطلاحات استفاده شود.

نحوه مرجع‌دهی در متن مقاله:

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

نمونه مثالی:

ابتدای جمله:

Jackson و همکاران (۲۰۰۵) بررسی کردند ...

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

وسط جمله:

... با توجه به مطالعات Holland و Blundy (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 گرمابی فراهم می‌آید (Chao *et al*., 1992; Chao *et al*., 1997).

نحوه مرجع‌دهی در فهرست انتهایی مقاله:

در فهرست منابع مورد استفاده، باید ابتدا منابع فارسی و سپس منابع انگلیسی به ترتیب حروف الفبا ارائه شوند.

از آنجایی که مقالات زیر چاپ (In press) دارای شماره صفحه نیستند، لذا DOI مقالات در حال چاپ در انتهای منبع ذکر گردد.

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

الف) مرجع دهی به مقاله

به ترتیب شامل: نام نویسندگان، سال، عنوان مقاله، عنوان کامل مجله، شمارهٔ مجلد، شمارهٔ صفحات.

نمونه فارسی:

سیاری، م.، نوربهشت، ا.، ترابی، ق. و داوودیان دهکردی، ع. (۱۳۸۷) کریستال شیمی و مقایسه ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و انکلاوهای آذرین بازیک 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) مرجع‌دهی به کتاب

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

نمونه فارسی:

معین وزیری، ح. و احمدی، ع. (۱۳۸۰) پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین. انتشارات دانشگاه تربیت معلم، تهران.

آقانباتی، ع. (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

نمونه انگلیسی:

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

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

راهنمای نگارش مقاله در مجله پتـــــرولوژی

پ) مرجع‌دهی به بخشی از کتاب

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

پ) مرجع‌دهی به ترجمه کتاب

رولینسون، ه. (۱۳۸۱) کاربرد داده‌های ژئوشیمیایی: ارزیابی، نمایش، تفسیر. ترجمهٔ کریم‌زاده ثمرین، ع. انتشارات دانشگاه تبریز، تبریز.

ت) مرجع‌دهی به پایان‌نامه

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

نمونه فارسی:

پیرنیا، ت. (۱۳۸۶) پترولوژی پریدوتیت‌های گوشته افیولیت نایین. پایان‌نامهٔ 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) مرجع‌دهی به همایش‌ها

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

نمونه فارسی:

مختاری، م. ع. ا. (۱۳۸۴) پتروگرافی و پترولوژی توده نفوذی کمتال (خاور جلفا و سیه‌رود). 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. 5th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology, Greece.

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

ج) مرجع‌دهی به نقشه‌ها

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

نمونه:

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

چ) شکل‌ها و جدول‌ها

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

نمونه:

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

داوران علمی این شماره (سال چهارم - شماره سیزدهم - بهار ۱۳۹۲)

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

دکتر فریماه آیتی	دانشگاه پیام نور
دکتر سید نعیم امامی	دانشگاه شهرکرد
دکتر علی اکبر بهاری‌فر	دانشگاه پیام نور مرکز ابهر
دکتر قدرت ترابی	دانشگاه اصفهان
دکتر محمود خلیلی	دانشگاه اصفهان
دکتر محمد حسین زرین‌کوب	دانشگاه بیرجند
دکتر شهرزاد شرافت	دانشگاه پیام نور مرکز شاهین‌شهر
دکتر سید محسن طباطبایی منش	دانشگاه اصفهان
دکتر عبدالناصر فضل‌نیا	دانشگاه ارومیه
دکتر علی کنعانیان	دانشگاه تهران
دکتر محسن مؤذن	دانشگاه تبریز
دکتر محسن مؤید	دانشگاه تبریز
دکتر فریبرز مسعودی	دانشگاه شهید بهشتی
دکتر سید حسام‌الدین معین‌زاده میرحسینی	دانشگاه شهید باهنر کرمان
دکتر آزاده ملک‌زاده شفارودی	دانشگاه فردوسی مشهد
دکتر علیرضا ندیمی شهرکی	دانشگاه اصفهان
دکتر موسی کلیمی نقره‌ئیان	دانشگاه اصفهان
دکتر ایرج نوربهشت	دانشگاه اصفهان

راهنمای نگارش مقاله در مجله پتـــــرولوژی

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

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

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

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

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

نحوه ارسال مقاله

مقالات بایستی در برنامه Microsoft word 2003 تنظیم و به همراه فرم Copyright (فایل پیش‌نیاز) توسط عضو هیأت علمی در پایگاه اختصاصی مجله پترولوژی به نشانی http://uijs.ui.ac.ir/ijp ارسال گردد.

تماس با ما

شماره تماس: ۷۹۳۴۲۵۵- ۰۳۱۱

دورنگار: ۷۹۳۲۱۷۷- ۰۳۱۱

نشانی پست الکترونیک: petrology@res.ui.ac.ir

پایگاه الکترونیک: http://uijs.ui.ac.ir/ijp

اصفهان- خیابان هزار جریب- دانشگاه اصفهان- ساختمان کتابخانه مرکزی- طبقه دوم- اداره چاپ، انتشارات و مجلات

دفتر مجلهٔ پتـــرولوژی- کدپستی: ۸۱۷۴۶۷۳۴۴۱

مجلهٔ علمی - پژوهشی پتـــــرولوژی
سال چهارم - شماره سیزدهم - بهار ۱۳۹۲
شماره استاندارد بین‌المللی (چاپی): ۵۲۱۰- ۲۲۲۸
شماره استاندارد بین‌المللی (الکترونیک): ۲۱۸۲- ۲۳۲۲

فهرست

◆ **زمان‌سنجی رشد پورفیروبلاست‌ها و ارتباط آن با گامه‌های دگریختی در سنگ‌های دگرگون منطقه همـــدان ۱-۱۸**
لیلی ایزدی‌کیان، محمد محجل کفشدوز، سید احمد علوی، علی اصغر سپاهی گرو و سید جعفر حسینی‌دوست

◆ **پتروگرافی و شیمی‌کانی دایک‌های ائوسن کوه کم‌خاشک (شمال خور، استان اصفهان) ۱۹-۳۲**
حمیده عباسی و قدرت ترابی

◆ **استفاده از داده‌های آماری پراکندگی اندازه بلورهـــای پیروکســـن در مطالعـــه فرآینـــدهای پترولـــوژی مراکـــز آتشفشانی شمال‌شرق قروه، کردستان ۳۳-۴۶**
اشرف ترکیان، نفیسه صالحی و معصومه کرد

◆ **زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی در گارنت‌های اسکارنی در کانسار خوت و پناهکوه، غرب یزد ۴۷-۶۶**
اعظم زاهدی، محمد بومری و محمدعلی مکی‌زاده

◆ **دگرسانی سدیک- کلسیک در سنگ میزبان کانسار آپاتیت- مگنتیت اسفوردی ۶۷-۸۰**
صدیقه تقی‌پور، علی کنعانیان و محمود خلیلی

◆ **بررسی روند تکامل و خروج جریان‌های بازالتی گندم بریان، شمال شهداد، کرمان ۸۱-۹۸**
داود رئیسی، سید حسام‌الدین معین‌زاده میرحسینی، احمد عباس‌نژاد و سارا درگاهی

◆ **پتروژنز دایک‌های هورنبلندیتی جنوب غرب سلطان‌آباد (شمال‌شرق سبزوار) ۹۹-۱۱۸**
محسن نصرآبادی

پتـــرولوژی، سال چهارم، شماره سیزدهم، بهار ۱۳۹۲، صفحه ۱-۱۸
تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۸/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۲/۱۲

زمان‌سنجی رشد پورفیروبلاست‌ها و ارتباط آن با گامه‌های دگریختی در سنگ‌های دگرگون منطقه همدان

لیلی ایزدی‌کیان [۱] *، محمد محجل کفشدوز [۲]، سید احمد علوی [۳]، علی اصغر سپاهی گرو [۱] و سید جعفر حسینی‌دوست [۱]

[۱] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
[۲] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران
[۳] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

چکیده

مطالعه ساختاری در شیست‌های ژوراسیک منطقه همدان، شواهد دست کم چهار گامه دگریختی را نشان می‌دهد که با رخدادهای دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی همراه بوده است. پورفیروبلاست‌های متعددی در این سنگ‌های دگرگونی به‌صورت قبل، هم‌زمان و بعد از گامه‌های دگریختی رشد کرده‌اند. آندالوزیت به‌صورت قبل از D_2 و هم‌زمان با D_2 رشد کرده است. برخی از آندالوزیت‌ها که در اثر دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی تشکیل شده‌اند توسط تنش‌های کششی بودین شده و فضای فاصله‌های بودین‌ها با کوارتز اشغال شده است. آندالوزیت‌های سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای جهت‌دار بوده و امتداد غالب آن‌ها به سمت جنوب‌شرق است. گارنت به‌صورت قبل یا هم‌زمان با D_1، بعد از D_1، هم‌زمان با D_2، بعد از D_2 و احتمالاً هم‌زمان با D_3 و بعد از D_3 در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای رشد کرده است. استارولیت به‌صورت قبل از D_2 و احتمالاً هم‌زمان با D_1، هم‌زمان با D_2 و بعد از D_3 تشکیل شده است. سیلیمانیت نیز اکثراً در قالب پورفیروبلاست‌های آندالوزیت و یا به‌صورت فیبرولیت در گامه چهارم رشد کرده است. کردیریت در اثر هر دو رخداد دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی رشد کرده است. در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای کردیریت هم‌زمان با D_2 و بعد از D_2 تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: پورفیروبلاست، دگریختی، دگرگونی، همدان

مقدمه

منطقه همدان در بخشی از پهنه سنندج- سیرجان (Stocklin, 1968) و در زیر پهنه دگریختی‌های پیچیده (محجل و سهندی، ۱۳۷۸) قرار دارد (شکل ۱). این منطقه به‌طور عمده متشکل از سنگ‌های دگرگونی و نفوذی مزوزوئیک است (Baharifar *et al*., 2004). مجموعه نفوذی الوند در منطقه همدان شامل سنگ‌های مافیک و حدواسط است که پیوستگی و قرابت ژنتیکی نشان می‌دهند (سپاهی‌گرو و معین‌وزیری، ۱۳۷۹). گرانیت‌های پورفیروئید (مونزوگرانیت‌ها) که حجم اصلی

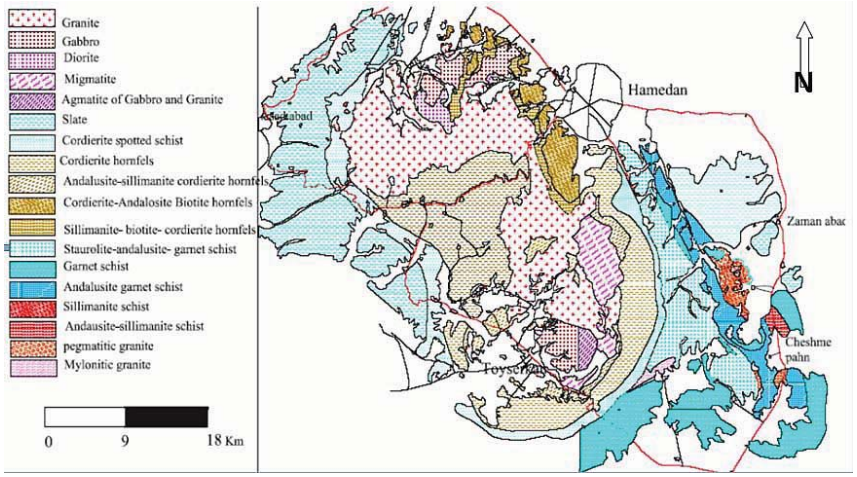
* l.izadi@basu.ac.ir

توده نفوذی را تشکیل می‌دهند در دو گامه تزریق شده‌اند (سپاهی‌گرو و معین‌وزیری، ۱۳۷۹). سنگ‌های دگرگونی این منطقه دارای پروتولیت‌های گوناگون هستند که بیش‌ترین حجم آن‌ها به متاپلیت‌ها تعلق دارد (معین‌وزیری و بهاری‌فر، ۱۳۷۶). منطقه همدان که توسط سنگ‌های رسوبی دگرگون شده مزوزوئیک پوشیده شده است تحت تأثیر تاریخچه تکتونیکی و دگرگونی پیچیده قرار گرفته است. در مطالعات جدید سن دگرگونی ناحیه‌ای قبل از ژوراسیک میانی بوده است (Shahbazi *et al*., 2010). بیشتر سنگ‌های دگرگونی بیش از یک گامه دگریختی و یا دگرگونی را نشان می‌دهند. با بررسی دقیق سیماهای کانی‌شناسی و بافتی سنگ می‌توان از پیوند میان فازهای دگرگونی درک درستی داشت و چگونگی ارتباط آن‌ها را با رویدادهای دگرگونی و دگریختی ویژه دریافت. منطقه همدان نیز از این امر مستثنی نیست.

اطلاعات موجود در ساختار درون و پیرامون پورفیروبلاست‌های سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان در این نوشتار بحث شده‌اند. مقایسه پورفیروبلاست‌ها و ارتباط آن‌ها با زمینه احاطه کننده، اطلاعات گرانبهایی در مورد فازهای دگریختی و زمان نسبی رشد پورفیروبلاست نسبت به فاز دگریختی ارائه می‌کند (Passchier and Trouw, 2010). در این مقاله سعی بر آن شده است که با تشخیص بین رشد پورفیروبلاست‌های قبل، هم‌زمان، بین و بعد از تکتونیک، رابطه حوادث دگرگونی و فازهای دگریختی تبیین و تعیین شود.

دگریختی‌ها

معمولاً در مناطقی که چندین حادثه دگریختی را تجربه کرده‌اند شناسایی دگریختی‌های نخستین به سختی صورت می‌گیرد و منطقه همدان نیز که در بخش دگریختی‌های پیچیده پهنه سنندج- سیرجان قرار دارد (محجل و سهندی، ۱۳۷۸) از این امر مستثنی نیست. به‌ویژه پدیده فراگذاری (transposition) باعث شده که مشاهده و تشخیص چین‌های نسل اول به‌جز در طرح‌های تداخلی چین‌های نسل‌های مختلف، به سختی صورت گیرد.



شکل ۱- موقعیت زمین‌شناسی منطقه همدان، تلفیقی از نقشه‌های ۱/۱۰۰۰۰۰ همدان، تویسرکان، ملایر و نهاوند

دگریختی اول باعث افزایش فشار در منطقه تا مرز تبلور آندالوزیت (کمتر از ۳/۷۵ کیلوبار) شده و حرارت دگرگونی پورفیروبلاست‌های گارنت و آندالوزیت را تشکیل داده است (بهاری‌فر، ۱۳۸۳). در نخستین مرحله دگریختی منطقه، نیروهای زمین‌ساختی همراه با فاز حرارتی باعث دگرگون شدن سنگ‌ها و رسوبات شده و چین‌های نسل اول را در منطقه تشکیل داده اند. چین‌های مربوط به دگرشکلی اول در محل‌های محدودی از زیرپهنه دگرشکلی‌های پیچیده سنندج- سیرجان مشاهده شده‌اند (محجل، ۱۳۷۸). این چین‌ها همچنین در منطقه آلموقولاق واقع در شمال‌غرب توده الوند معرفی و بررسی شده است (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۳ و محجل و ایزدی‌کیان، ۱۳۸۷). در منطقه همدان، چهار گامه دگریختی در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شکل‌پذیر شناسایی شده‌اند و در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی منطقه تنها سه گامه در مشاهدات صحرایی دیده می‌شود (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۸). البته در مطالعه نوزعیم (۱۳۸۲) در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه چشمه‌پهن، پنج گامه دگریختی معرفی شده است. شواهد گامه پنجم در بررسی‌های بیشتر در پیرامون منطقه الوند مشاهده نشد و ریزچین‌های گامه پنجم به‌صورت محلی در منطقه چشمه پهن مشاهده شد. در نخستین گامه دگریختی منطقه (D_1) برگ‌واره (S_1) و چین‌های گامه اول (F_1) تشکیل شده است (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۸). برگ‌واره گامه اول با رشد کانی‌های صفحه‌ای (مسکوویت و بیوتیت) به موازات سطح محوری چین‌های گامه اول در منطقه تشکیل شده که به‌علت پدیده فراگذاری (Transposition) اغلب موازی با لایه‌بندی دیده می‌شود و از نوع برگ‌وارگی پیوسته اسلیتی (slaty cleavage) و شیستی (continuous schistosity) دیده می‌شود (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۸). با پیشروی دگرشکلی در منطقه، آثار این برگ‌وارگی بسیار کم و اغلب با برگ‌وارگی دوم موازی شده است، به‌طوری‌که آن‌ها را نمی‌توان از هم تفکیک کرد. به‌علت دیده نشدن چین‌های ایجاد کننده این برگ‌وارگی در بخش شمال‌غربی زیرپهنه دگرشکلی‌های پیچیده (complexly deformed subzone) سنندج- سیرجان، ماهیت این برگ‌وارگی کاملاً شناخته نشده بود و اغلب به‌عنوان لایه‌بندی ترکیبی که در اثر فراگذاری (transposition) به‌وجود آمده و از لایه‌های غنی از کانی‌های تیره (بیوتیت و بعضاً آمفیبول) و لایه‌های غنی از کانی‌های روشن (کوارتز و فلدسپار) معرفی می‌شد (احمدی‌دزکی، ۱۳۷۸). در مطالعات قبلی که در منطقه همدان انجام شده است (فرهپور، ۱۳۷۶ و بهاری‌فر، ۱۳۷۶ و Berberian and Alavi-Tehrani, 1977) همگی برگ‌وارگی S_2 (برگ‌وارگی غالب منطقه) را به‌عنوان نخستین برگ‌وارگی (S_1) معرفی کرده‌اند و فرهپور (۱۳۷۶) و بهاری‌فر (۱۳۷۶) آن را موازی با لایه‌بندی و Berberian و Alavi-Tehrani (۱۹۷۷) آن را (S_1) به موازات صفحه محوری چین‌های نسل اول معرفی کردند. نوزعیم (۱۳۸۲) این برگ‌وارگی را برای نخستین‌بار در منطقه چشمه پهن- نهینجه به موازات لایه‌بندی اولیه (bedding parallel foliation) مشاهده و آن را S^* معرفی می‌کند و تشکیل آن را توسط نخستین مرحله دگریختی (M_1) که قبل از نخستین مرحله دگریختی (D_1) به‌صورت ایستا رخ داده است می‌داند که در آن تنش و نیروهای جانبی دخالت نداشته‌اند. اما در منطقه آلموقولاق، برگ‌وارگی اول (S^*) آشکارا در چین‌های نسل دوم تمام مجموعه‌های سنگی (مجموعه آلموقولاق، مجموعه چنارشیخ و اسلیت‌های همدان) مشاهده شد که در همه جا موازی با لایه‌بندی نبوده، آن را قطع می‌کرد. این موضوع نشان از دخالت نیروهای تکتونیکی در تشکیل نخستین برگ‌وارگی دارد و با مشاهده چین‌های نسل اول در منطقه آلموقولاق واقع در

شمال‌غرب توده الوند، تکتونیکی بودن برگ‌وارگی نسل اول به اثبات رسیده است (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۳). لایه‌بندی اولیه و برگ‌وارگی نسل اول تقریباً به موازات هم قرار دارند و از چین خوردن برگ‌وارگی نسل اول، برگ‌وارگی نسل دوم به‌صورت برگ‌وارگی کنگره‌ای شکل گرفته است (شکل ۵- الف و ب). بقایای برگ‌وارگی اول در بخش‌های میکرولیتن به‌صورت برگ‌وارگی کنگره‌ای نامتقارن (asymmetric crenulation cleavages) دیده می‌شود (شکل ۵- ب)که به‌صورت تدریجی بخش‌های کلیواژ و میکرولیتن به یکدیگر تبدیل شده‌اند. وجود بخش‌های غنی از کوارتز در بخش لولایی ریزچین‌ها و تمرکز کانی‌های ورقه‌ای در یال چین‌ها نشان می‌دهد که مکانیسم انحلال فشاری (pressure solution) در تشکیل این برگ‌وارگی نقش مهمی داشته است. همچنین در این شکل هم‌زمانی رشد پورفیروبلاست آندالوزیت و گارنت نسبت به برگ‌وارگی نسل اول دیده می‌شود و کوارتزها در لابلای برگ‌وارگی نسل اول و دوم به‌صورت پهن و مسطح قرار گرفته‌اند. بر خلاف سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای مشاهده برگ‌وارگی نسل اول در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی به‌سختی رخ می‌دهد و برگ‌واره نسل اول در هورنفلس‌ها اغلب به‌صورت شیستوزیته پیوسته (continuous schistosity) بدون حضور میکرولیتن دیده می‌شود که اغلب بیوتیت‌های بسیار ریز آن را ایجاد می‌کنند. به همراه این دگریختی، دگرگونی درجه پایین M_1 در حد رخساره شیست سبز رخ داده است. گامه دوم دگریختی توسط چین خوردن مجدد سطح محوری چین‌های گامه اول و تشکیل چین‌های گامه دوم (F_2) دیده می‌شود. برگ‌واره دوم (S_2) نیز از نوع سطح محوری بوده و موازی سطح محوری چین‌های گامه دوم در منطقه شکل گرفته است. چین‌های گامه دوم به‌صورت چین‌های بسته، فشرده تا یال موازی، مایل تا خوابیده و یال برگشته در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی تشکیل شده‌اند. این چین‌ها درگروه چین‌های مشابه (Ramsay and Huber, 1988) (کلاس‌های 1c، 2 و 3) و موازی (1B) قرار می‌گیرند (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۸). برگ‌وارگی گامه دوم بیشتر از نوع شیستوزیته سطح محوری (از نوع پیوسته تا فاصله‌دار) و در بخش‌هایی از نوع برگ‌وارگی میلونیتی است و از حالت افقی تا شیب‌دار تغییر می‌کند. بر اساس داده‌های زمین- دماسنجی، شرایط فیزیکی در طول گامه دوم دگرگونی دما به حدود ۶۵۸ درجه سانتیگراد و فشار تا ۴ کیلوبار می‌رسد (Mohajjel *et al*., 2006). در گامه سوم، دگریختی چین‌های ملایم تا باز این گامه به همراه برگ‌واره گامه سوم که آن نیز از نوع سطح محوری است تشکیل شده‌اند. این برگ‌وارگی در بخش‌هایی از شرق توده الوند برگ‌وارگی غالب را تشکیل می‌دهد و از نوع کنگره‌ای تا شکستگی تغییر می‌کند. محور چین‌های گامه سوم بر خلاف سطح محوری آن‌ها، پراکندگی زیادی نشان نمی‌دهند و بیش‌ترین میل محور چین‌های گامه سوم در روی شبکه استریونت به سمت جنوب‌شرق با روند N165 است (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۸). وجود طرح‌های تداخلی چین‌های گامه اول، دوم و سوم در سنگ‌های دگرگونی با طرح نوع سوم رمزی (Ramsay, 1967)، هم‌محور بودن دگریختی اول، دوم و سوم را تأیید می‌نمایند.

دگریختی چهارم (D_4) به‌صورت برگ‌وارگی کنگره‌ای (S_4) و خط‌واره کانیایی (L_4) حاصل از رشد سیلیمانیت خود را نشان می‌دهد. در این گامه ریزچین‌هایی ایجاد شده‌اند که اغلب با هندسه چین‌های باز هستند. این خط‌واره‌ها (L_4) در کل منطقه راستای شمال‌شرق- جنوب‌غرب را نشان می‌دهند که با روند رشد پورفیروبلاست‌های سیلیمانیت همخوانی داشته، ولی با محور چین‌های گامه قبل کاملاً تفاوت دارد. این خط‌واره در هورنفلس‌ها دیده نمی‌شود (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۸).

پورفیروبلاست‌ها

ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های دگرگون منطقه همدان متأثر از وقایع دگرگونی پی در پی در منطقه است و اغلب کانی‌های دگرگونی چند گامه از رشد و تخریب را نشان می‌دهند و در واکنش های دگرگونی شرکت کرده‌اند (سپاهی‌گرو و همکاران، ۱۳۸۵). تبلور کانی‌هایی نظیر میکاها، کوارتز، استارولیت، گارنت، کردیریت و دیگر سیلیکات‌های آلومین معمولاً در چند رویداد دگرگونی رخ داده است. به‌ویژه در اطراف توده‌های نفوذی، تعداد رخدادهای دگرگونی و در نتیجه تعداد نوبت‌های تبلور و تخریب کانی‌ها بیشتر بوده است (سپاهی‌گرو و همکاران، ۱۳۸۵). ماتریکس سنگ‌ها اغلب از کوارتز و میکا تشکیل شده است. دانه‌های کوارتز اغلب نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. در اغلب مکان‌ها، کوارتز در بین برگ‌وارگی گامه دوم به‌صورت دانه‌های طویل و تغییر شکل یافته و دارای جهت‌یابی ترجیحی است و به موازات میکاها قرار گرفته است (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۸).

میکاها

مسکوویت یا میکای سفید در سنگ‌های با درجه دگرگونی کم، مانند اسلیت‌ها، فیلیت‌ها (به‌صورت سریسیت) و میکاشیست‌ها و سنگ‌های با درجه دگرگونی متوسط، فراوان است. بیوتیت نیز در سنگ‌های متنوعی از درجه کم، متوسط و بالا دیده می‌شود به‌طوری‌که در شیست‌ها، هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها یکی از کانی‌های اصلی به‌شمار می رود (سپاهی‌گرو و همکاران، ۱۳۸۵).

استارولیت

این کانی در شیست‌های استارولیت‌دار و برخی از هورنفلس‌ها دیده می‌شود. شیست‌های استارولیت‌دار گسترده‌ترین شیست‌های منطقه هستند (اقلیمی، ۱۳۷۹). استارولیت‌های موجود در مجموعه دگرگونی منطقه همدان به‌صورت دو گروه متفاوت معرفی شده که هر گروه از آن‌ها طی یک رخداد دگرگونی جداگانه متبلور شده‌اند و از این رو می‌توان آن‌ها را گامه‌های مجزایی در نظر گرفت (جعفری و همکاران، ۱۳۸۵). استارولیت‌های گامه اول که در شیست‌ها دیده می‌شود اغلب درشت و دارای ماکل صلیبی و ضربدری هستند و گسترش فراوانی دارند. استارولیت‌های گامه دوم گسترش کمی دارند و بسیار ریز و فاقد ماکل هستند. این گامه از استارولیت‌ها در سنگ‌های دگرگونی مجاور توده‌های نفوذی مجتمع بوده و با دگرگونی مجاورتی مرتبط است (جعفری، ۱۳۸۵ و بهاری‌فر، ۱۳۸۳).

کردیریت

پیدایش این کانی در دگرگونی ناحیه‌ای در کردیریت میگماتیت و گرانولیت‌های دگرگون شده و دیگری به‌طور گسترده‌تری در دگرگونی مجاورتی رخ داده است. از ویژگی‌های مهم کردیریت گامه اول آن است که توسط فیبرولیت‌های سیلیمانیت و میکا به‌طور ناقص یا کامل جانشین شده است. کردیریت‌های گامه دوم اغلب ریزدانه هستند و در دماهای متوسط شکل گرفته‌اند (سپاهی‌گرو و همکاران، ۱۳۸۵).

کلریت

این کانی به‌صورت اولیه در سنگ‌های اسلیت و فیلیت در دگرگونی دمای پایین تشکیل شده است. با افزایش درجه دگرگونی کلریت در تشکیل کانی‌هایی مانند گارنت، استارولیت و کردیریت مصرف شده است. در طول دگرگونی پس‌رونده کانی‌هایی نظیر کردیریت، گارنت و استارولیت به کلریت ثانویه تبدیل شده‌اند (سپاهی‌گرو و همکاران، ۱۳۸۵) و یا در طی واکنش‌های برگشتی در اطراف آندالوزیت به‌همراه مسکوویت تشکیل شده است (بهاری‌فر، ۱۳۸۳).

آندالوزیت/ کیانیت/ سیلیمانیت

هر سه چندریخت سیلیکات آلومینیم در سنگ‌های منطقه و اغلب در شیست‌ها و هورنفلس‌ها و میگماتیت‌ها یافت می‌شود. حداقل دو گامه آندالوزیت، دو گامه کیانیت و سه گامه مختلف سیلیمانیت در منطقه وجود دارد. آندالوزیت‌های گامه اول فراوانی بیشتری دارند و طول آن‌ها بیشتر است. آندالوزیت در طی دگرگونی پس‌رونده به استارولیت تبدیل شده است. کیانیت نیز در برخی از شیست‌ها و هورنفلس‌ها دیده می‌شود که از تبدیل دیگر سیلیکات‌های آلومین به‌صورت مجزا حاصل شده‌اند. کیانیت‌های گامه اول دارای دگریختی هستند ولی کیانیت گامه دوم بدون دگریختی هستند. سیلیمانیت در سنگ‌های مختلف مانند سیلیمانیت شیست، رگه‌های پگماتیتی سیلیمانیت‌دار و برخی هورنفلس‌ها دیده می‌شود. سیلیمانیت گامه اول از تحول آندالوزیت در شیست‌ها و میگماتیت‌ها ایجاد شده است. گامه دوم سیلیمانیت از واکنش آندالوزیت با مذاب‌های دیوریتی و گرانیتی در اطراف درونگیرهای آندالوزیت درون دیوریت و گرانیت‌ها و سیلیمانیت گامه سوم به‌صورت فیبرولیت به خرج کانی‌هایی مثل بیوتیت، کردیریت گارنت و پلاژیوکلاز حاصل شده است (سپاهی‌گرو و همکاران، ۱۳۸۵).

گارنت

در منطقه همدان، گارنت در دگرگونی ناحیه‌ای با درجه کم، متوسط و بالا در دگرگونی مجاورتی و ناحیه‌ای یکی از کانی‌های متداول به‌شمار می‌رود. گارنت‌های منطقه از گروه پیرالسپیت و نوع آلماندن هستند. گارنت در طی دگرگونی پس‌رونده به‌ویژه از اطراف به بیوتیت و یا کلریت تبدیل شده است. گارنت به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و برخی بدون ادخال و برخی دارای ادخال هستند و در مقاطع محدودی به‌صورت گارنت اسکلتی دیده می‌شوند.

زمان‌سنجی رشد پورفیروبلاست‌ها

معیارهای بافتی زیادی برای روشن کردن روابط زمان رشد پورفیروبلاست‌ها و توسعه برگ‌وارگی پیشنهاد شده است (Prior, 1987). در این نوشتار با توجه به گامه‌های مختلف دگریختی سعی شده است رابطه هر پورفیروبلاست با هرکدام از گامه‌های دگریختی به‌دقت بررسی شود. برای این بررسی، از مقاطع تهیه شده از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی پیرامون توده الوند استفاده و برآورد کلی به‌صورت خلاصه در ادامه آورده شده است.

پورفیروبلاست‌های هم‌زمان با دگریختی گامه اول ($Syn\text{-}D_1$)

مسکوویت

این کانی از درجات پایین دگرگونی در سنگ‌ها به‌وجود آمده و از گامه اول دگریختی رشد پیدا کرده است. در زمان تشکیل برگ‌وارگی گامه دوم بعضی از مسکوویت‌ها چین خورده و برخی دیگر به تبعیت از برگ‌وارگی گامه دوم، آرایش مجدد پیدا کرده‌اند (شکل ۲- الف).

بیوتیت

این کانی آشکارا در تشکیل برگ‌وارگی گامه اول دخالت داشته و در حین تشکیل برگ‌وارگی گامه دوم چین خورده است (شکل ۲- الف).

گارنت

این کانی طیف وسیعی از تبلور را نشان می دهد. گارنت‌هایی که در گامه اول دگریختی تشکیل شده‌اند نسبت به برگ‌وارگی گامه دوم سایه فشاری متقارن دارند (شکل ۲- ب). گارنت‌هایی که از نزدیک توده گرانیت الوند برداشته شده‌اند مربوط به دگرگونی مجاورتی بوده و یا بقایایی از گارنت‌های دگرگونی ناحیه‌ای هستند و آن‌هایی که دور از توده دیده می‌شوند

در اثر دگرگونی ناحیه‌ای رشد کرده‌اند. گارنت‌های گامه اول بیشتر در بخش میکرولیتن برگ‌وارگی کنگره‌ای گامه دوم دگریختی دیده می‌شوند (شکل ۲- الف).

آندالوزیت

در برخی مقاطع آندالوزیت ساختار بین تکتونیک (Inter tectonic) نسبت به برگ‌وارگی دوم نشان می‌دهند (شکل ۳). این آندالوزیت‌ها دارای برگ‌وارگی درونی منظم هستند که برگ‌وارگی بیرونی را کاملاً قطع می‌کند و ممتد نیستند. همچنین برخی از بلورهای آندالوزیت همراه برگ‌وارگی S_1 در گامه دوم چین‌خوردگی نشان می‌دهند و نسبت به برگ‌وارگی S_2 سایه واتنشی دارند و این موضوع نشان می‌دهد که پورفیروبلاست‌های آندالوزیت در دگریختی اول و قبل از دگریختی دوم در منطقه رشد داشته‌اند (شکل ۴).

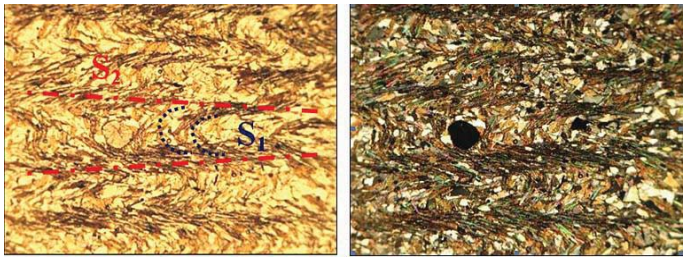
استارولیت

با توجه به شواهد صحرایی و مقاطع میکروسکوپی استارولیت‌ها در دگریختی گامه اول رشد کرده‌اند به‌طوری‌که برخی از آن‌ها در دگریختی گامه بعد بودین شده و یا با چین‌های گامه دوم چین خورده‌اند (شکل ۵- الف و ب).

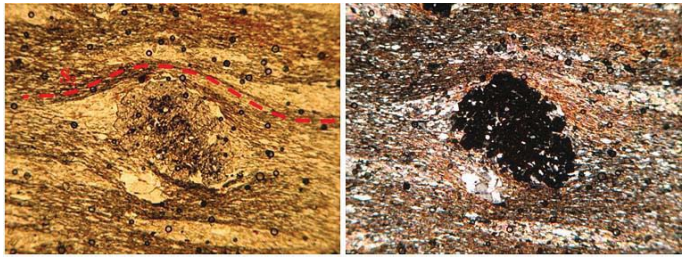
پورفیروبلاست‌های هم‌زمان با دگریختی گامه دوم ($Syn\text{-}D_2$)

مسکوویت و بیوتیت

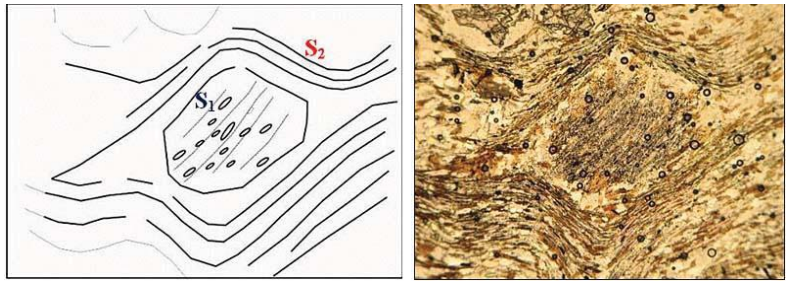
در این گامه از دگریختی کانی‌های مسکوویت و بیوتیت در راستای سطح محوری در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای به‌خوبی رشد کرده‌اند. در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی بیوتیت بیشتر از مسکوویت دیده می‌شود (شکل ۲).



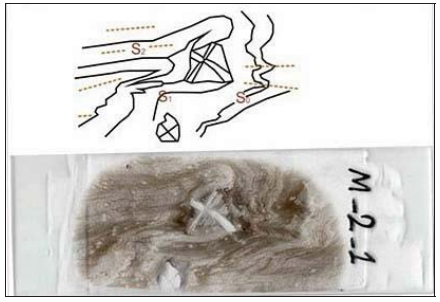
شکل ۲- الف) بیوتیت و مسکوویت سازنده برگ‌وارگی نسل اول و دوم، برگ‌وارگی نسل اول در بخش میکرولیتن دیده می‌شود. همچنین رشد گارنت هم‌زمان با D_1 بوده است که در گامه بعد در بخش میکرولیتن برگ‌وارگی کنگره‌ای قرار گرفته است، بزرگ‌نمایی 10X



شکل ۲- ب) گارنت قبل از برگ‌وارگی S_2 که کلاه واتنش و سایه کرنش نسبت به برگ‌وارگی دوم دارد، بزرگ‌نمایی 10x

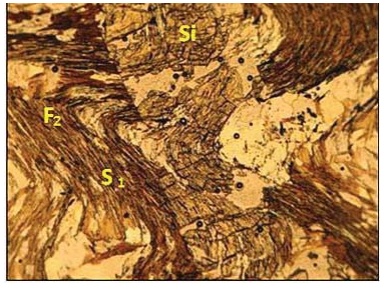


شکل ۳- آندالوزیت بین تکتونیک که فابریک داخلی آن شامل بیوتیت، مسکوویت و گرافیت ریز دانه است و کاملاً فابریک خارجی S_2 را قطع می‌کند، بزرگ‌نمایی 10X



شکل ۴- تصویر مقطع نازک از آندالوزیت گارنت شیست، آندالوزیت به‌صورت قبل تا هم‌زمان با دگریختی اول(D_1) می باشد که در چین‌خوردگی مرحله بعدی شرکت کرده است، محل نمونه برداری: شرق توده الوند

شکل ۵- الف) بلور استارولیت بودین شده که در بین قطعات آن کوارتز رشد کرده است، منطقه کمری (شرق الوند)، نگاه به E



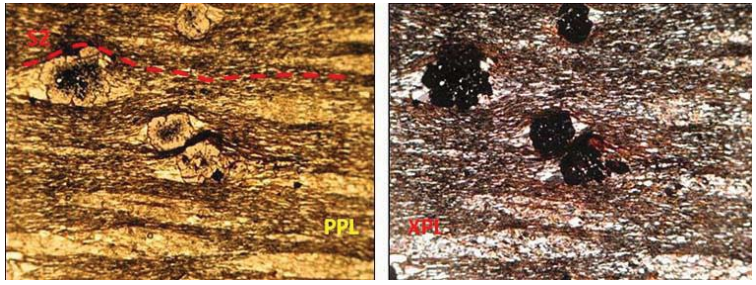
شکل ۵- ب) پورفیروبلاست استارولیت از نوع بین تا هم‌زمان با تکتونیک (syn-inter tectonic) که در بخش مرکزی بلور استارولیت برگ‌وارگی درونی (S_i) چین‌خورده و در بخش‌های انتهایی این برگ‌وارگی مستقیم است، در قسمت چپ برگ‌وارگی S_1 چین خورده و چین‌های گامه دوم تشکیل شده است، بزرگ‌نمایی 10X

گارنت

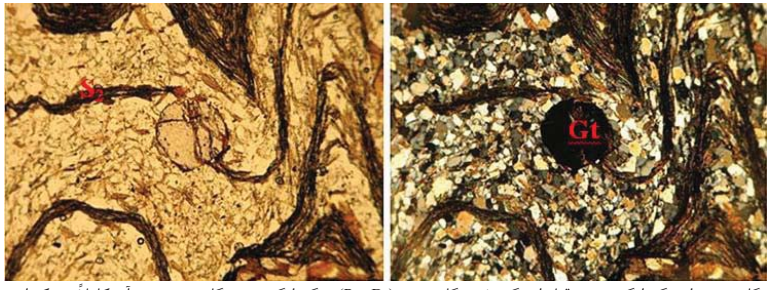
گارنت‌هایی که نسبت به برگ‌وارگی گامه دوم چرخش نشان می‌دهند و سایه فشاری نامتقارن دارند در این گامه از دگریختی تشکیل شده‌اند (شکل ۶). این گارنت‌ها منطقه‌بندی نشان می‌دهند و بخش داخلی آن‌ها پر از ادخال و بخش خارجی آن‌ها بدون ادخال است. در گارنت و استارولیت شیست‌ها، گارنت‌هایی دیده می‌شود که برگ‌وارگی نسل دوم را در خود جای داده‌اند و با چین‌های گامه سوم چین خورده‌اند که به‌نظر می‌رسد این گارنت‌ها بعد از گامه دوم دگریختی و قبل از گامه سوم تشکیل شده‌اند (شکل ۷).

آندالوزیت

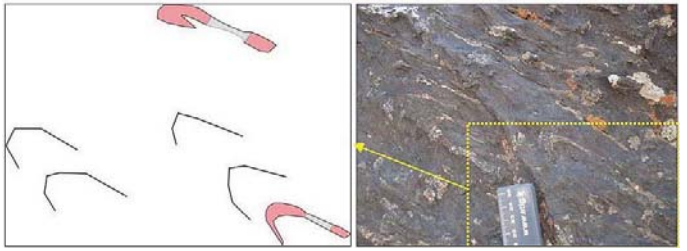
به نظر می‌رسد رشد بلورهای آندالوزیت در این گامه نیز ادامه داشته است. برخی از بلورهای آندالوزیت در مقیاس نمونه دستی و در مقطع عرضی بلور نسبت به برگ‌وارگی گامه دوم چرخش و سایه فشاری نامتقارن و متقارن نشان می‌دهند که هم‌زمانی رشد آن ها را با دگریختی دوم نشان می‌دهد. همچنین آندالوزیت‌های بودین شده همراه باچین‌های گامه سوم دچار چین‌خوردگی شده‌اند که نشان می‌دهد قبل از دگریختی گامه سوم بودین شدن آندالوزیت‌ها رخ داده است (شکل ۸).



شکل ۶- گارنت قبل تا هم‌زمان با گامه دوم (Pre-syn tectonic) با سایه فشاری نامتقارن که حرکت چپ‌بر را نشان می‌دهد؛ هسته گارنت‌ها نسبت به حاشیه آن‌ها ادخال کربن بیشتری دارد و نشان می‌دهد سرعت رشد گارنت در نخست بالا بوده و ادخال کربن زیادی در برگرفته است و همچنین کلاه واتنشی نشان دهنده این است که هنگام به‌وجود آمدن برگ‌وارگی افقی بخش‌های مرکزی گارنت وجود داشته و آن را دور می‌زنند، بزرگ‌نمایی 10X، محل نمونه‌برداری: شمال توده الوند



شکل ۷- گارنت بعد از برگ‌وارگی دوم و قبل از دگریختی گامه سوم ($Pre\text{-}D_3$)، برگ‌وارگی درون گارنت و بیرون آن کاملاً در یک امتداد قرار دارند و سپس تحت تأثیر چین‌خوردگی مرحله سوم قرار گرفته است، بزرگ‌نمایی 10X، محل نمونه‌برداری: شرق توده الوند



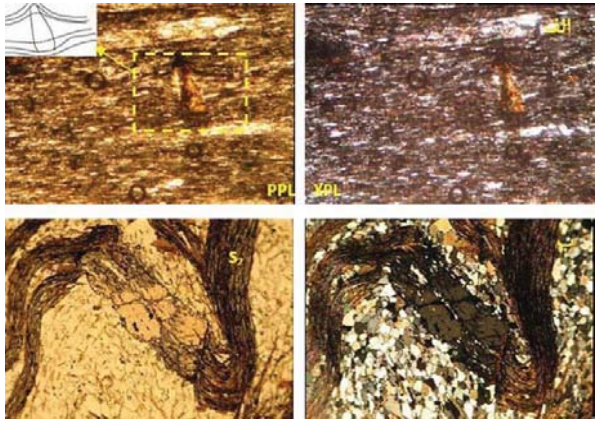
شکل ۸- چین‌خوردگی آندالوزیت بودین شده با چین‌های گامه سوم، منطقه شرق توده الوند، نگاه به E

استارولیت

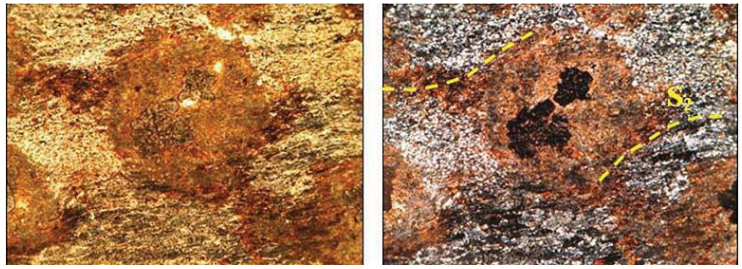
در گارنت استارولیت شیست‌های شمال توده الوند استارولیت‌هایی دیده می‌شود که دو گامه رشد را نشان می‌دهند. در شکل ۹- الف پورفیروبلاست استارولیت در بخش مرکزی رشد، قبل از گامه دوم ($Pre\text{-}D_2$) و در بخش‌های انتهایی رشد هم‌زمان با D_2 را نشان می‌دهد. در بخش مرکزی آثار برگ‌وارگی در بخش سایه فشاری دیده نمی‌شود و تنها در بخش‌های انتهایی آن برگ‌وارگی گامه دوم دیده می‌شود. در گارنت-استارولیت شیست‌ها، کانی‌های استارولیت دیده می‌شود که برگ‌وارگی نسل دوم در قسمت‌های انتهایی آن‌ها مشاهده می‌شود و بخش‌های داخلی آن‌ها بدون برگ‌وارگی است و با چین‌های گامه سوم چین‌خورده‌اند. احتمالاً این استارولیت‌ها قبل یا هم‌زمان با D_2 و بعد از گامه دوم دگریختی و قبل از گامه سوم شکل گرفته‌اند (شکل ۹- ب).

کردیریت

کردیریت‌های این گامه در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی دارای فابریک داخلی هستند که نسبت به برگ‌وارگی خارجی دچار چرخش شده است. این کردیریت‌ها سایه فشاری خیلی کمی دارند و یا اصلاً سایه فشاری در اطراف آن‌ها تشکیل نشده است (شکل ۱۰). در اثر دگرگونی پس‌رونده، کردیریت‌ها به‌ویژه در سنگ‌های مجاورتی تبدیل به بیوتیت و گارنت شده‌اند.



شکل ۹- الف) استارولیت با دو گامه رشد قبل و هم‌زمان با دگریختی دوم (pre-syn tectonic) در اطراف بخش مرکزی حاشیه واتنشی متقارن کوارتز دیده می‌شود؛ شکل ۹- ب) استارولیت با دو گامه رشد قبل یا هم‌زمان با D_2 و بعد از D_2 که با چین‌های مرحله سوم (D_3) چین‌خورده است. بخش داخلی آن بدون برگ‌وارگی و قسمت‌های انتهایی آن برگ‌وارگی گامه دوم را در بر دارد، محل نمونه‌برداری: شرق توده الوند، بزرگ‌نمایی 10X



شکل ۱۰- کردیریت هم‌زمان با تکتونیک ($Syn\text{-}D_2$) با حرکت برشی راست‌بر، کردیریت به بیوتیت و گارنت تبدیل شده است، بزرگ‌نمایی 10X

پورفیروبلاست‌های هم‌زمان با دگریختی سوم (Syn-D3)

با توجه به مشاهدات میکروسکوپی به‌نظر می‌رسد که کانی‌هایی نظیر گارنت، استارولیت، کلریت، بیوتیت و مسکوویت در این گامه از دگرشکلی و در ارتباط با تشکیل برگ‌وارگی (S_3) تبلور داشته‌اند.

بیوتیت و مسکوویت

همان‌طور که قبلاً اشاره شد برگ‌وارگی گامه سوم در برخی نقاط از رشد بیوتیت و مسکوویت به موازات سطح محوری چین‌های گامه سوم شکل گرفته است (شکل ۱۱- الف، ب و ج). از نظر ریخت‌شناسی، برگ‌وارگی گامه سوم به‌صورت برگ‌وارگی کنگره‌ای است که در مقاطع به هر دو صورت متقارن و نامتقارن مشاهده می‌شود.

گارنت

پورفیروبلاست‌های گارنت که در این گامه رشد کرده‌اند نسبت به برگ‌وارگی گامه سوم سایه فشاری ندارند و یا سایه فشاری نامتقارن دارند (شکل ۱۱- ج).

استارولیت

این پورفیروبلاست‌ها که سایه فشاری ندارند و برگ‌وارگی گامه سوم با کمی چرخش وارد آن‌ها می‌شود مربوط به گامه دگریختی سوم هستند (شکل ۱۲).

کردیریت

در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی، کردیریت‌هایی دیده می‌شود که برگ‌وارگی گامه سوم با کمی چرخش از آن عبور می‌کند و احتمالاً هم‌زمان تا بعد از دگریختی گامه سوم در منطقه تشکیل شده‌اند (شکل ۱۳- الف).

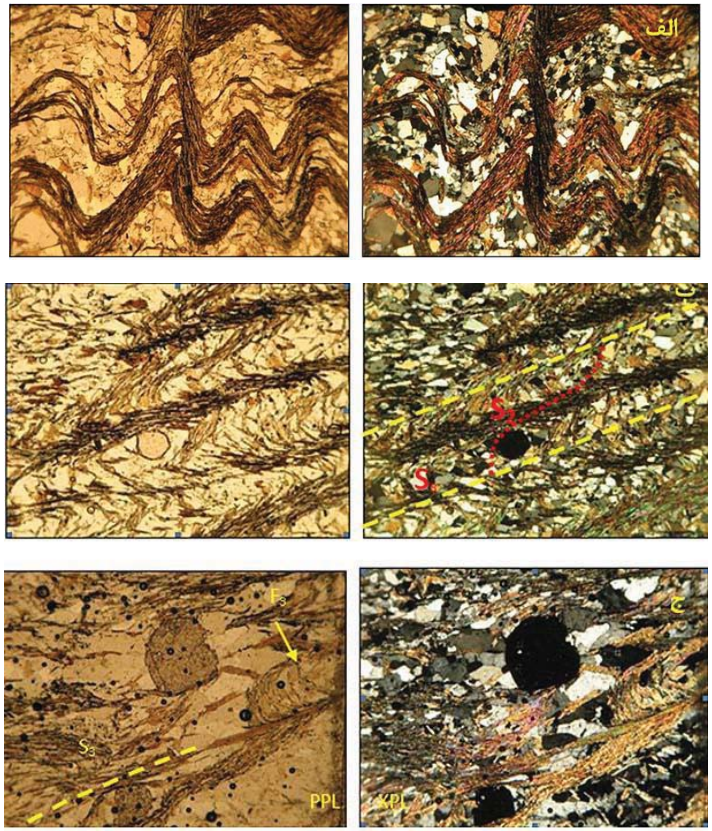
آندالوزیت

در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی، آندالوزیت‌های بدون سایه فشاری مشاهده می‌شود که برگ‌وارگی دوم را نیز قطع کرده‌اند و بعد از گامه دوم در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی منطقه تشکیل شده‌اند (شکل ۱۳- ب).

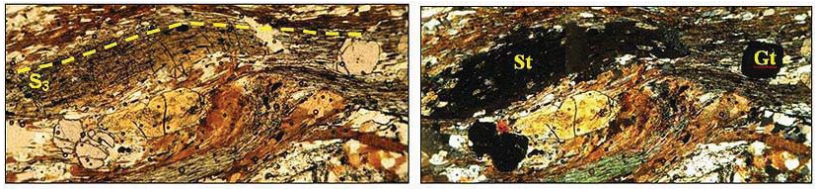
پورفیروبلاست‌های هم‌زمان با گامه دگریختی چهارم (Syn-D4)

گارنت

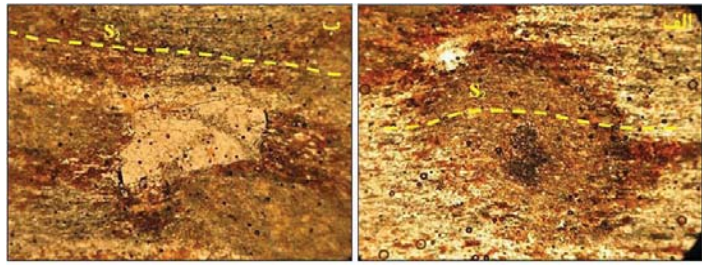
گارنت‌هایی که نسبت به برگ‌وارگی سوم حاشیه فشاری ندارند و برگ‌وارگی گامه سوم در اطراف آن‌ها انحراف و خمیدگی پیدا نمی‌کند و به‌صورت مستقیم آن را قطع می‌کند مربوط به گامه چهارم دگریختی هستند (شکل ۱۴- الف). در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی نیز گارنت بعد از تکتونیک مشاهده می‌شود که فیبرولیت‌ها آن را قطع می‌کنند (شکل ۱۴- ب).



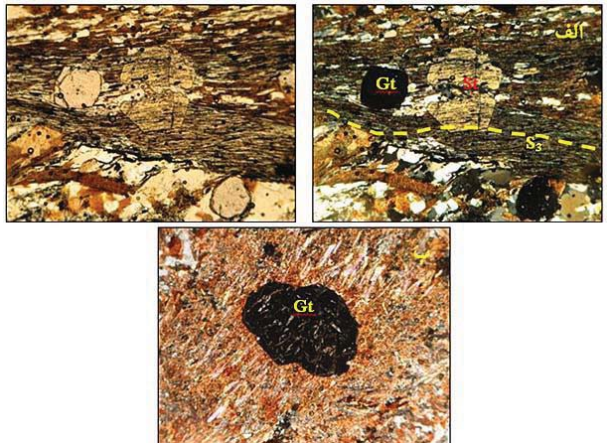
شکل ۱۱- الف) برگ‌وارگی کنگره‌ای گامه سوم در گارنت میکاشیست، ب) برگ‌وارگی کنگره‌ای نامتقارن گامه سوم و رشد کانی‌های ورقی در گارنت میکاشیست، ج) رشد بیوتیت موازی سطح محوری چین گامه سوم و تشکیل برگ‌وارگی، بزرگ‌نمایی 10X، محل نمونه‌برداری جنوب‌شرق توده الوند



شکل ۱۲- گارنت بعد از تکتونیک ($Post\text{-}D_3$) و استارولیت (St) هم‌زمان با برگ‌وارگی گامه سوم ($Syn\text{-}D_3$)، بزرگ‌نمایی 10X، محل نمونه‌برداری شرق الوند



شکل ۱۳- الف) کردیریت بعد از تکتونیک ($Post\text{-}D_2$) و احتمالاً هم‌زمان با D_3 که برگ‌وارگی خارجی (S_2) با کمی انحراف از داخل کردیریت نیز عبور می‌کند. این کردیریت به بیوتیت ریز و گارنت تبدیل شده است، ب) آندالوزیت بعد از تکتونیک ($Post\text{-}D_2$) در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی که برگ‌وارگی گامه دوم را قطع کرده است و هیچ سایه فشاری ندارد، بزرگ‌نمایی 10x، محل نمونه‌برداری‌ها: غرب توده الوند



شکل ۱۴- الف) استارولیت و گارنت بعد از تکتونیک ($Post\text{-}D_3$) که سایه فشاری ندارند و برگ‌وارگی بدون هیچ انحرافی از آن‌ها عبور می‌کند، بزرگ‌نمایی 10X، محل نمونه‌برداری: شرق الوند، ب) گارنت بعد از تکتونیک در هورنفلس، بزرگ‌نمایی 10X، محل نمونه‌برداری: غرب الوند

استارولیت

در این گامه از دگریختی استارولیت‌هایی تشکیل شده است که برگ‌وارگی گامه سوم در داخل و خارج آن در یک امتداد قرار دارد و سایه فشاری و کلاه واتنش در اطراف آن‌ها تشکیل نشده است (شکل ۱۴- الف).

کلریت

در برخی مناطق که با توده الوند فاصله دارند و دگرگونی مجاورتی به‌صورت پس‌رونده در آن‌ها رخ داده، کلریت رشد کرده است. کلریت‌ها برگ‌وارگی کنگره‌ای گامه سوم را درون خود جای داده‌اند (شکل ۱۵).

مسکوویت

مسکوویت اغلب از تبدیل آندالوزیت تشکیل شده و در اطراف آن‌ها رشد کرده است. این مسکوویت‌ها اغلب درشت بلور هستند و ادخال اندکی دارند.

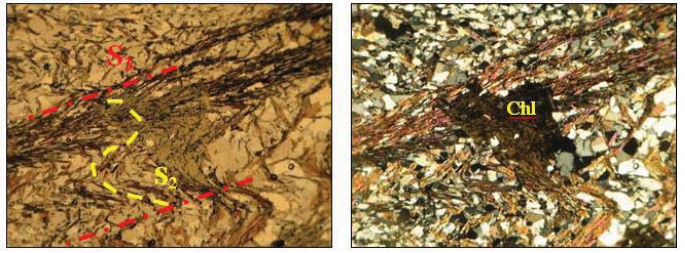
سیلیمانیت و فیبرولیت

آندالوزیت‌ها در این گامه به‌عنوان قالب برای سیلیمانیت‌ها عمل کرده (شکل ۱۶- الف و ب) و ازحاشیه به سیلیمانیت تبدیل شده‌اند. برخی از بلورهای سوزنی سیلیمانیت نیز به‌صورت آزاد رشد کرده‌اند. در خیلی از مقاطع سنگ‌های دگرگونی مجاورتی و ناحیه‌ای فیبرولیت دیده می‌شود. فیبرولیت‌های منطقه همدان از نظر پتروگرافی در شیست‌ها اغلب از نوع فیبرولیت‌های داخل بیوتیت، فلدسپار و سیلیکات آلومینیم و در هورنفلس‌ها از نوع داخل بیوتیت و کردیریت هستند.

زمان‌بندی جایگیری توده نفوذی الوند نسبت به دگریختی و دگرگونی

سن نفوذی‌ها نخست باید بر اساس زمان‌بندی نسبی بین جایگیری توده و دگریختی و دگرگونی عمومی به‌دست بیاید و پورفیروبلاست‌هایی که در هاله توده در اثر دگرگونی مجاورتی مرتبط با جایگیری توده رشد کرده‌اند نقش مهمی در تعیین سن نسبی این حوادث بازی می‌کنند (Johnson, 1999). برای این کار باید سه رابطه زمان‌بندی در هاله توده مشخص شود:

الف) دگریختی و توده نفوذی، ب) توده نفوذی و دگرگونی، ج) دگرگونی و دگریختی (Karlstrom and Williams, 1995). وجود کردیریت‌های هم‌زمان با گامه دوم در هاله دگرگونی مجاورتی نشان می‌دهد که توده گرانیتوئید الوند در طی دگریختی دوم در منطقه نفوذ کرده است. نخستین برگ‌وارگی مربوط به قبل از جایگیری این گرانیت‌هاست و برگ‌وارگی دوم هم‌زمان با تزریق گرانیتوئیدهای پورفیروئید تشکیل شده است. مجموعه توده نفوذی الوند در یک رژیم کششی در ارتباط با کمان قاره در طول فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر پوسته قاره‌ای در پهنه سنندج- سیرجان ایجاد شده است (محجل، ۱۳۷۸؛ Shahbazi *et al*., 2010).



شکل ۱۵- کلریت بعد از دگریختی سوم، بزرگ‌نمایی 10X، محل نمونه‌برداری: جنوب‌شرق الوند

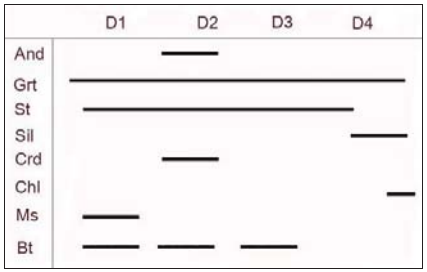
شکل ۱۶- الف) سیلیمانیت در قالب پورفیروبلاست بودین شده آندالوزیت و ب) سیلیمانیت در قالب پورفیروبلاست چین‌خورده آندالوزیت، محل نمونه‌برداری: شرق الوند

با توجه به تعیین سن جدید بر روی این مجموعه که سن توده گرانیتوئید الوند ۱۶۲-۱۶۴ میلیون سال برآورد شده است (Shahbazi *et al*., 2010; Mahmoudi *et al*., 2011) می‌توان سن دگریختی دوم را نیز در این محدوده زمانی در نظر گرفت.

بحث

رابطه پورفیروبلاست- خمیره کمک می‌کند تکوین دگرگونی- تکتونیک در یک منطقه روشن شود. در سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان شواهد، دست کم چهار گامه دگریختی را نشان می‌دهد که با رخدادهای دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی همراه بوده است (ایزدی‌کیان، ۱۳۸۸). پورفیروبلاست‌های متعددی در این سنگ‌های دگرگونی به‌صورت قبل، هم‌زمان و بعد از گامه‌های دگریختی رشد کرده‌اند. به‌طورکلی می‌توان روابط رشد پورفیروبلاست‌ها را نسبت به گامه‌های دگریختی در منطقه همدان به‌صورت شکل ۱۷ خلاصه کرد. پورفیروبلاست‌های آندالوزیت اغلب بدون برگ‌وارگی داخلی (S_i) بوده و فقط در برخی از مقاطع دو گامه رشد را نشان می‌دهند. با توجه به شواهد، آندالوزیت، به‌صورت قبل از دگریختی گامه اول (D_1) و هم‌زمان با دگریختی گامه دوم (D_2)، رشد کرده است. گارنت به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و در برخی مناطق در هسته آن‌ها گرافیت تمرکز یافته است (شکل ۹). گارنت‌ها اغلب بدون ادخال هستند. در مقاطع محدودی به‌صورت گارنت اسکلتی دیده می‌شوند. رشد گارنت با توجه به خمیره به‌صورت قبل یا هم‌زمان با دگریختی گامه اول (D_1)، بعد از دگریختی گامه اول (D_1)، هم‌زمان با دگریختی گامه دوم (D_2)، بعد از دگریختی گامه دوم (D_2) و احتمالاً هم‌زمان با دگریختی گامه سوم (D_3) و بعد از دگریختی گامه سوم (D_3) در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای رشد کرده است. استارولیت به‌صورت قبل از دگریختی گامه دوم (D_2) و احتمالاً هم‌زمان با دگریختی گامه اول (D_1)، قبل و هم‌زمان با دگریختی گامه دوم (D_2) و بعد از دگریختی گامه سوم (D_3) تشکیل شده است. سیلیمانیت نیز اکثراً در قالب پورفیروبلاست‌های آندالوزیت و یا به‌صورت فیبرولیت در گامه چهارم رشد کرده است.

کردیریت در اثر هر دو رخداد دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی رشد کرده است. در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای کردیریت هم‌زمان با دگریختی گامه دوم (D_2) و بعد از آن تشکیل شده است. حداقل دو گامه دگرگونی این حوادث دگریختی را همراهی می‌کنند و با توجه به بررسی‌های زمین‌دماسنجی (بهاری‌فر، ۱۳۸۳) محدوده تغییرات دما از حدود ۵۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد و تغییرات فشار نیز از ۲ تا ۶ کیلوبار است.



شکل ۱۷- رابطه رشد پورفیروبلاست‌ها و گامه‌های دگرشکلی در منطقه همدان

نتیجه‌گیری

پورفیروبلاســـت‌هـــای گارنـــت، اســـتارولیت، آنـــدالوزیت و کردیریـــت بـــه‌صـــورت هـــم‌زمـــان بـــا تکتونیـــک نســـبت بـــه بـــرگ‌وارگـــی در هـــر گامـــه از دگریختی رشد کرده‌اند.

تغییـــرات دگرگـــونی در منطقـــه همـــدان از نـــوع پیش‌رونده است و توسعه پورفیروبلاست‌های دما و فشار بالا در طی توسعه برگ‌وارگی‌های متعدد آن را اثبات می‌کند. گارنت و استارولیت تقریباً در همه گامه‌های دگریختی رشد داشته‌اند و سیلیمانیت نیز در گامه چهارم دگریختی رشد داشته است. دگریختی گامه دوم، اصلی‌ترین دگریختی در منطقه است که هم‌زمان با نفوذ بخش گرانیتوئید الوند در منطقه همدان تشکیل شده است. با توجه به جدیدترین تعیین سن برای توده گرانیتوئید الوند، زمان تشکیل دگریختی گامه دوم در حدود ۱۶۲ تا ۱۶۴ میلیون سال پیش برآورد می‌شود.

منابع

احمدی‌دزکی، ق. (۱۳۷۸) دگرشکلی‌های چندمرحله‌ای در منطقه شمال گلپایگان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.

اشراقی، ص. (۱۳۸۰) نقشه زمین‌شناسی تویسرکان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

اقلیمی، ب. (۱۳۷۹) نقشه زمین‌شناسی همدان، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

ایزدی‌کیان، ل. (۱۳۸۳) تحلیل ساختاری و پتروفابریک منطقه آلموقولاق (شمال‌غرب همدان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.

ایزدی‌کیان، ل. (۱۳۸۸) تحلیل ساختاری سنگ‌های دگرگونی کوهستان الوند. رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

بهاری‌فر، ع. ا. (۱۳۸۳) پترولوژی سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان. رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم (خوارزمی)، تهران، ایران.

بهاری‌فر، ع. ا. (۱۳۷۶) نگرشی نو بر پتروژنز سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (خوارزمی)، تهران، ایران.

سپاهی‌گرو، ع. ا. و معین‌وزیری، ح. (۱۳۷۹) مروری بر فازهای نفوذی و رگه‌های موجود در مجموعه نفوذی الوند. نشریه علوم دانشگاه تهران ۲۶: ۱۷۵-۱۸۶.

سپاهی‌گرو، ع. ا.، جعفری، ر. و مانی‌کاشانی، س. (۱۳۸۵) بررسی ترکیب شیمیایی و دگرگونی کانی‌ها در طول دگرگونی‌های مختلف در منطقه همدان. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۲: ۴۳۱-۴۷۰.

جعفری، ر. (۱۳۸۵) پترولوژی میگماتیت‌ها و سنگ‌های نفوذی منطقه جنوب سیمین همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران.

جعفری، ر.، سپاهی، ع. ا. و آلیانی، ف. (۱۳۸۵) مقایسه استارولیت‌های نسل اول و دوم از نظر توزیع اندازه دانه‌ها، پاراژنزهای کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی در مجموعه دگرگونی الوند. چهاردهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران.

جعفریان، م. ب. و زمانی‌پدرام، م. (۱۳۷۸) نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ورقه ملایر. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

فرهپور، م. (۱۳۷۶) تحلیل پتروگرافی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شرق باتولیت همدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت

مدرس، تهران، ایران.

محجل، م. و سهندی، م. (۱۳۷۸) تکامل تکتونیکی پهنه سنندج- سیرجان در نیمه شمال‌غربی و معرفی زیرپهنه‌های جدید در آن. فصل‌نامه علوم‌زمین ۳۲-۳۱: ۲۸-۴۹.

محجل، م. و ایزدی‌کیان، ل. (۱۳۸۶) چین‌خوردگی‌های چندمرحله‌ای و ساز و کار تشکیل آن‌ها در تکتونیت‌های موجود در ساختار گنبدی منطقه آلمابولاغ (غرب همدان). فصل‌نامه علوم‌زمین ۱۷(۶۶): ۱۱۶-۱۳۳.

معین‌وزیری، ح. و بهاری‌فر، ع. ا. (۱۳۷۶) بررسی پروتولیت سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان. مجموعه مقالات نخستین همایش سالانه انجمن زمین‌شناسی ایران. دانشگاه تربیت معلم (دانشگاه خوارزمی)، تهران، ایران.

نوزعیم، ر. (۱۳۸۲) تحلیل شیست‌های همدان در منطقه چشمه پهن. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.

محجل، م (۱۳۷۸) تاثیر تکتونیک ترافشارشی (Transpression) در فضاسازی برای توده های گرانیتوئیدی پهنه سنندج (بخش شمال باختری). نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم (دانشگاه خوارزمی)، تهران، ایران.

Baharifar, A., Moinevaziri, H., Bellon, H. and Pique, A. (2004) The crystalline complexes of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran): metasedimentary Mesozoic sequences affected by Late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events. Comptes Rendus Geoscience 336:1443-1452.

Berberian, M. and Alavi-Tehrani, N. (1977) Structural analyses of Hamadan metamorphic tectonites: A paleotetonic discussion. In: contributaion to the seismotectonic of iran part III. Geological and Mining Survay of Iran I: 263-278.

Johnson, S. E. (1999) Porphyroblast microstructures: A review of current and futures trends. American Mineralogist 84: 1711-1726.

Karlstrom, K. E. and Williams, M. L. (1995) The case for simultaneous deformation, metamorphism and plutonism: an example from Proterozoic rocks in central Arizona. Journal of Structural Geology 17: 59-81.

Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M. (2011) U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. Journal of Asian Earth Sciences 41: 238-249.

Mohajjel, M., Baharifar, A., Moinevaziri, H. and Nozaem, R. (2006) Deformation history, micro-structure and P-T-t path in ALS bearing schists, southeast Hamadan, Sanandaj-Sirjan zone, Iran. Journal of Society of Iran 1: 11-19.

Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J. (2005) Microtectonics (2nd edition): Springer, Verlag, Berlin.

Prior, D. J. (1987) Syntectonic porphyroblast growth in phyllites: textures and processes. Journal of Metamorphic Geology 5:27-39.

Ramsay, J. G. (1967) Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York.

Ramsay, J. G. and Huber, M. (1988) The techniques of modern structural geology. Academic Press, London.

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

Stocklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52: 1229-1258.

پتـــرولوژی، سال چهارم، شماره سیزدهم، بهار ۱۳۹۲، صفحه ۱۹-۳۲
تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۷/۱۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۷/۰۵

پتروگرافی و شیمی‌کانی دایک‌های ائوسن کوه کم‌خاشک (شمال خور، استان اصفهان)

حمیده عباسی و قدرت ترابی *
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده
کوه کم‌خاشک در شمال‌شرق اصفهان (شمال خور) واقع شده است. در این منطقه دایک‌های بازیک با امتداد شمال‌شرق- جنوب‌غرب و دایک‌های حد واسط با امتداد شمال‌غرب- جنوب‌شرق درون واحدهای ماسه‌سنگ، سنگ آهک‌ها و مارن‌های کرتاسه بالایی نفوذ کرده‌اند. دایک‌های حدواسط از نظر حجم، تعداد، طول و همچنین ضخامت نسبت به دایک‌های بازیک برتری دارند. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که در برخی موارد، دایک‌های بازیک، دایک‌های حدواسط را قطع نموده است که نشان دهنده ایجاد این دایک‌ها بعد از دایک‌های حدواسط است. دایک‌های بازیک از کانی‌های الیوین (کریزولیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید و اوژیت)، پلاژیوکلاز (لابرادوریت و الیگوکلاز)، سانیدین، مگنتیت، ارتوپیروکسن (انستاتیت)، اسپینل و فلوگوپیت به‌عنوان کانی‌های اولیه تشکیل شده‌اند و کانی‌های ثانویه آن‌ها، زئولیت (ناترولیت و مزولیت)، کلریت، کلسیت و سرپانتین هستند. کانی‌های اولیه تشکیل دهنده دایک‌های حدواسط نیز کلینوپیروکسن (دیوپسید)، پلاژیوکلاز (لابرادوریت)، سانیدین، میکا (بیوتیت و فلوگوپیت)، آمفیبول (هاستینگزیت منیزیم‌دار) و مگنتیت بوده و کانی‌های ثانویه آن‌ها کلسیت و کلریت هستند. انواع بیگانه‌بلورهای کوارتز و بیگانه‌سنگ‌های پیروکسنیتی و هورنفلس در دایک‌های بازیک مشاهده می‌شود. بررسی شیمی کلینوپیروکسن‌ها، فشار کمتر از ۵ کیلو بار و مقدار متغیر PH_2O را برای زمان تبلور این کانی‌ها نشان می‌دهد. دماسنجی میکاها، دمای تبلور را در نمونه‌های دایک حدواسط در محدوده ۷۳۲ تا ۷۴۷ درجه سانتیگراد نشان می‌دهد، در حالی‌که دمای تبلور بیوتیت‌های نمونه‌های بازیک، ۶۹۹ تا ۸۰۸ درجه سانتیگراد است. بر مبنای بررسی‌های پتروگرافی و شیمی‌کانی‌ها، ترکیب ماگمای سازنده این دایک‌ها ساب آلکالن و از نوع کالک‌آلکالن تشخیص داده شد و نیز از لحاظ جایگاه تکتونوماگمایی در قلمرو قوس ماگمایی واقع می‌شوند.

واژه‌های کلیدی: دایک، ائوسن، کالک‌آلکالن، کم‌خاشک، خور، ایران مرکزی

مقدمه

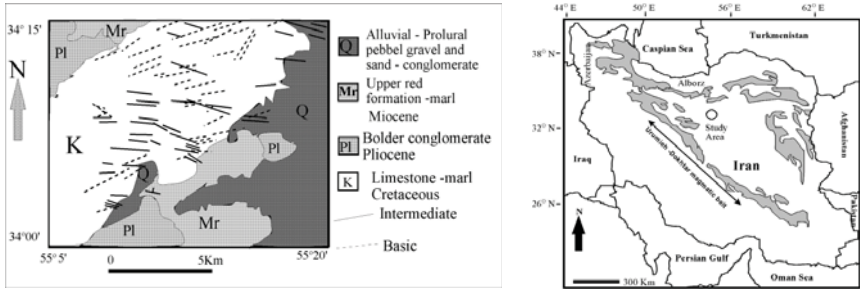
دایک‌ها، توده‌های نفوذی لایه‌ای شکلی هستند که طبقات قدیمی‌تر اطراف خود را به‌صورت غیر هم‌شیب قطع نموده و کانال‌هایی برای انتقال ماگما از اعماق به سمت پوسته بالایی هستند. آن‌ها معمولاً نمایان‌گر گسترش پوسته‌ای هستند. دلیل رخداد ماگماتیسم به‌صورت دایک‌ها، حرکت گسل‌ها و نیروهای کششی حاصل از آن‌ها در نظر گرفته می‌شود به این صورت که

* torabighodrat@sci.ui.ac.ir

نخست شکاف‌هایی ایجاد شده و با کاهش فشار، ماگما به سمت بالا صعود می‌کند. با بررسی ویژگی‌های دایک‌ها می‌توان به محیط تکتونیکی، ماهیت ماگمای منشاء و فرآیندهای تشکیل آن‌ها پی برد.

کوه کم‌خاشک بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی است (آقانباتی، ۱۳۸۳). این منطقه در شمال خور (شمال‌شرق اصفهان) بین طول‌های جغرافیایی ′۰۵ °۵۵ تا ′۲۰ °۵۵ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ′۰۰ °۳۴ تا ′۱۵ °۳۴ شمالی قرار دارد (شکل ۱).

الف ب



شکل ۱- الف) نقشه سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در ایران، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه (بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ عروسان (Technoexport, 1984)

در کوه کم‌خاشک، دایک‌های بازیک، با امتداد شمال‌شرق- جنوب‌غرب و دایک‌های حدواسط با امتداد شمال‌غرب- جنوب‌شرق، ماسه‌سنگ، سنگ آهک و مارن‌های کرتاسه بالایی را قطع کرده‌اند. تعیین سن دایک‌های موجود در منطقه خور با استفاده از روش K-Ar، اعداد ۴۸ و ۵۴ میلیون سال را ارائه داده است که نشان دهنده زمان ائوسن زیرین و میانی است (Technoexport, 1984). علاوه بر مطالب یاد شده، روابط صحرایی و همچنین شباهت زمین‌شیمیایی و پتروگرافی این دایک‌ها با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه خور، سن ائوسن را برای دایک‌های مورد مطالعه تأیید می‌کند.

در برداشت‌های صحرایی مشخص شد که امتداد دایک‌های بازیک در کوه کم‌خاشک تغییر می‌کند و در جهت شرقی- غربی قرار می‌گیرند. دایک‌های مورد مطالعه در صحرا به رنگ سبز مایل به قهوه‌ای تیره و قرمز مایل به قهوه‌ای مشاهده می‌شوند. در این منطقه ۴۰ دایک مشاهده شد که ۱۲ دایک از نوع بازیک هستند. این دایک‌ها، دارای ضخامت ۲ تا ۳ متر هستند و طول آن‌ها تا ۷ کیلومتر می‌رسد. دایک‌های حدواسط، دارای حجم، تعداد، طول و همچنین ضخامت بیشتری نسبت به دایک‌های بازیک هستند (شکل ۲-A). در برخی موارد، دایک حدواسط توسط دایک بازیک قطع شده است و این نشان دهنده ایجاد این دایک‌ها قبل از دایک‌های بازیک است. نفوذ دایک‌های بازیک و حدواسط به درون واحدهای کرتاسه بالایی باعث

در مطالعات پتروگرافی، دایک‌ها به دو گره دایک‌های بازیک و حدواسط تقسیم شده‌اند. این تقسیم‌بندی، مبنای زمین‌شیمیایی نداشته و تنها یک اصطلاح پتروگرافی برای تمایز و معرفی بهتر دو گروه دایک است. گروهی از دایک‌ها دارای الیوین، ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و اسپینل در خور توجه هستند و گروه دیگر، دارای آمفیبول، بیوتیت و فلدسپار فراوان هستند. به همین علت، از واژه‌های بازیک و حدواسط استفاده شد.

دگرگونی قابل توجهی نشده و در بعضی موارد، تنها سنگ دیواره را دچار پختگی کرده است.

این دایک‌ها در بررسی‌های پیشین از نظر پترولوژی و کانی‌شناسی مورد توجه قرار نگرفته و تنها وجود آن‌ها توسط زمین‌شناسان روسی در پروژه تکنواکسپورت (Technoexport, 1984) گزارش شده است.

در این نوشتار به مطالعه پتروگرافی، شیمی‌کانی‌ها و تعیین خاستگاه تکتونیکی، با استفاده از بررسی کانی‌های سازنده دایک‌های بازیک و حدواسط موجود در کوه کم‌خاشک پرداخته می‌شود.

روش انجام پژوهش

به‌منظور دستیابی به اهداف این تحقیق، نخست، مطالعات صحرایی و نمونه برداری انجام شد. پس از انجام بررسی‌های پتروگرافی مقاطع نازک و نازک صیقلی، تصاویر میکروسکوپی دایک‌های مورد مطالعه (شکل ۲- B و C) تهیه شد. در تصاویر میکروسکوپی ارائه شده، خلاصه نام کانی‌ها برگرفته از Kretz (۱۹۸۳) است. در مرحله بعد، آنالیز نقطه‌ای بر روی کانی‌ها با استفاده از دستگاه الکترون مایکروپروب Cameca SX-100 در دانشگاه لیبنیز هانوور آلمان با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ kv و جریان ۱۵ nA انجام شد. نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها در جدول‌های ۱ تا ۷ آورده شده است. در محاسبه فرمول ساختاری و تعیین درصد اعضای پایانی کانی‌های دارای محلول جامد و همچنین در تفکیک Fe^{2+} و Fe^{3+} آن‌ها از نسبت‌های استوکیومتری (Droop, 1987) استفاده شد. مقادیر #Cr، #Mg، #Fe^{2+} و #Fe^{3+} به ترتیب به‌صورت Cr/(Cr+Al)، $Mg/(Mg+Fe^{2+})$، $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ و $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Cr+Al)$ محاسبه شد.

پتروگرافی و شیمی‌کانی دایک‌های بازیک

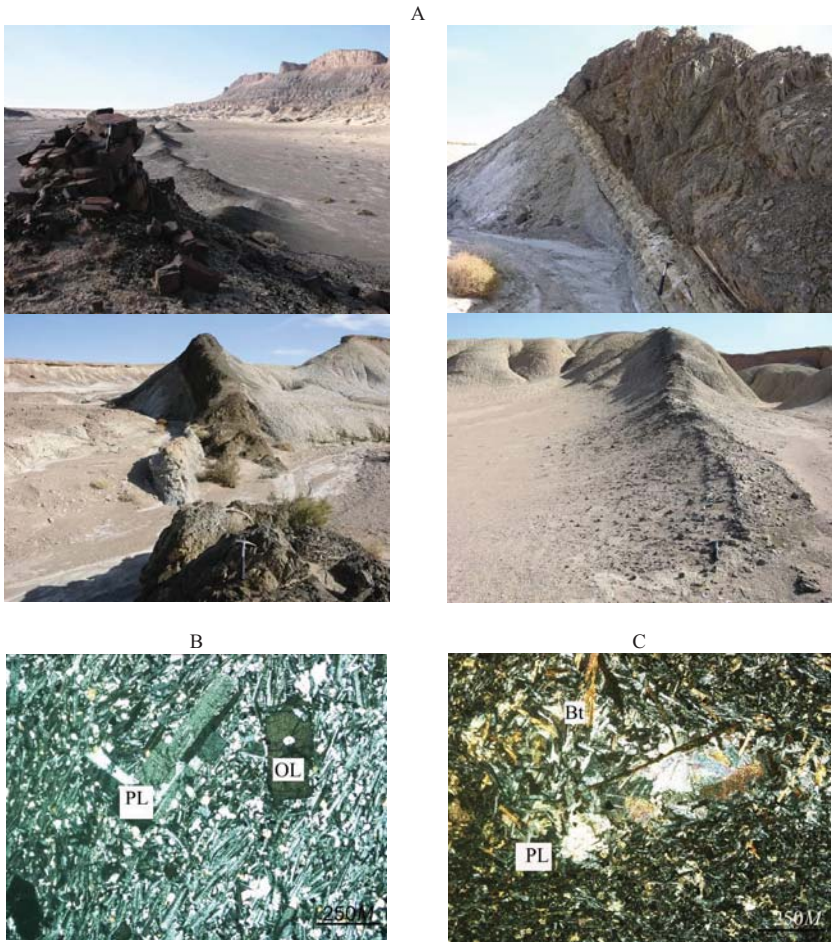
دایک‌های بازیک دارای کانی‌های اصلی الیوین (کریزولیت)، کلینوپیروکسن (دیوپسید)، پلاژیوکلاز (لابرادوریت)، سانیدین، کانی‌های فرعی مگنتیت، ارتوپیروکسن (انستاتیت)، اسپینل، فلوگوپیت و کانی‌های ثانویه زئولیت (ناترولیت و مزولیت)، کلریت (کروندوفیلیت)، کلسیت و سرپانتین هستند (شکل ۲- B). این دایک‌ها دارای انواع بیگانه‌سنگ‌های با ترکیب پیروکسنیت و هورنفلس و بیگانه‌بلورهای کوارتز هستند. در اثر واکنش مذاب با بیگانه‌بلورهای کوارتز، حاشیه واکنشی شامل کانی‌های پلاژیوکلاز از نوع الیگوکلاز و کلینوپیروکسن از نوع اوژیت تشکیل شده است. بافت‌های موجود در سنگ‌های این دایک‌ها شامل پورفیری، هیالوپورفیری، میکرولیتیک پورفیری، گلومروپورفیری و پوئی‌کلیتیک است.

الیوین (کریزولیت)

این کانی، شکل‌دار و دارای ادخال‌های ریز اسپینل است. الیوین‌های ریز نیز در بین میکرولیت‌های فلدسپار زمینه دیده می‌شوند. برخی الیوین‌ها به کلریت و سرپانتین تبدیل شده‌اند. در رده‌بندی شیمیایی الیوین‌ها که بر اساس (Mg#=Mg/(Mg+Fe^{2+}) و Fe#=Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg) است نمونه‌های مورد بررسی در گستره ترکیبی کریزولیت قرار می‌گیرند (شکل ۳- E).

کلینوپیروکسن (دیوپسید)

فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، شکل‌دار و در برخی موارد دارای منطقه‌بندی و ماکل ساعت شنی هستند (TiO_2=1.9 %) و همچنین به‌صورت ریزبلور در بین میکرولیت‌های فلدسپار دیده می‌شود. بعضی کلینوپیروکسن‌ها دارای ادخال‌هایی از ارتوپیروکسن‌هستند. بر اساس آنالیز نقطه‌ای، مقدار Mg# کلینوپیروکسن‌ها به‌طور متوسط ۸۰ است. پیروکسن‌ها در گستره پیروکسن‌های آهن- منیزیم- کلسیم قرار دارند و مجموع کاتیون‌های $Ca + Na + Fe^{2+}$ آن‌ها نزدیک به ۲ است.



شکل ۲ - A)تصویر صحرایی دایک‌های ائوسن درون مارن و سنگ آهک کرتاسه، B) تصویر میکروسکوپی دایک بازیک و C)تصویر میکروسکوپی دایک حد واسط (Ol: Olivine; Pl: Plagioclase; Bt: Biotite)

در نمودار Wo-En-Fs نمونه‌ها در گستره دیوپسید قرار دارند، اما نتایج آنالیز نقطه‌ای نشان می‌دهد که آن گروه از کلینوپیروکسن‌ها که اطراف حاشیه واکنشی بیگانه‌بلور کوارتز قرار دارند از نوع اوژیت هستند (شکل ۳- A).

پلاژیوکلاز (لابرادوریت)

پلاژیوکلازها به صورت درشت بلور و میکرولیت‌های درشت تا ریز، با بافت جریانی و

غربالی هستند. وجود پلاژیوکلازهای انبوه (بافت گلومروپورفیری) در نمونه‌ها نشان دهنده افت دمای ناگهانی ماگماست. بر اساس آنالیز نقطه‌ای، پلاژیوکلازها به‌طور متوسط دارای ۶۳/۶ آنورتیت، ۳۳/۹ آلبیت و ۲/۴ ارتوکلاز هستند (شکل ۳- C). پلاژیوکلاز موجود در اطراف حاشیه بیگانه‌بلور کوارتز از نوع الیگوکلاز است و دارای ۱۱/۶ آنورتیت، ۷۸/۷ آلبیت و ۹/۷ ارتوکلاز است.

سانیدین

این کانی، به‌صورت میکرولیت‌های ریز در زمینه و نیز گاهی به صورت ادخال در درون کلینوپیروکسن دیده می‌شود. بر اساس آنالیز نقطه‌ای، سانیدین به‌طور متوسط دارای ۲/۸ آنورتیت، ۳۵/۸ آلبیت و ۶۱/۴ ارتوکلاز است (شکل ۳- C).

ارتوپیروکسن (انستاتیت)

با اندازه ریز در زمینه دایک بازیک و نیز به‌صورت ادخال در برخی از کلینوپیروکسن‌ها مشاهده می‌شود. بر اساس آنالیز نقطه‌ای، #Mgارتوپیروکسن به‌طور متوسط ۶۱ است (شکل ۱- D).

فلوگوپیت

فنوکریست‌های شکل‌دار فلوگوپیت به میزان کم با اندازه ریزتر از کلینوپیروکسن‌ها به‌رنگ قهوه‌ای در زمینه دایک‌های بازیک یافت می‌شود. برخی از آن‌ها بر اثر دگرسانی به کلریت و مگنتیت تبدیل شده‌اند. بر اساس آنالیز نقطه‌ای، #Mgفلوگوپیت به‌طور متوسط ۸۱ و میزان Al^{VI} آن‌ها کمتر از ۱ است (شکل ۳-F).

اسپینل

ادخال‌های شکل‌دار، ریز و ایزوتروپ اسپینل به‌رنگ قهوه‌ای، نه تنها در داخل الیوین‌ها یافت می‌شود بلکه در زمینه دایک نیز قابل مشاهده هستند. بر اساس آنالیز، اسپینل‌ها از نوع اسپینل کروم‌دار بوده و به‌طور متوسط دارای #Mg، $\#Fe^{3+}$ و #Cr به ترتیب ۴۵/۲۶، ۷/۱۰ و ۳۱/۲۶ هستند.

زئولیت (ناترولیت و مزولیت)

به‌صورت پرکننده حفرات و شعاعی، تنها در دایک‌های نوع بازیک دیده می‌شوند. علت تشکیل زئولیت‌ها، محلول‌های غنی از کلسیم و سدیم است که شرایط لازم برای تشکیل زئولیت را در محیط فراهم کرده است.

سرپانتین

به‌صورت رشته‌ای، به‌رنگ سبز و در اثر دگرسانی الیوین ایجاد شده است. این کانی به همراه اکسید آهن در بین شکستگی‌های الیوین دیده می‌شود.

کلریت (کروندوفیلیت)

کلریت سبز رنگ بوده و از دگرسانی سایر کانی‌ها تشکیل شده است. بر اساس آنالیز نقطه‌ای، #Mg کلریت ۶۲ است (شکل ۳- G).

بیگانه‌بلور کوارتز

این کوارتزها در هنگام صعود ماگما از سنگ دیواره جدا شده و درون ماگما قرار گرفته‌اند که در اطراف آن‌ها پیروکسن‌های دانه‌ریز اوژیت و پلاژیوکلازهای ریز الیگوکلاز مشاهده می‌شوند.

بیگانه‌سنگ‌های هورنفلس و پیروکسنیت

دایک‌های بازیک مورد بررسی در برخی موارد دارای بیگانه‌سنگ‌های هورنفلس و پیروکسنیت هستند. پیروکسنیت‌ها ریزدانه بوده و هورنفلس‌ها احتمالاً از دگرگونی مجاورتی بخشی از سنگ میزبان (شیست‌های پرکامبرین و یا مارن‌های کرتاسه) که در هنگام صعود ماگما درون آن قرار گرفته‌اند به‌وجود آمده‌اند.

پتروگرافی و شیمی‌کانی دایک‌های حدواسط

کانی‌های اصلی دایک‌های حدواسط شامل کلینوپیروکسن (دیوپسید)، پلاژیوکلاز (لابرادوریت)، بیوتیت، فلوگوپیت، آمفیبول (هاستینگزیت منیزیم‌دار) و مگنتیت بوده و کانی‌های ثانویه نیز شامل کلریت و کلسیت هستند. بافت‌های عمده این دایک‌ها میکرولیتیک پورفیری و هیالوپورفیری است. از نظر کانی‌شناسی این دایک‌ها دارای شباهت‌هایی به لامپروفیرها هستند.

کلینوپیروکسن (دیوپسید)

فنوکریست‌های شکل‌دار کلینوپیروکسن درشت و ریز در بین میکرولیت پلاژیوکلاز دیده می‌شود. بر اساس آنالیز نقطه‌ای کلینوپیروکسن‌ها به طور متوسط دارای۸۳=#Mg هستند (شکل ۳- A).

پلاژیوکلاز (لابرادوریت)

میکرولیت‌های پلاژیوکلاز دارای ماکل پلی‌سینتتیک هستند و همراه با بیوتیت، عمده‌ترین کانی دایک‌های حدواسط به‌شمار می‌روند. در برخی مقاطع، این کانی‌ها دچار دگرسانی شده‌اند. بر اساس آنالیز نقطه‌ای، پلاژیوکلاز به‌طور متوسط دارای ۵۷/۵ درصد آنورتیت، ۴۰ درصد آلبیت و ۲/۴ درصد ارتوکلاز است (شکل ۳- C).

فلدسپار پتاسیم

این کانی به‌صورت میکرولیت، با بافت جریانی تنها در محدوده زمینه سنگ دیده می‌شود. بر اساس آنالیز نقطه‌ای، سانیدین به‌طور متوسط دارای ۴/۱ درصد آنورتیت، ۴۶ درصد آلبیت و ۴۹ درصد ارتوکلاز است (شکل ۳- C).

میکا (بیوتیت و فلوگوپیت)

فنوکریست‌های شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار میکا به‌رنگ قهوه‌ای، در این دایک‌ها به فراوانی دیده می‌شود. در برخی مقاطع، این کانی بر اثر دگرسانی به کلریت و کانی‌های اپاک تبدیل شده است و اکسیدهای آهن در امتداد رخ‌های آن متمرکز شده‌اند. محققین، وجود این پدیده را ناشی از افت سریع فشار و یا افزایش فوگاسیته اکسیژن در هنگام فوران بیان می‌کنند. بر اساس آنالیز، #Mg میکاها به طور متوسط ۶۴ و میزان Al^{VI} آن‌ها کمتر از ۱ است (شکل ۳- F).

آمفیبول (هاستینگزیت منیزیم‌دار)

فنوکریست‌های شکل‌دار آمفیبول به‌رنگ سبز در این دایک‌ها با اندازه درشت دیده می‌شود. آمفیبول‌ها از نوع کلسیک هستند. بر اساس آنالیز، آمفیبول‌ها به‌طور متوسط دارای ۹۳ =#Mg هستند (شکل ۳- H).

مگنتیت

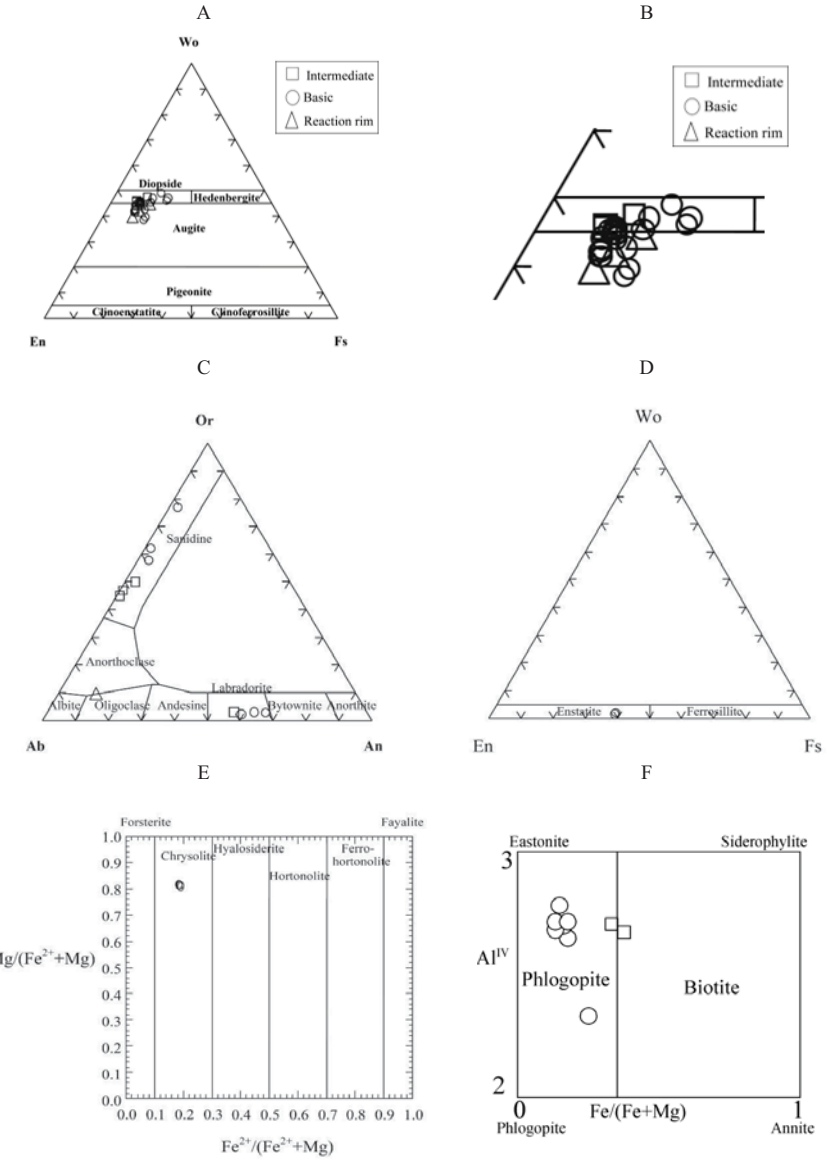
این کانه به‌صورت اولیه و ادخال‌های شکل‌دار داخل کانی‌ها دیده می‌شود. همچنین، در حاشیه دگرسان میکاها یافت می‌شود. به‌طور کلی در اغلب مقاطع مورد بررسی پراکنده است.

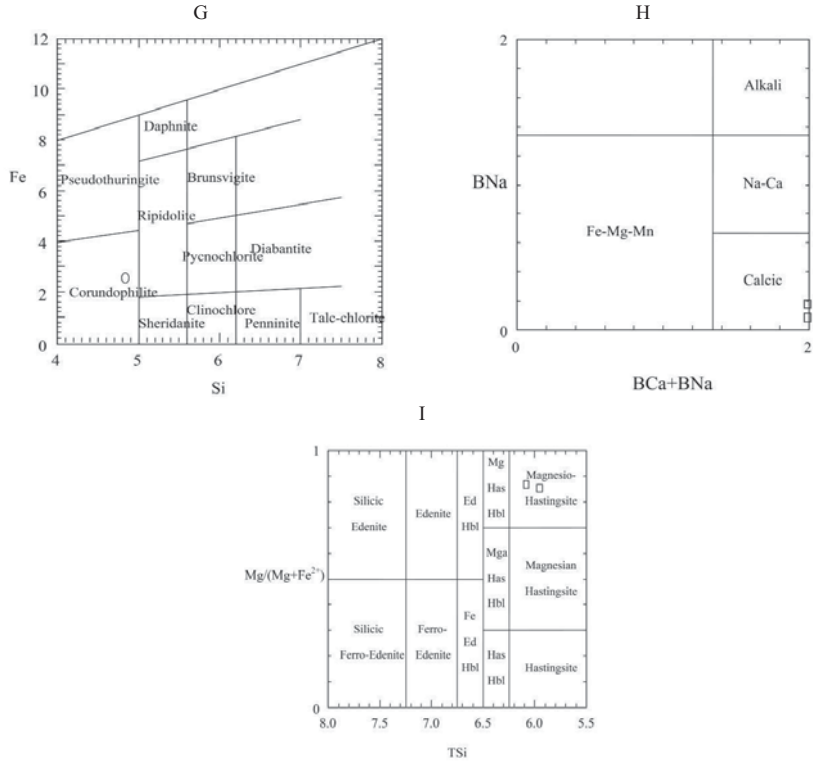
کلسیت

به‌صورت پر کننده حفرات و شکاف‌ها دیده شد. بافت بادامکی را ایجاد نموده است و در نمونه دستی قابل تشخیص است. در محل کنتاکت دایک و سنگ دیواره نیز یافت می‌شود.

کلریت

کلریت به رنگ سبز و یک کانی ثانویه است که از دگرسانی سایر کانی‌ها از جمله الیوین حاصل شده است. این کانی به‌صورت پراکنده در بعضی مقاطع دیده می‌شود.





شکل ۳- نمودارهای ترکیب کانی‌های موجود در دایک‌ها؛ A) و B)کلینوپیروکسن‌های مطالعه شده در دایک‌های بازیک و حدواسط و حاشیه بیگانه‌بلور کوارتز را نشان می‌دهند (Morimoto *et al*., 1988)، C) ترکیب فلدسپات‌ها (Deer *et al*., 1992)، D) ترکیب ارتوپیروکسن موجود در دایک بازیک(Morimoto *et al*., 1988)، E) ترکیب الیوین‌های دایک بازیک (Deer *et al*., 1992)، F) ترکیب میکاهای موجود در دایک‌های بازیک و حدواسط (Deer *et al*., 1992)، G) نمودار رده‌بندی کلریت‌های دایک‌ها (Hey, 1954)، H) ترکیب آمفیبول‌های دایک حدواسط (Hawthorne, 1983) و I) طبقه‌بندی آمفیبول‌های دایک حدواسط (Leak *et al*., 1997).

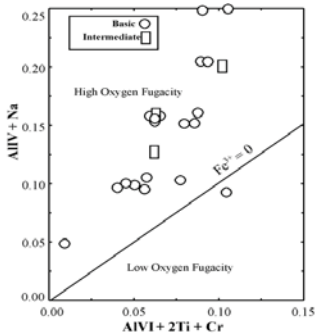
بحث

کلینوپیروکسن‌ها در نمونه‌های دایک بازیک دارای #Mg از ۶۴ تا ۸۳ و در نمونه‌های دایک حدواسط دارای #Mg از ۷۷ تا ۸۳ هستند. میزان بیش از ۷۰ درصد #Mg در اکثر کلینوپیروکسن‌ها نشان دهنده تبلور آن‌ها از یک ماگمای اولیه در دمای بالاست. همچنین، با وجود #Mg پایین‌تر از ۷۰ درصد در بعضی نمونه‌ها می‌توان نتیجه گرفت که از یک ماگمای تفریق یافته حاصل شده‌اند.

پژوهشگران متعددی مانند Kushiro (۱۹۶۰)، Leake و همکاران (۱۹۹۷)، Nachite (۱۹۸۶) و Nisbet و Pearce (۱۹۷۷) بر وابستگی ترکیب

کلینوپیروکسن‌ها به ترکیب شیمیایی گدازه میزبان آن‌ها اشاره نموده‌اند.

میزان آهن سه ظرفیتی پیروکسن‌ها تابعی از فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل دهنده آن‌هاست. بر اساس نمودار $Na + Al^{IV}$ در برابر $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ (Schweitzer *et al*., 1979) میزان فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل دایک‌های بازیک و حد واسط بالاست زیرا این نمونه‌ها در نمودار ترسیم شده (شکل ۴) بالای خط $Fe^{3+}=0$ قرار گرفته‌اند.



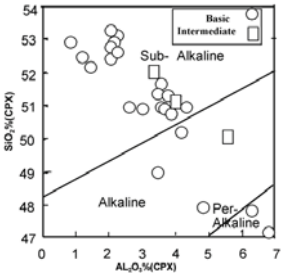
شکل ۴- تعیین فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌ها (Schweitzer *et al*., 1979). قرارگرفتن نمونه‌ها بالای خط $Fe^{3+}=0$ نشان دهنده فوگاسیته اکسیژن بالا در محیط تشکیل کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی است.

برای شناخت نوع ماگما و محیط تکتونیکی، استفاده از ترکیب شیمیایی سنگ کل همیشه از شیمی کلینوپیروکسن بهتر است اما زمانی که تجزیه سنگ کل در دسترس نباشد و یا سنگ دچار دگرسانی شده باشد، از فنوکریست‌های کلینوپیروکسن استفاده می‌شود.

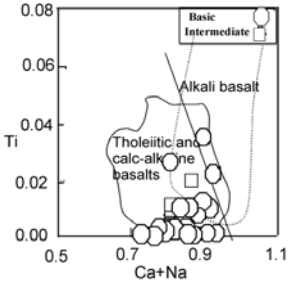
از نمودار شکل ۵- A (Le Bas, 1962) برای تعیین سری ماگمایی استفاده شد. با توجه به این شکل، بیشتر نمونه‌ها در محدوده ساب آلکالن واقع شده‌اند. در نمودار شکل ۵- B (Leterrier *et al*., 1982)، کلینوپیروکسن‌ها بر مبنای تغییرات Ti در برابر Ca+Na، اکثراً در قلمرو بازالت‌های تولئیتی- کالک‌آلکالن واقع شده‌اند.

نتایج بررسی نمونه‌ها در نمودار Nisbet F1-F2) (and Pearce, 1977، شکل ۵- C، برای تعیین موقعیت تکتونیکی سنگ‌های منطقه در زمان تشکیل، گویای قلمرو قوس‌های ماگمایی است.

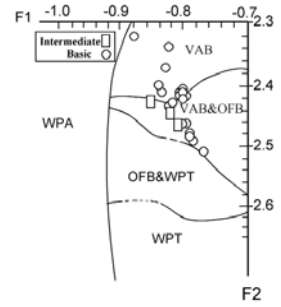
A



B



C



شکل ۵- B و A) استفاده از کانی کلینوپیروکسن جهت تعیین سری ماگمایی دایک‌های کوه کم خاشک (Le Bas, 1962) و (Leterrier *et al*., 1982) که نمونه‌ها در قلمرو ساب آلکالن و نیز در قلمرو مشترک با آلکالن واقع شده‌اند و C) تعیین موقعیت تکتونوماگمایی دایک‌های منطقه (Nisbet and Pearce, 1977).

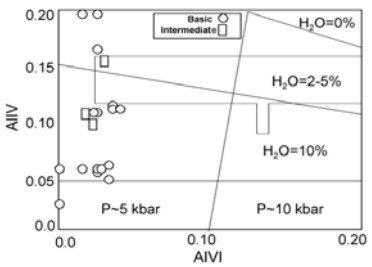
فشارسنجی

پژوهشگران معتقدند که قرارگیری Al در موقعیت‌های Al^{IV} و Al^{VI} کلینوپیروکسن‌ها، معیار مناسبی برای تخمین مقدار آب ماگما و میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین است (Helz, 1973). مدل ارائه شده در نمودار شکل ۶- A، فشار کمتر از ۵ کیلوبار و مقدار متغیر آب ماگما (کمتر از ۱۰ درصد) را برای زمان تبلور پیروکسن‌های بازیک و حد واسط نشان می‌دهد. از این نمودار می‌توان نتیجه گرفت که کلینوپیروکسن‌ها از یک ماگمای مادر در فشارکمتر از ۵ کیلوبار متبلور شده‌اند. نمودار شکل ۶- B بر اساس نسبت Al^{VI} و Al^{IV} در کلینوپیروکسن‌هاست و نشان‌دهنده فشار متوسط و پایین در زمان تبلور کلینوپیروکسن‌های دایک‌های بازیک و فشار متوسط برای کلینوپیروکسن دایک‌های حد واسط است.

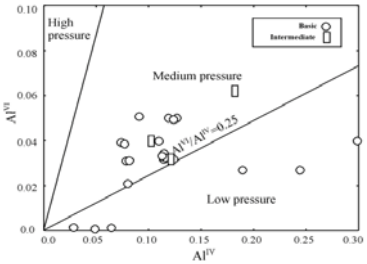
دماسنجی

از داده‌های آنالیز نقطه‌ای به‌منظور دماسنجی بیوتیت و تعیین دمای تشکیل آن استفاده شد. این دماسنجی توسط Henry و همکاران (۲۰۰۵) ارائه شده است. میزان تیتان موجود در بیوتیت متابازیت‌ها می‌تواند دمای تبلور آن‌ها را در فشار های ۴ تا ۶ کیلوبار مشخص کند. با توجه به آن که بیوتیت‌های مورد بررسی اولیه هستند و Patino Douce (۱۹۹۳) دماسنجی بیوتیت‌ها بر اساس مقدار تیتان موجود در ساختار آن‌ها را قابل استفاده برای سنگ‌های آذرین و متاپلیت‌ها دانست، از این رو از این روش برای دماسنجی استفاده شد. دمای تبلور بیوتیت‌های دایک‌های بازیک دارای محدوده ۶۹۹ تا ۸۰۸ درجه سانتیگراد و دمای تبلور در نمونه‌های دایک حدواسط از ۷۳۲ تا ۷۴۷ درجه سانتیگراد است (جدول ۸).

A



B



شکل ۶- A) نمودار توزیع Al^{IV} در برابر Al^{VI} کلینوپیروکسن‌ها (Helz, 1973) این نمودار بیانگر فشار کمتر از ۵ کیلوبار و مقدار متغیر آب ماگما در زمان تبلور کلینوپیروکسن‌هاست، B) توزیع آلومینیوم Al^{IV} و Al^{VI} در کلینوپیروکسن‌ها (Aoki and Shiba, 1973) بیانگر فشار متوسط و پایین در زمان تبلور کلینوپیروکسن‌های دایک‌های بازیک و فشار متوسط برای کلینوپیروکسن دایک‌های حدواسط است.

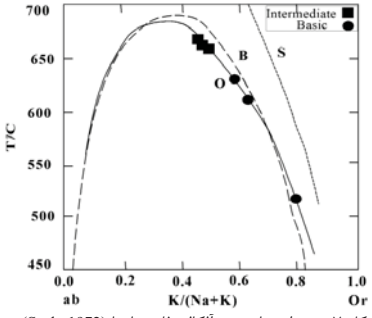
جدول ۸- نتایج دماسنجی بیوتیت‌ها با استفاده از روش ارائه شده توسط Henry و همکاران (۲۰۰۵)

sample	a	b	c	Ti	X (Mg)	T (°C)
Intermediate	-2.3594	4.6482E-09	-1.7283	0.417	0.64	747
Intermediate	-2.3594	4.6482E-09	-1.7283	0.348	0.67	732
Basic	-2.3594	4.6482E-09	-1.7283	0.192	0.81	705
Basic	-2.3594	4.6482E-09	-1.7283	0.203	0.82	718
Basic	-2.3594	4.6482E-09	-1.7283	0.223	0.75	699
Basic	-2.3594	4.6482E-09	-1.7283	0.394	0.84	808
Basic	-2.3594	4.6482E-09	-1.7283	0.187	0.83	711
Basic	-2.3594	4.6482E-09	-1.7283	0.189	0.83	713
Basic	-2.3594	4.6482E-09	-1.7283	0.186	0.83	710

$$T = ([Ln (Ti) - a - c (X_{Mg})^3] / b)^{33}.$$

در این عبارت T، دما بر حسب سیلسیوس، Ti تعداد اتم در واحد فرمول بر اساس ۲۲ اکسیژن و X_{Mg} برابر Mg /(Mg + Fe) است. با بالارفتن دما به‌ویژه در دمای ۸۰۰ درجه سانتیگراد، میزان Tiافزایش می‌یابد اما افزایش فشار باعث کاهش غلظت Ti می‌شود.

به منظور دماسنجی فلدسپارهای پتاسیم، نمودار شکل ۷ (Seck, 1972) ارائه شده است. محاسبات Barth (۱۹۵۶) منحنی سولووس B را برای محدوده‌های امتزاج رسم نموده است. در آزمایشات دیگر، منحنی O برای فشار ۲ کیلوبار (Orville, 1963) و منحنی S برای فشار ۱۰ کیلوبار ترسیم شده است (Seck, 1972) (شکل ۷). آلکالی فلدسپار دایک‌های بازیک، منحنی O را در دمای ۶۳۰ و ۵۳۰ درجه سانتیگراد و نمونه‌های دایک حدواسط منحنی O را در ۶۷۵ درجه سانتیگراد قطع کرده‌اند (Seck, 1972).



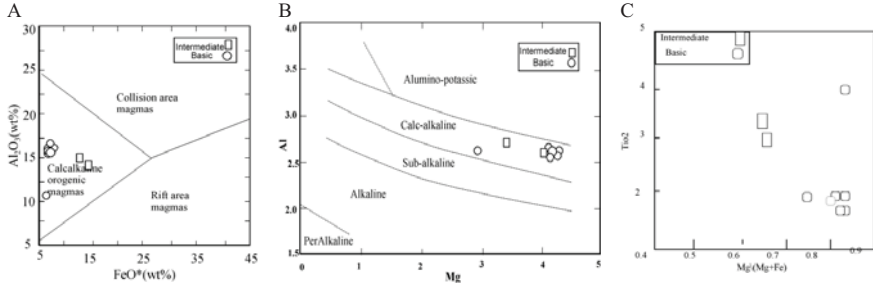
شکل ۷- نمودار دماسنجی آلکالی فلدسپارها (Seck, 1972) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه

ترکیب فلوگوپیتی میکاها در دایک بازیک نشان دهنده تبلور آن‌ها از یک ماگمای غنی از منیزیم است (Patino Douce, 1993). حضور فلوگوپیت در گدازه‌های بازیک، فشار بالاتری نسبت به حضور بیوتیت در گدازه‌های اسیدی را نشان می‌دهد. بنابراین، ماگمای سازنده در عمق قابل توجهی (فشار بیشتر) ایجاد شده است. میزان Ti در بیوتیت‌ها متناسب با دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن ماگماست و تنها بیوتیت‌های با دمای بالا، حاوی مقادیر بالای Ti هستند.

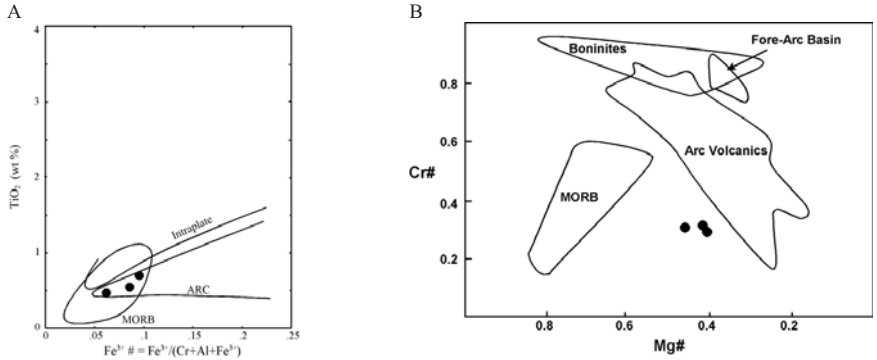
ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های ماگمایی بازتاب دهنده شرایط ماگمایی است (Nachite, 1986). از بیوتیت‌ها جهت تعیین ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده میکاها (شکل ۸) استفاده شد. در نمودار شکل ۸- A نمونه‌ها در گستره ترکیبی کالک‌آلکالن کوه‌زایی قرار می‌گیرند. بیوتیت‌های غنی از آلومینیوم، در دماهای پایین پایداری بیشتری دارند در صورتی که با افزایش دما، پایداری Mg و Ti بالا می‌رود (Patino Douce, 1993). طبق نمودار ارائه شده در شکل ۸- B ترکیب بیوتیت‌ها در قلمرو ماگماهای کالک‌آلکالن واقع شده است. میزان انحلال‌پذیری Ti در بیوتیت، با افزایش دما زیاد و با افزایش فشار کم می‌شود (Tronnes *et al*., 1985). همچنین در بیوتیت‌های آهن و منیزیم‌دار، مقدار Ti با افزایش فوگاسیته اکسیژن افزایش می‌یابد (Abdel-Rahman, 1994). در شکل ۸- C مقدار Ti در بیوتیت‌های مطالعه شده بالاست، بنابراین کاهش فشار، فوگاسیته اکسیژن و دمای بالا را نشان می‌دهد. بررسی‌ها نشان می‌دهد که روند غنی‌شدگی از Fe^{2+} یا Mg در میکاها تابعی از فوگاسیته اکسیژن در طول تبلور مذاب است. میکاهای متبلور شده در شرایط اکسیدان غنی از منیزیم هستند، در حالی‌که در شرایط احیا، غنی از Fe^{2+} هستند. با توجه به اینکه میکاهای منطقه غنی از منیزیم هستند، در نتیجه اکثر نمونه‌ها در شرایط اکسیدان تشکیل شده‌اند. نمودار ارائه شده در شکل ۴ این موضوع را تأیید می‌کند.

با استفاده از ترکیب شیمیایی اسپینل‌های ماگمایی می‌توان محیط تشکیل ماگمای سازنده

آن‌ها را تعیین نمود. شکل ۹- A توسط Arai (۱۹۹۲) ارائه شده است که با استفاده از نسبت TiO_2 در مقابل Fe^{3+}# اسپینل‌ها رسم شده است. اسپینل‌های مورد بررسی در محدوده‌های مرتبط با کمان آتشفشانی و MORB قرار می‌گیرند. در شکل ۹- B (Kepezhinskas *et al*., 1993) اسپینل‌های مورد مطالعه در نزدیکی محدوده کمان‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند. بررسی‌های صحرایی و عدم وجود افیولیت در این منطقه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها متعلق به کمان آتشفشانی هستند.



شکل ۸- A) در این نمودار که توسط Abdel-Rahman (۱۹۹۴) پیشنهاد شده است، تمامی نمونه‌ها در گستره ترکیبی کالک‌آلکالن قرار می‌گیرند،B) این نمودار توسط Nachite (۱۹۸۶) پیشنهاد شده است و بیانگر ترکیب کالک‌آلکالن بیوتیت‌های مورد مطالعه است و C) نمودار نسبت Mg / (Mg + Fe) در مقابل TiO_2



شکل ۹- A) در این نمودار که توسط Arai (۱۹۹۲) پیشنهاد شده است، تمامی نمونه‌ها در محدوده‌های مرتبط با کمان آتشفشانی و MORB قرار می‌گیرند، B) این نمودار توسط Kepezhinskas و همکاران (۱۹۹۳) پیشنهاد شده که نمونه‌های این منطقه در نزدیکی محدوده کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند.

وجود دایک‌های این منطقه را می‌توان نشأت گرفته از تکتونیک پویای ایران مرکزی در زمان ائوسن دانست. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که در زمان ائوسن، نخست، منطقه کم‌خاشک تحت تأثیر نیروهای کششی در جهت شمال‌شرق- جنوب‌غرب قرار گرفته است که حاصل آن ایجاد دایک‌های حد واسط است و سپس این

منطقه تحت تأثیر نیروهای کششی در جهت شمال‌غرب- جنوب‌شرق قرار گرفته است که در نتیجه این نیروها، دایک‌های بازیک در جهت شمال‌شرق- جنوب‌غرب پدید آمده اند.

نتیجه‌گیری

در منطقه کم‌خاشک، دایک‌های حدواسط با امتداد NW-SE و دایک‌های بازیک با امتداد NE-SW، سنگ‌های کرتاسه را قطع کرده‌اند. دایک‌های حدواسط، دارای کانی‌های کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، بیوتیت، فلوگوپیت، آمفیبول، سانیدین و مگنتیت و کانی‌های ثانویه کلریت و کلسیت هستند. دایک‌های بازیک دارای کانی‌های الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، سانیدین، مگنتیت، ارتوپیروکسن، اسپینل و فلوگوپیت و کانی‌های ثانویه کلریت، سرپانتین، کلسیت و زئولیت هستند. در مجاورت دایک‌ها با سنگ میزبان، اندکی پختگی مشاهده می‌شود. رخداد دو نوع ماگماتیسم به‌صورت دایک، با دو جهت متفاوت در زمان ائوسن، بیانگر تغییر جهت رژیم کششی منطقه خور از شمال‌شرق- جنوب‌غرب به شمال‌غرب- جنوب‌شرق است. پتروگرافی و شیمی‌کانی‌ها نشان می‌دهد سنگ‌های مورد بررسی به سری ماگمایی کالک‌آلکالن و محیط زمین‌ساختی قوس‌های ماگمایی تعلق دارند.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان سپاسگزاری می‌نمایند.

منابع

آقانباتی، ع. (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

Abdel-Rahman, A. M. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc - alkaline and peraluminous magmas. Journal of Petrology 35: 525-541.

Aoki, K. and Shiba, I. (1973) Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-Gata, Japan. Lithos 6: 41-51.

Arai, S. (1992) Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. Mineralogical Magazine 56: 173-184.

Barth, T. F. W. (1956) Studies in gneiss and granite. Norske Vidensk. Akad. Oslo, I. Mat.-Naturv Klasse I, 263-274.

Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An introduction to the rock forming minerals. Longman Scientific and Technical, London.

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.

Hawthorne, F. C. (1983) The crystal chemistry of the amphiboles. Canadian Mineralogist 21: 173-480.

Helz, R. T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at PH20= 5 kb as a function of oxygen fugacity. Journal of Petrology 14: 249-302.

Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomson, J. A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. American Mineralogist 90: 316-328.

Hey, M. H. (1954) A new review of the chlorites. Mineralogical Magazine 30: 277-292.

Kepezhinskas, P. K., Taylor, R. N. and Tanaka, H. (1993) Geochemistry of plutonic spinels from the North Kamchatka Arc-Comparisons with spinels from other tectonic settings. Mineralogical Magazine 57: 575-590.

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

Kushiro, I. (1960) Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. American Journal of Science 258: 548-554.

Le Bas, N. J. (1962) The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. American Journal of Science 260: 267-288.

Leake, B. E., Wolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of Amphiboles, report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. Canadian Mineralogist 35(1): 219-246.

Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo - volcanic series. Earth and Planetary Science Letters 59: 139-54.

Morimoto, N., J., Fabrice, A., Ferguson, I. V., Ginzburg, M., Ross, F. A., Seifert, J., Zussman, K., Aoki, and Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxene. Mineralogical Magazine 52: 535-555.

Nachite, H. (1986) Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoïdes. Applications typologiques, Thèse de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest.

Nisbet, E. G. and Pearce, J. A. (1977) Clinopyroxene compositions in mafic lavas from different tectonic settings. Contributions to Mineralogy and Petrology 63: 149-160.

Orville, P. M. (1963) Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases. American Journal of Science 251: 201-237.

Patino Douce, A. E. (1993) Titanium substitution in biotite, an empirical model with applications to thermometry, O_2 and H_2O barometries and consequences from biotite stability. Chemical Geology 108: 133-162.

Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, A. E. (1979) Statistical analysis of clinopyroxenes from deep - sea basalts. American Mineralogist 64: 501-513.

Seck, H. A. (1972) The influence of pressure on the alkali feldspar solvus from peraluminous and persilicic materials. Fortschritte der Mineralogie 49: 31-49.

Technoexport (1984) Geology of Khur area (Central Iran) Report TE/NO. 20, Geological survey of Iran.

Tronnes, R. G., Edgar, A. D. and Armina, M. (1985) A high pressure - high temperature study of TiO_2 solubility in Mg-rich phlogopite, Implications to phlogopite chemistry. Geochimica et Cosmochimica Acta 49: 2323-2329.

پتـــرولوژی، سال چهارم، شماره سیزدهم، بهار ۱۳۹۲، صفحه ۳۳-۴۶
تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۷/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۲/۱۲

استفاده از داده‌های آماری پراکندگی اندازه بلورهای پیروکسن در مطالعه فرآیندهای پترولوژی مراکز آتشفشانی شمال‌شرق قروه، کردستان

اشرف ترکیان *، نفیسه صالحی و معصومه کرد
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

چکیده
روش آماری مطالعه پراکندگی اندازه بلورها (CSD)، راه‌کار جدیدی در مطالعه ویژگی‌های فیزیکی و پترولوژی سنگ‌های آذرین، به‌ویژه سنگ‌های آتشفشانی است. گدازه‌های آتشفشان‌های کواترنری شمال‌شرق قروه با تکیه بر این روش بررسی شد. ترکیب گدازه‌ها بازالتی است و در آن‌ها پیروکسن‌های غربالی، الیوین‌های اسکلتی، کوارتزهایی با خوردگی خلیجی و بیگانه‌سنگ‌های گنیسی یافت می‌شود. مطالعه بافت‌ها به‌صورت کمی و از طریق روش CSD انجام می‌شود. سرعت هسته‌بندی و مدت زمان رشد بلورها به وسیله پراکندگی اندازه بلورهای پیروکسن تعیین می‌شود. زمان رشد پیروکسن‌ها ۱۷-۳۶ سال به‌دست آمده که بیانگر ثبات شرایط تبلور در منطقه در طی دوره فوران است. نمودار لگاریتمی چگالی تجمعی در مقابل اندازه بلور، وقوع اختلاط ماگمایی را برای بازالت‌های منطقه قزلجه کند و توقف موقتی در اتاقک‌های ماگمایی قبل از رسیدن به سطح زمین را برای برخی فوران‌ها مانند قره‌بلاغ تأیید می‌نماید.

واژه‌های کلیدی: پراکندگی اندازه بلورها (CDS)، کواترنری، پیروکسن، اختلاط، قروه، کردستان

مقدمه

سنگ‌های آذرین نفوذی و خروجی، سنگ‌هایی هستند که بافت آن‌ها بیانگر شرایط متفاوت تبلورشان است. در سنگ‌های آتشفشانی که سرعت سرد شدن، تبلور و نرخ هسته‌بندی آن‌ها بالاست، میکرولیت‌ها و فنوکریست‌ها اغلب در کنار هم دیده می‌شوند و بافت تمام بلورین ندارند. شرایط برای سنگ‌های درونی به‌علت سرد شدن در اعماق و برخورداری از فرصت بیشتر برای رشد و هسته‌بندی، کاملاً متفاوت است. امروزه یکی از راه‌های مطالعه روی شاخص‌هایی مانند سرعت هسته‌بندی، پراکندگی اندازه بلورها (CSD= Crystal Size Distribution) است. این مدل یک روش کمی و آماری است که نخست توسط Randolph و Larson (۱۹۷۱) در شیمی مهندسی شکل گرفت و توسعه پیدا کرد. Marsh (۱۹۸۸ و ۱۹۹۸) با استفاده از این مدل، روش جدیدی را برای اثبات فرآیندهای تحول ماگمایی

* a-torkian@basu.ac.ir

ارایه کرد. بر پایه داده‌های CSD، Cashman و Marsh (۱۹۸۸) مدل کاربردی و عملی از پراکندگی اندازه بلورها، برای سنگ‌های آذرین پیشنهاد کردند که به کمک آن می‌توان شاخص‌های متعددی از جمله نرخ رشد و سرعت هسته‌بندی بلور، که در اثبات فرآیندهایی نظیر اختلاط ماگمایی استفاده می‌شوند، را بررسی کرد (Berger *et al*., 2011; Vinet and Higgins, 2011).

استفاده از روش کاربردی (CSD) در مطالعه سنگ‌های آذرین در ایران، از قدمت چندانی برخوردار نیست زیرا که خود مدل نیز در مطالعات پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی، قدمت چندانی ندارد. در این نوشتار، با هدف به‌کارگیری داده‌های آماری حاصل از پراکندگی اندازه بلورهای پیروکسن در گدازه‌های بازالتی واحدهای سنگ‌شناسی آتشفشان‌های شمال‌شرق قروه، به بررسی مدت زمان رشد، سرعت هسته‌بندی و احتمال وقوع تحولات ماگمایی از جمله اختلاط ماگمایی پرداخته شده است.

لازم به ذکر است که پیش از این، مراکز آتشفشانی مورد مطالعه از لحاظ سنگ‌شناسی، پترولوژی و پتروژنز (برای مثال: معین‌وزیری و امین‌سبحانی، ۱۳۶۷؛ عبدی، ۱۳۷۵؛ ملکوتیان و همکاران، ۱۳۸۵؛ حق‌نظر و ملکوتیان، ۱۳۹۰) بررسی شده‌اند. اما تاکنون از دیدگاه روش مطالعاتی CSD، بررسی نشده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه

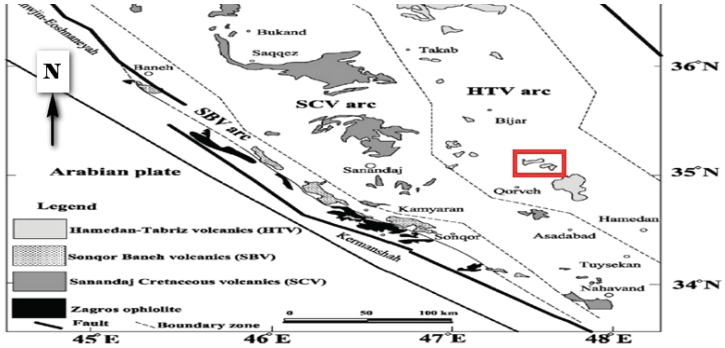
در شمال‌شرق قروه، چندین مرکز آتشفشانی در بین طول‌های جغرافیایی ′۷۸ °۴۷ تا ′۰۰ °۴۸ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ′۲۸ °۳۵ تا ′۳۰ °۳۵ شمالی واقع شده است که جزو آتشفشان‌های به سن کواترنری (معین‌وزیری و امین‌سبحانی، ۱۳۶۷) و در امتداد خطی با جهت NW-SE، به موازات راندگی زاگرس و در فاصله یکصد کیلومتری از تراست اصلی زاگرس، قرار دارند. این مراکز آتشفشانی در مطالعات معین‌وزیری و امین‌سبحانی (۱۳۶۷)، ملکوتیان و همکاران (۱۳۸۵)، بخشی از کمربند آتشفشانی قروه- تکاب- بیجار و جزو پهنه سنندج- سیرجان معرفی شده است، اما Azizi و Moinevaziri (۲۰۰۹) معتقدند در تقسیم‌بندی‌های جدید باید این منطقه را بخشی از کمربند ماگمایی ارومیه- دختر، که حاصل یک رژیم تکتونیکی فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای است، محسوب نمود. بر مبنای مطالعات این پژوهشگران، کمربند ماگمایی ارومیه- دختر از نظر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سن‌سنجی به دو شاخه شمالی (همدان- تبریز) و جنوبی (ساوه- بزمان) تقسیم می‌شود و منطقه مورد مطالعه بخشی از شاخه شمالی است (شکل ۱).

ویژگی‌های عمومی آتشفشان‌ها

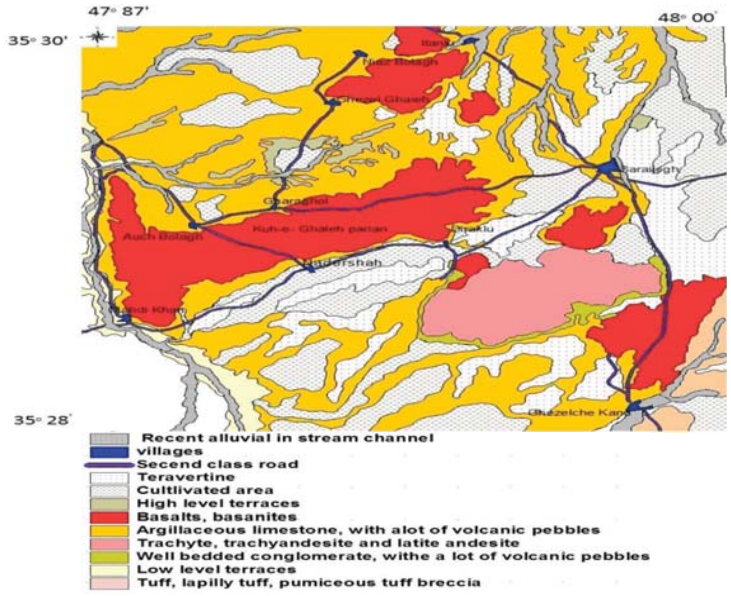
بررسی‌های صحرایی این مراکز آتشفشانی، نشان می‌دهد که آن‌ها دارای مخروط‌های کم ارتفاعی از جنس اسکوری هستند. گاهی در کنار مخروط‌ها، گدازه‌های بازالتی به‌علت برخورداری از گرانروی کم، تا صدها متر بر روی دشت‌ها نیز جریان یافته‌اند (شکل ۲). سنگ‌های مورد مطالعه همگی دارای ضریب رنگینی بین ۶۰ تا بیش از ۷۰، مزوکرات تا ملانوکرات، و دارای تخلخل فراوان و ساخت حفره‌ای هستند. به مناسبت نزدیکی به روستاهای منطقه به نام‌های توده‌های آتشفشانی قزلجه کند، قلعه پریان و قره‌بلاغ خوانده می‌شوند. در شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی و موقعیت مراکز آتشفشانی مورد مطالعه نشان داده شده است. در حوالی قزلجه کند، بازالت‌های فورانی، در اطراف مخروط، دارای بمب‌های آتشفشانی دوکی شکل با بیگانه‌سنگ گنیسی است که گاهی قطر آن‌ها به بیش از ۱/۵ متر نیز می‌رسد. نمونه‌ای از این بیگانه‌سنگ‌ها در موزه تاریخ طبیعی دانشگاه بوعلی‌سینا به نمایش گذارده شده است.

در قره‌بلاغ علاوه بر فوران‌های بازالتی، گدازه‌هایی با

ترکیب داسیت و آندزیت نیز وجود دارند (شکل ۲). اما در مورد سن نسبی این گدازه‌ها، اختلاف نظر وجود دارد. به اعتقاد معین‌وزیری و امین‌سبحانی (۱۳۶۷)، گدازه‌های داسیتی و آندزیتی، جوان‌تر از بازالت‌ها هستند. در این منطقه، نشانه‌هایی از وجود بیگانه‌سنگ گنیسی و بیگانه‌بلورهای کوارتزی مشاهده نمی‌شود.



شکل ۱- موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (کادر مستطیل شکل) در کمربند آتشفشانی همدان- تبریز نشان داده شده است. بر اساس آخرین تقسیمات Azizi و Moinevaziri (۲۰۰۹)، سه کمربند آتشفشانی در شمال‌غرب ایران وجود دارند که شامل SCV: کمربند آتشفشانی کرتاسه سنندج، HTV: کمربند آتشفشانی همدان- تبریز،SBV: کمربند آتشفشانی سنقر- بانه است.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، ترسیم شده بر پایه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی چهارگوش قروه (حسینی، ۱۳۷۸)

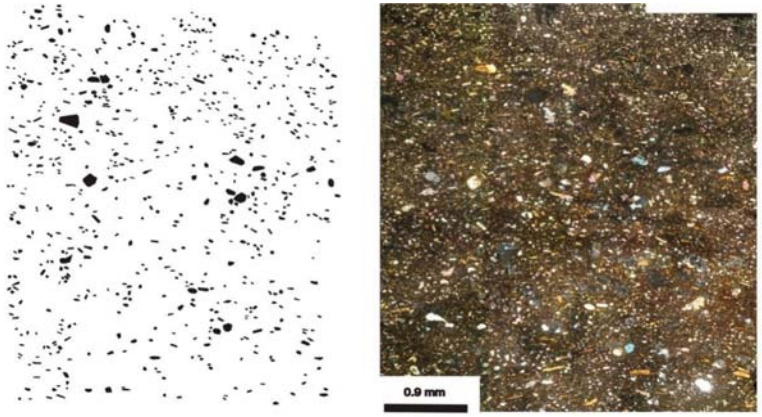
روش انجام پژوهش

برای هر مطالعه و تحقیقی، روش انجام کار و استنتاج از داده‌ها متفاوت است. اما در مطالعات پراکندگی اندازه بلورها (CSD)، به‌منظور بررسی پراکندگی اندازه بلورهای پیروکسن، روند متعارفی که توسط Armienti و همکاران (۱۹۹۴) و Higgins و Roberge (۲۰۰۷) معرفی شده است، در پیش گرفته می‌شود تا نتایج حاصل کاملاً دقیق و صحیح باشند. این روند در منابع بالا تشریح شده و در این‌جا خلاصه‌ایی از مراحل انجام کار آورده شده است:

الف) صرف نظر از مطالعاتی که بر روی مقاطع نازک به‌منظور پتروگرافی انجام شد، تعداد هشت مقطع نازک میکروسکوپی از نمونه‌های برداشت شده از مناطق مختلف انتخاب شدند. بلورهای مورد نظر در این مطالعه پیروکسن‌هایی هستند که از کم‌ترین آثار تجزیه برخوردارند. به‌علاوه، با توجه به هدف مطالعه، یعنی تجزیه و تحلیل کمی پراکندگی اندازه بلورها، جمعیت‌های بلوری در این مقاطع طوری انتخاب شده‌اند که نماینده کل جمعیت‌های بلوری در سنگ مورد مطالعه باشند.

ب) از سطح مقاطع میکروسکوپی، با عدسی شیئی با زوم 2.5x، تصاویر دیجیتالی تهیه شد. سپس تصاویر توسط نرم‌افزار Photoshop (نسخه CS5) هم‌پوشانی داده شده تا نهایتاً برای هر مقطع (از بین تصاویر تهیه شده) یک تصویر واحد (از هر مقطع نازک) به‌دست آید. محیط پیرامون بلورهای پیروکسن موجود در هر مقطع، توسط نرم‌افزار Corel Drawx4 ترسیم شد. نمونه‌ای از تصاویر اصلی و تصاویر پردازش شده در شکل ۳ آمده است.

ج) تصاویر فوق با نرم‌افزار ImageJ (نسخه 1.4) پردازش شده و سپس با کمک نرم‌افزار CSD Correction (نسخه 1.3) (Higgins, 2000) نمودارهای لگاریتمی شامل چگالی تجمعی و اندازه بلورها، برای هر مقطع، ترسیم شد. واحد اندازه‌گیری برای بلورها میلی‌متر و برای مقیاس چگالی تجمعی mm-4 در نظر گرفته شده است. برای تمام نمونه‌ها عامل گردشدگی، ۰/۲ منظور شده است. نتایج حاصل از داده‌های CSDCorrection در جدول ۱ آمده است.



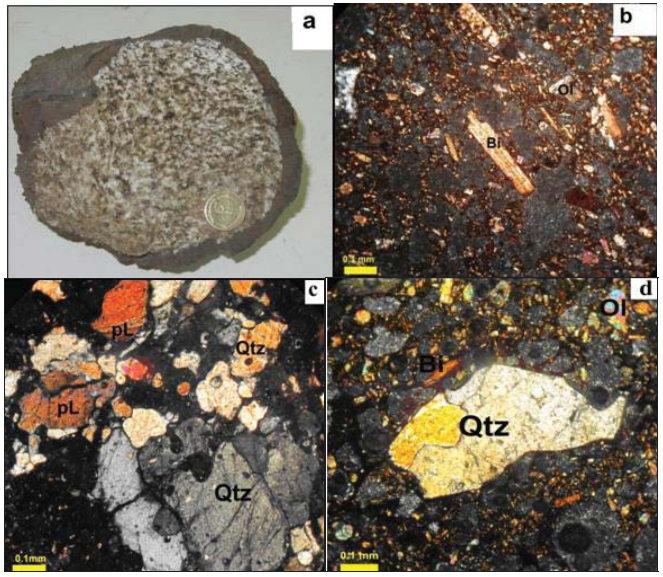
شکل ۳- نمونه‌ای از تصویر مقطع میکروسکوپی و تصویر پردازش شده با نرم‌افزار Corel x4

جدول ۱- فراوانی هر بازه‌ی اندازه بلورهای پیروکسن در نمونه‌های انتخابی

نام نمونه‌ها / بازه	D_1(دیرکلو)	D_2(دیرکلو)	D_3(دیرکلو)	N_1(نادرشاه)	N_2(نادرشاه)	G_1(قزلجه کند)	G_2(قره‌بلاغ)	U_1(اوج بلاغ)
0.631-0.398	2	20	2	-	2	1	4	1
0.398-0.251	8	110	6	6	23	17	2	17
0.251-0.158	26	335	44	17	136	95	18	88
0.158-0.1	96	552	205	86	338	410	94	267
0.1-0.0631	341	325	379	243	308	941	286	451
0.0631-0.0398	893	-	304	297	-	458	632	580
0.0398-0.0251	-	-	80	101	-	-	464	232
0.0251-0.0158	-	-	-	-	-	-	-	36

پتروگرافی

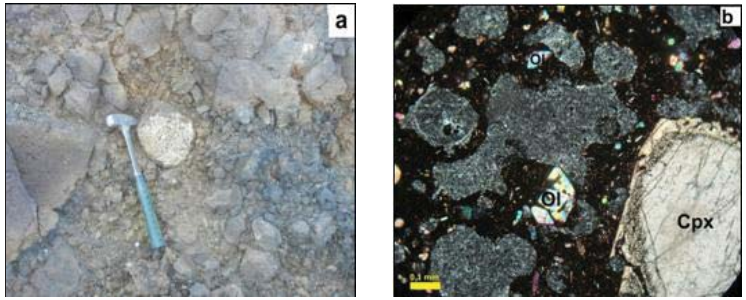
جهت سهولت کار و نتیجه‌گیری بهتر، ویژگی‌های سنگ‌شناسی هر آتشفشان، جداگانه توصیف می‌شود. ترکیب عمده سنگ، در قزلجه کند، بازالت و الیوین‌بازالت و دارای بیگانه‌سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب گنیسی است (شکل ۴- a). بازالت‌ها دربردارنده کانی‌هایی همچون پیروکسن، الیوین، پلاژیوکلاز و بیوتیت هستند. بافت، عمدتاً پورفیری با خمیره میکرولیتی است و فضای بین میکرولیت‌ها را شیشه و کانی‌های اپاک پر می‌کند. در برخی موارد، میکرولیت‌ها وضعیت نیمه‌جریانی از خود نشان می‌دهند. درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن دارای ساختمان منطقه‌بندی و بعضاً ماکل کارلسباد هستند. در این گدازه‌ها، همچنین، بلورهای درشت بیوتیت (شکل ۴- b) و بیگانه‌بلورهای کوارتزی (شکل ۴- c) و یا کوارتز- فلدسپاتی (شکل ۴- d) با حاشیه واکنشی وجود دارد.



شکل ۴- a) تصویر نمونه دستی از یک بیگانه‌سنگ آتشفشانی که هسته‌ای از جنس گنیس دارد و تصاویر میکروسکپی از سنگ‌های بازالتی این منطقه با b) بلورهای درشت بیوتیت، c) بیگانه‌بلورهای کوارتز که در حاشیه دچار انحلال شده‌اند، d) تجمعات بیگانه‌بلورهای کوارتز و فلدسپاتی (همگی تصاویر متعلق به منطقه قزلجه کند) (Bi: بیوتیت، Ol: الیوین، Qtz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز)

سنگ‌های منطقه قلعه پریان (شامل سه روستای دیرک‌لو، نادرشاه و اوج‌بلاغ) از نوع بازالت هستند و غالباً بافت پورفیری با خمیره میکرولیتی، میکرولیتی- شیشه‌ای نشان می‌دهند. زمینه شامل میکرولیت‌هایی از پیروکسن و پلاژیوکلاز است و فضای بین آن‌ها را اکسیدهای فلزی پر کرده است. درشت‌بلورها، تنها شامل کلینوپیروکسن و به مقدار کمتر الیوین هستند. کلینوپیروکسن‌ها اغلب دارای منطقه‌بندی و در برخی موارد، بافت غربالی (sieve texture) هستند. شایان ذکر است که در سنگ‌های این منطقه اثری از وجود درشت‌بلورهای بیوتیت و بیگانه‌بلورهای کوارتز با خوردگی خلیجی مشاهده نشده است. در برخی از سنگ‌های منطقه قلعه پریان به ویژه در دیرک‌لو، بیگانه‌سنگ‌های گنیسی (شکل ۵- a) دیده می‌شود. به‌علاوه، آثار خوردگی خلیجی و ذوب شدگی در حاشیه بلورهای کلینوپیروکسن کاملاً مشهود است. از آن‌جا که به اعتقاد Donaldson (۱۹۷۶) وجود بافت‌های اسکلتی در الیوین و غربالی در پیروکسن‌ها نشانه سرعت زیاد زیاد سرد شدگی ماگماست، بنابراین، سنگ‌های این منطقه (قلعه پریان) به سبب حضور این بافت‌ها بایستی سریع سرد شده باشند (شکل ۵- b).

ویژگی‌های سنگ‌شناسی و پتروگرافی منطقه قره‌بلاغ نیز مشابه با دو منطقه دیرک‌لو و قزلجه کند است. با این تفاوت که در این منطقه، در کنار سنگ‌های بازالتی، گدازه‌های داسیتی و آندزیتی نیز مشاهده می‌شوند. به‌علاوه، در آتشفشان قره‌بلاغ، بیگانه‌سنگ‌های گنیسی و بیگانه‌بلورهای کوارتزی وجود ندارد. در این منطقه همانند دیرک‌لو، فنوکریست‌های غربالی پیروکسن در کنار الیوین‌های با ساخت اسکلتی مشاهده می‌شوند.



شکل۵- a) بیگانه‌سنگ‌های گنیسی مشاهده شده در منطقه دیرک‌لو و b) حضور الیوین اسکلتی در کنار پیروکسن با بافت غربالی گویای سرعت زیاد سرد شدن در منطقه دیرک‌لو است. مشابه همین بافت‌ها در قره‌بلاغ نیز دیده می‌شود (Cpx: کلینوپیروکسن و Ol: الیوین)

بحث

Marsh (۱۹۸۸) برای نخستین بار نشان داد که می‌توان از نمودارهای CSD برای بررسی شرایط تبلور در یک سیستم ماگمایی استفاده کرد. به عقیده وی، وقوع تغییرات در اتاقک ماگمایی و در روند تبلور بلورها، نمودارهای CSD، را دستخوش تغییر می‌کند. هر چند، این بررسی‌ها برای نخستین بار بر روی پلاژیوکلازها صورت پذیرفت (Marsh, 1996; Wilhelm and Worner, 1996)، اما این روش بعدها در ارتباط با بلورهای پیروکسن (Lentz and Mcsween, 2000)، الیوین (Vinet and Higgins, 2011)، آمفیبول (آیتی و مهدوی، ۱۳۸۹؛ Higgins and Roberge, 2003)، گارنت (زندی‌فر و همکاران، ۱۳۸۸)، کوارتز و فلدسپات‌های آلکالن (رنجبر و همکاران، ۱۳۹۰) و

حفرات در سنگ‌های آتشفشانی (Baker *et al*., 2012) استفاده شده است.

سنگ‌های آتشفشانی مناطق قلعه پریان، قزلجه کند و قره‌بلاغ همگی در یک بازه زمانی مشخص (کواترنری) به‌وجود آمده‌اند و دارای ترکیب سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی نسبتاً مشابهی هستند. اما در طی صعود به سمت بالا دستخوش تغییرات فیزیکی و بعضاً شیمیایی شده و شواهد بافتی متفاوتی ارائه می‌دهند. همان‌طوری‌که قبلاً اشاره شد این مقاله سعی بر بررسی مدت زمان رشد، سرعت هسته‌بندی و نیز تأثیر این شاخص‌ها بر وقوع فرآیندهای مؤثر در تحول ماگمایی، دارد. بنابراین بر پایه نتایج حاصل از داده‌های آماری پراکندگی پیروکسن، دو شاخص زیر بررسی خواهند شد: الف) نرخ هسته‌بندی و مدت زمان رشد، ب) تحولات ماگمایی در نمودارهای CSD.

الف) محاسبه نرخ هسته‌بندی و مدت زمان رشد

هسته‌بندی و رشد بلور تحت تأثیر عوامل حرارتی و شیمیایی کنترل می شوند که از نظر حرارتی به شرایط حاکم بر محیط سرد شدگی (انجماد) و از لحاظ شیمیایی، به درجه اشباع‌شدگی مرتبط است. تغییر در برخی شاخص‌های شدتی مانند دما و فشار نیز هسته‌بندی و رشد بلور را تحت تأثیر قرار می‌دهند (Higgins and Roberge, 2007). در این راستا با اندازه‌گیری ابعاد بلورها می‌توان نرخ رشد و سرعت هسته‌بندی کانی‌ها را تعیین نمود. اگر هسته‌بندی بلورها متناسب با زمان تغییر کند، اندازه کانی‌های حاصل، دامنه و طیف گسترده‌ای را خواهند داشت. ولی چنانچه نرخ هسته‌بندی زیاد و سرعت سرد شدگی ماگما بالا باشد، بازه اندازه بلورها تنوع و توزیع دامنه داری را ندارد.

بر پایه تحقیقات Marsh (۱۹۹۸) نرخ رشد بلورها در سیستم‌های ماگمایی در سنگ‌های آذرین به کمک معادله $G=L_m/t$ محاسبه می‌شود که در آن L_m بیش‌ترین طول بلورها و t معرف سن سیستم ماگمایی است. در یک سیستم ماگمایی در حال سرد شدن، با توجه به شیب نمودار لگاریتمی که با دو مؤلفه چگالی تجمعی بلورها در برابر اندازه بلور ترسیم می‌شود، در یک بازه زمانی مشخص می‌توان نرخ رشد را تعیین نمود. معادله زیر سرعت (نرخ) رشد را ارائه می‌دهد:

$$S = -1/Gt$$

در این رابطه، S بیانگر شیب نمودار و t مدت زمان رشد بلور است. با گذشت زمان تعداد هسته‌های ایجاد شده برای بلورها به‌صورت نمایی افزایش پیدا می‌یابد. این افزایش، با روند خطی بین منحنی لگاریتمی چگالی تجمعی و اندازه بلورها تناسب دارد، البته با این شرط که نرخ رشد، کم و بیش ثابت و یکنواخت باشد. به اعتقاد Cashman (۱۹۹۰) و Marsh (۱۹۹۶)، نرخ هسته‌بندی در گدازه‌ها و دریاچه‌های گدازه‌ای بالاست در حالی‌که چنین شاخصی در توده‌های نفوذی به‌طور واضحی با ثبات‌تر و از نوسانات کم‌تری برخوردار است. از طرفی، افزایش اشباع‌شدگی در طی فوران سبب افزایش نرخ هسته‌بندی می‌شود (Higgins and Roberge, 2007) و در این مرحله اهمیت تأثیر عامل هسته‌بندی از شاخص رشد مهم‌تر خواهد بود و بلورهای بسیار زیاد با ابعاد خیلی کوچک شکل می‌گیرند.

با توجه به موارد بالا، سرعت (نرخ) هسته‌بندی (J) از رابطه $n(t)G(T)=[1-\varphi(t)]J(t)$ به‌دست می‌آید که n، t و φ به‌ترتیب نشانگرهای زمان، چگالی هسته‌بندی و تفریق بلورین هستند. در صورتی‌که زمان را صفر در نظر بگیریم، نرخ هسته‌بندی اولیه J_0 خواهد شد و معادله فوق به شکل ساده‌تر زیر توسط Marsh (۱۹۸۸) بیان می‌شود:

$$n_0G = J_0$$

n_0 مقدار چگالی هسته‌بندی اولیه بلورهاست که معادل عرض از مبداء شیب منحنی نمودار چگالی تجمعی (در واحد لگاریتمی) - اندازه بلورهاست. پس از

رسم شیب این منحنی، نقطه تقاطع آن با محور چگالی تجمعی، معادل با n_0 خواهد بود.

با وجود این‌که Marsh (۱۹۹۸) اعلام نمود نرخ رشد در واحدهای سیلیکاته مشابه یکدیگر است اما ممکن است دقیقاً برابر هم نباشند و نتوان سرعت رشد بلورهایی (پلاژیوکلاز) که نامبرده تعیین کرده است را در معادله فوق استفاده نمود. در این معادله ما تجربیات آزمایشگاهی Leu (۲۰۱۰)، که برای تعیین نرخ رشد بلورهای کلینوپیروکسن، در یک مذاب بازالتی به انجام رسیده است، را استفاده کرده‌ایم. ایشان نرخ رشد این کانی را معادل $10^{-9/3}$ cms^{-1} که قدری از نرخ رشد پلاژیوکلازها (Wilhelm and Worner, 1996) بزرگتر است را پیشنهاد نمود. حال با توجه به نمودارهای CSD برای تمامی بلورهای پیروکسن موجود در سنگ‌های مراکز آتشفشانی مختلف مورد مطالعه، شاخص‌هایی مانند زمان رشد، نرخ هسته‌بندی اولیه و نرخ رشد محاسبه شده و نتایج داده‌های محاسبات در جدول ۲ ارائه شده است. مدت زمان رشد در گستره‌ای از ۱۷ تا ۳۶ سال قرار دارد. گستره محدود مدت زمان رشد ممکن است بیانگر نبود تغییرات عمده‌ای در فعالیت‌های آتشفشانی منطقه باشد.

در تأیید این نتایج، در مقاطع نازک میکروسکوپی، حضور الیوین‌های اسکلتی و پیروکسن‌هایی با بافت غربالی نیز به اثبات رسیده که گویای سرعت نسبتاً زیاد رشد بلورها (حداقل به‌صورت مقطعی) است.

جدول ۲- نتایج حاصل از محاسبه نرخ هسته‌بندی و مدت زمان رشد برای بلورهای پیروکسن سنگ‌های آتشفشانی شمال‌شرق قروه

شماره مقطع	نرخ رشد G_0	نرخ هسته‌بندی اولیه J_0	عرض از مبدا n_0	شیب S	زمان رشد t (برحسب سال)
D_1	$10^{-9.3}$	1.33×10^{-6}	7.89	-27.3	23.7
D_2	$10^{-9.3}$	4.41×10^{-7}	6.78	-21.6	29.3
D_3	$10^{-9.3}$	3.99×10^{-7}	6.68	-18.7	33.83
N_1	$10^{-9.3}$	7.41×10^{-7}	7.30	-32.8	19.12
N_2	$10^{-9.3}$	3.367×10^{-7}	6.51	-23.8	26.58
G_1	$10^{-9.3}$	1.32×10^{-6}	7.88	-24.6	25.7
G_2	$10^{-9.3}$	1.47×10^{-6}	7.99	-36.2	17.47
U_1	$10^{-9.3}$	4.63×10^{-7}	6.83	-17.8	35.54

نتیجه حاصل از این بررسی‌ها گویای آن است که ماگمای این مناطق با سرعت نسبتاً زیادی سرد شده‌اند که ممکن است ناشی از تأثیر عواملی مانند سرعت زیاد خروج ماگما، کم‌بودن ضخامت گدازه‌ها و یا ترکیب شیمیایی ماگما باشد. از طرفی، با توجه به محدوده زمانی کوتاه رشد بلورهای پیروکسن (۱۷-۳۶ سال)، شرایط رشد و تبلور در دوره پلیوکواترنری تقریباً یکنواخت و بدون تغییرات قابل توجهی بوده و بنابراین تبلور، تنها تحت تأثیر نوسانات دمایی قرار داشته است.

ب) تحولات ماگمایی در نمودارهای CSD

اختلاط ماگمایی (magma mixing) فرآیندی متداول در اکثر سیستم‌های ماگمایی، به‌ویژه در پهنه‌های مرتبط با رژیم‌های تکتونیکی فرورانش است. اختلاط ماگمایی سبب ایجاد گوناگونی در شرایط تبلور ماگما می‌شود. با توجه به وسعت این آمیختگی، هر نوع تغییر در شرایط تبلور، علاوه بر این که در بافت و شیمی کانی‌ها و سنگ، شواهدی را به‌جا می‌گذارد، می‌تواند نمودار پراکندگی اندازه بلورها (CSD) را دستخوش تغییر کند. پیدایش دو جمعیت بلوری متفاوت در کنار هم و یا اختلاط دو ماگما با هم، هر دو نمودهای بارزی از فرآیند آمیختگی ماگمایی هستند (Higgins, 1996b; Higgins and Roberge, 2007) که نمودار اندازه بلورها را دچار تغییراتی می‌نمایند. در صورت وقوع چنین رخدادی، این موضوع، صرف نظر از تغییرات شیمیایی، در روابط پتروگرافی یعنی اندازه بلورها و روابط بین

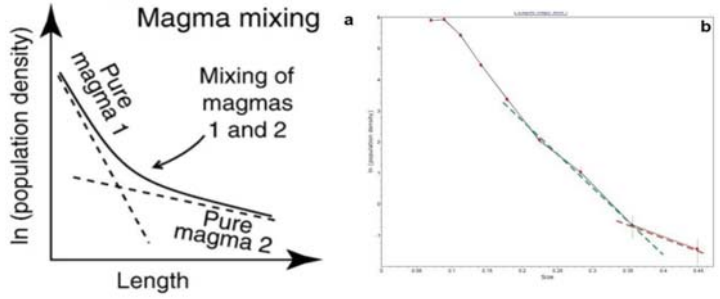
آن‌ها، با یکدیگر قابل اثبات است.

برپایه مطالعات انجام شده، نمودار پراکندگی اندازه بلورها در هنگام تبلور ماگما در شرایط عادی یعنی تبلوری بدون حادثه خاص (مانند تغییرات حجم مخزن، نوسانات فشار کلی و فشار بخار آب، اختلاط و ...) روندی مستقیم و به‌صورت یک خط راست (S-type CSD) است. اما زمانی که دو ماگما در هم می‌آمیزند، نمودار CSD آن‌ها، دیگر دارای خط راست و مستقیمی نخواهد بود. به‌عبارت دیگر، هر ماگمایی برای تبلور در شرایط عادی، CSD مستقیم و صاف دارد. حال آنکه کافی است فقط دو ماگما با دو روند تبلور متفاوت مخلوط شوند که در این صورت، نمودار CSD منحنی‌های شکسته‌ای (F-type CSD) را ارائه خواهد داد. در حقیقت، هر روند منحنی‌شکلی در نمودار پراکندگی اندازه بلورها، متشکل از دو یا چند خط مستقیم، با شیب و عرض از مبدأهای متفاوت است. خطوط مستقیم دو نمودار جداگانه از تبلور ماگماها در شرایط مجزا، که حالا منحنی‌های CSD خمیده‌ای را ایجاد کرده‌اند، هر یک موازی بخش‌هایی از نمودار CSD در قسمت ریزدانه و درشت‌دانه هستند. مقدار انحناء و خمش نمودار به‌علت لگاریتمی بودن محور عمودی بستگی به اختلاف شیب CSD های اولیه دارد. همچنین، هر قدر خمیدگی منحنی‌ها بیشتر باشد جمعیت‌های بلوری متغیرتری با یکدیگر مخلوط شده‌اند. در این صورت، ماگماهای مخلوط شده، تبلور بیشتری را پشت سر گذاشته‌اند (برای مثال: Higgins, 1996a, 1996b, 1988, 2000, 2002؛ Higgins and Roberge, 2007؛ Higgins and Vinet and Higgins, 2011؛ Meilleur, 2009).

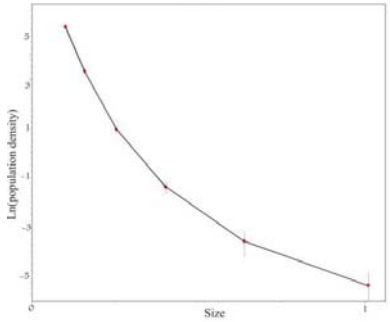
Higgins و Roberge (۲۰۰۷) در مقاله خود سلسله تصاویر نمودارهای CSD را از شرایط مختلف تبلور ارائه داده‌اند که منطبق با فرآیند آمیختگی ماگمایی (شکل ۶- a) است.

با توجه به داده‌های جدول ۲، نمودار پراکندگی اندازه پیروکسن‌های مربوط به مناطق آتشفشانی مورد مطالعه در شکل‌های ۶- b و ۷ تا ۱۱ ارائه شده است. در مرکز آتشفشانی روستای قزلجه کند (شکل ۶- b) نمودار تجمعی بلور در مقابل اندازه پیروکسن، منحنی‌های شکسته‌ای را نشان می‌دهد.

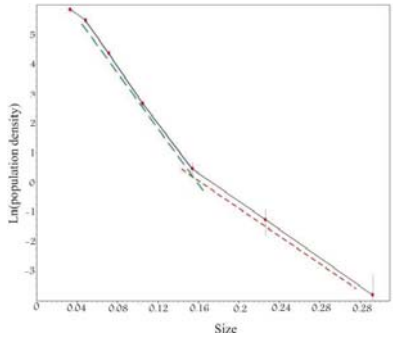
در دیرک لو (شکل ۷) و نادرشاه (شکل ۸) از پهنه قلعه پریان، منحنی‌های پراکندگی اندازه بلورهای پیروکسن، نیز منحنی‌هایی شکسته هستند. در منطقه اوچ بلاغ هیچ تغییری در نمودار CSD مشاهده نمی‌شود و در واقع بلورهای پیروکسن، تک جمعیتی هستند (شکل ۹).



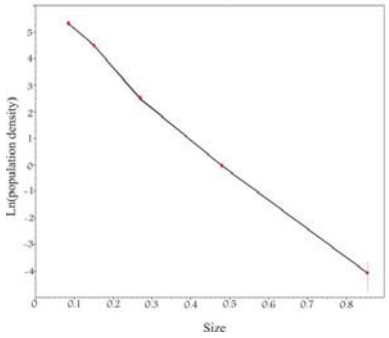
شکل ۶- a) نمودار CSD برای فرآیند اختلاط ماگمایی (Higgins and Robrge, 2007) بیانگر ترکیب دو ماگمای خالص با دو جمعیت بلوری مختلف است، b) نمودار CSD مربوط به فوران آتشفشانی منطقه قزلجه کند؛ وجود شکستگی در منحنی بیانگر اختلاط بین دو ماگما با بلورهایی با اندازه‌های چگالی (تراکمی) متفاوت است.



شکل ۷- نمودار لگاریتمی چگالی تجمعی در برابر اندازه بلور برای منطقه دیرک لو؛ انحنای موجود در نمودار در بازه‌های مختلف اندازه بلور حاصل از تغییر شرایط تبلور است.



شکل ۸- نمودار لگاریتمی تجمعی- اندازه بلورهای پیروکسن‌های بازالتی منطقه نادرشاه

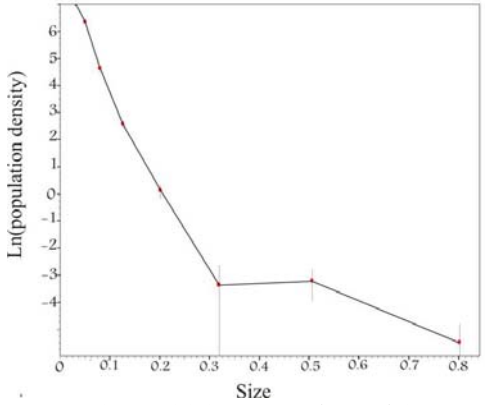


شکل ۹- نمودار چگالی تجمعی- اندازه بلورهای پیروکسن در سنگ‌های مرکز فورانی اوچ بلاغ با وجود خط مستقیم، وضعیت تک جمعیتی پیروکسن‌ها را نشان می‌دهد.

در منطقه قره‌بلاغ، نمودار چگالی تجمعی بلورهای پیروکسن در مقابل اندازه آن‌ها دارای خمش و شکستگی واضحی است (شکل ۱۰).

نتایج

نتایج حاصل از محاسبه نرخ هسته‌بندی و مدت زمان رشد بلورهای پیروکسن موجود در سنگ‌ها در سه مرکز آتشفشانی قزلجه کند، قلعه پریان، قره‌بلاغ به سن پلیوکواترنری، نشان می‌دهد که مدت زمان رشد پیروکسن‌ها در سیستم ماگمایی بین ۱۷ تا ۳۶ سال با گستره زمانی رشد نه چندان زیاد است. این مسئله بیانگر نبود عامل ایجاد تغییرات خاص در این دوره زمین‌شناسی و به دنبال آن، عدم تأثیر در خور توجهی در نرخ هسته‌بندی و رشد پیروکسن‌های واحدهای آتشفشانی مورد مطالعه است. سرعت نسبتاً زیاد سرد شدن و انجماد ماگما ممکن است ناشی از تأثیر عواملی مانند سرعت زیاد خروج ماگما، کم بودن حجم ماگما و یا ترکیب شیمیایی ماگما باشد. از طرفی، با توجه به محدوده زمانی کوتاه رشد بلور، شرایط رشد و تبلور در این دوره تقریباً یکنواخت و بدون تغییرات در خور توجهی بوده است. بنابراین، تبلور صرفاً تحت تأثیر نوسانات دمایی قرار داشته و رشد بلورها توسط نیروی مؤثر بر تبلور کنترل شده است. عوامل کنترل کننده بستگی به شاخص‌های حرارتی و شیمیایی دارند که متأثر از زمان سرد شدگی و اشباع‌شدگی محیط است. اما در بین تمامی شاخص‌ها، عامل زمان، مهم‌ترین شاخصی است که بر نرخ رشد چندان مؤثر نیست، اما نرخ هسته‌بندی را تغییر داده است و به ایجاد اثرات در خور توجهی بر فرآیندهای تحول ماگمایی منجر خواهد شد. به‌منظور بررسی مدل و روند تکاملی ماگما، علاوه بر شرایط فیزیکی تبلور ماگما، مانند فشار و دما، باید به شواهد بافتی و صحرایی نیز توجه کرد. این موضوع در تحلیل هر یک از نمودارهای یاد شده در نظر قرار گرفته است. در مرکز آتشفشانی روستای قزلجه کند (شکل ۶-b) نمودار CSD منحنی شکسته‌ای را نشان می‌دهد. در پهنه قلعه پریان، نمودارهای CSD فوران‌های دیرک لو (شکل ۷) نیز با نمودار منطقه قزلجه کند مشابه هستند. به‌عبارت دیگر، ماگماهای بازالتی در این مناطق از شرایط تبلور مشابهی برخوردار بوده‌اند که با نمودارهای خمیده آن‌ها، مشخص می‌شود که روند تبلور و انجماد بلورها، عادی نبوده و سرد شدگی ماگما هم‌زمان با نوساناتی در شرایط فیزیکی آن به‌وقوع پیوسته است.



شکل ۱۰- نمودار لگاریتمی چگالی تجمعی در برابر اندازه بلورها برای منطقه قره‌بلاغ

از جمله این‌که بلورهای درشت‌تر (بخش انتهایی نمودار خمیده سمت راست) به ماگمایی تعلق دارد که در اعماق بیشتر و یا در محیطی آرام‌تر سرد شده ولی بخش ابتدایی نمودار در سمت چپ در مناطق سطحی‌تر و با سرعت زیادتری متبلور شده است. از شواهد بافتی و صحرایی گویای این موضوع می‌توان به موارد زیر اشاره کرد: در قطعات پرتابه‌ای دوکی شکلی در منطقه قزلجه کند بیگانه‌سنگ‌هایی با ترکیب گنیس وجود دارد که معروف به "بمب‌های گنیسی" هستند (شکل ۴). در مقاطع میکروسکپی حضور بیگانه‌بلورهای منفرد کوارتزی و فلدسپاتی (شکل ۴) و تجمعات بیگانه‌بلورهای کوارتز و فلدسپات مشهود است و چنانکه قبلاً اشاره شد این بیگانه‌بلورها در حاشیه دستخوش انحلال و خوردگی شده‌اند (شکل ۴). همچنین، ملکوتیان و همکاران (۱۳۸۵) تجمعات پیروکسن‌های سوزن‌شکل در سنگ‌های منطقه را گزارش نموده است. از طرفی، برخی از نمونه‌های همین منطقه نیز از درصد حجمی زیادی بیوتیت برخوردارند که معرف بالا بودن مقدار پتاسیم محیط و ماگمای حامل آن‌هاست.

بر اساس شواهد صحرایی مانند وجود بیگانه‌سنگ‌های گنیسی و بیگانه‌بلورها و نشانه‌های بافتی حاصل از خوردگی کوارتز و فلدسپات، فراوانی بیوتیت، اولیوین‌های اسکلتی، وجود بافت غربالی و سوزنی در پیروکسن‌ها همگی گواه آن هستند که شرایط عادی و روند تبلور معمول در سیستم ماگماهای فوران یافته در این منطقه حاکم نبوده است. بنابراین می‌توان گفت که یک ماگمای بازیک از اعماق در حال صعود به سطوح بالاتر بوده است و ضمن بالا آمدن، فرآیندهای تبلور و تفریق را پشت سر گذاشته و در آن بلورهای اولیوین و پیروکسن شکل گرفته‌اند. به سبب این‌که ماگمای بازیک از دمای بالایی برخوردار بوده است، حداقل بخشی از مواد پوسته‌ای (احتمالاً پوسته زیرین) در مسیر عبور خود را ذوب کرده و با آن اختلاط یافته است. بر طبق تعریف، اختلاط ماگمایی شامل: مخلوط شدن دو جمعیت بلورین از ماگماها و یا از منابع متبلور (جامد) مجزاست (برای مثال: Vinet and Higgins, 2011). در مطالعات متعددی ثابت شده که این فرآیند آن‌قدر که در نمودارهای چگالی تجمعی در مقابل اندازه بلور (CSD) قابل تشخیص است در زمین‌شیمی سنگ محسوس نیست. به‌عبارت دیگر، روش CSD در مقایسه با روش‌های زمین‌شیمیایی به اختلاط ماگمایی حساس‌ترند و آن را بهتر تبیین می‌نمایند (Cashman and Marsh, 1988).

در بازالت‌های فورانی روستای نادرشاه آثار مرتبط با آمیختگی ماگمایی به روشنی و فراوانی مراکز قزلجه کند و دیرک لو مشاهده نشده است. به‌همین علت تصور می‌شود به پیروی از مطالعات Armienti و همکاران (۱۹۹۴)، ایجاد چنین حالتی در نمودار چگالی تجمعی – اندازه بلور ناشی از توقف و ماندگاری موقتی ماگما در اتاقک‌های ماگمایی باشد. در حقیقت اقامت‌های متعدد در اتاقک‌های ماگمایی در طی صعود به سطح زمین، نشان دهنده تبلور و انجماد در شرایط گوناگون است که باعث ایجاد خطوط شکسته متوالی، که در مجموع نمودار را منحنی‌شکل و خمیده می‌نماید، می‌شود (شکل ۸). به‌طوری‌که شیب تند منحنی این نمودارها بر نرخ زیاد هسته‌بندی و مدت اقامت کوتاه و شیب کم آن ناشی از زمان توقف و ماندگاری طولانی‌تر و سرعت هسته‌بندی آهسته‌تری را نشان می‌دهد.

جمع‌بندی شواهدی بافتی و نتایج حاصل از تحلیل نمودارهای پراکندگی اندازه بلورهای پیروکسن در منطقه قلعه پریان گویای آن است که در امتداد این پهنه از شرق به سمت غرب مراکز آتشفشانی، از درجه آمیختگی ماگمای بازالتی کاسته می‌شود. در منطقه قره‌بلاغ نمودار CSD دارای خمش و انحنای مشخصی است (شکل ۱۰)، اما در این منطقه نشانه‌ای از آلایش

با ترکیبات پوسته‌ای دیده نمی‌شود.

به‌علاوه، در نمونه سنگ‌های این منطقه، بلورهای کوچک‌تر و میکرولیت‌ها جمعیت در خور توجهی را به خود اختصاص داده‌اند. حضور سه گروه بلوری ممکن است نشان‌دهنده دوره‌های متعدد توقف در اتاقک‌های ماگمایی در مسیر صعود به سطح باشد. در بازالت‌های اوج بلاغ نمودار CSD خط مستقیم و صافی است (شکل ۹) و در واقع بیانگر تک جمعیتی بودن بلورهای پیروکسن است. این مسأله اشاره به ثبات در شرایط تبلور بلورهای پیروکسن در این فوران بازالتی دارد (برای مثال: Higgins, 1996a, 1996b, 2000).

منابع

آیتی، ف. و مهدوی، س. (۱۳۸۹) بررسی توزیع اندازه بلورها در سنگ‌های آذرین: رهنمودی بر روند تکامل ماگما در اتاقک‌های ماگمایی. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران (۳): ۴۲۱-۴۳۲.

حسینی، م. (۱۳۷۸) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قروه. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

حق‌نظر، ش. و ملکوتیان، س. (۱۳۹۰) خصوصیات منشأ گوشته‌ای آلکالی الیوین بازالت‌های منطقه قروه- تکاب. پترولوژی ۶(۲): ۱۷-۳۰.

رنجبر، ش.، محمودی، ش. و شعبان‌زاده، م. (۱۳۹۰) توزیع اندازه بلورهای پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپات آلکالن در جایگزینی کمپلکس نریگان در شمال‌شرق اسفوردی. پانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت معلم، تهران.

زندی‌فر، س.، ولی‌زاده، م.، برقی، م. و فرودی جهرمی، م. (۱۳۸۸) بررسی پراکندگی اندازه بلورهای (CSD) گارنت در دگرگونی مجاورتی روستای حسن‌آباد یزد. فصل‌نامه علوم‌زمین (۷۳): ۱۵۲-۱۴۷.

عبدی، ق. (۱۳۷۵) بررسی پترولوژیکی سنگ‌های آتشفشانی شمال‌شرق قروه (کردستان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

معین‌وزیری، ح. و امین‌سبحانی، ا. (۱۳۶۷) مطالعه آتشفشان‌های جوان منطقه تکاب- قروه. انتشارات دانشگاه تربیت معلم (خوارزمی)، تهران، ایران.

ملکوتیان، س.، حق‌نظر، ش.، قربانی، م. و امامی، م. (۱۳۸۵) بررسی تحولات ماگمایی در سنگ‌های آتشفشانی بازی کواترنری محور قروه-تکاب. فصل‌نامه علوم‌زمین ۶۴: ۱۶۶-۱۷۸.

Armienti, P., Pareschi, M. T., Innocenti, F. and Pompilio, M. (1994) Effects of magma storage and ascent on the kinetics of crystal growth. Contribution to Mineralogy and Petrology 115: 402-414.

Azizi, H. and Moinevaziri, H. (2009) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. Journal of Geodynamics 47: 167-179.

Baker, D. R., Mancini, L., Polacci, M., Higgins, M. D., Gualda, G. A. R., Hill, R. J. and Rivers, M. L. (2012) An introduction to the application of X-ray microtomography to the 3D study of igneous rocks. Lithos 148: 262-276.

Berger, A., Herwegh, M., Schwarz, J. and Putlitz, B. (2011) Quantitative analysis if crystal/grain sizes and their distributions in 2D and 3D. Journal of Structural Geology 33: 1751-1763.

Cashman, K. V. (1990) Textural constraints of the kinetics of crystallization of igneous rocks. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy 24: 259-314.

Cashman, K. V. and Marsh, B. D. (1988) Crystal Size Distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II: Makaopuhi Lava Lake. Contributions to Mineralogy and Petrology 99: 292-305.

Donaldson, C. H. (1976) An experimental study of olivine morphology. Contributions to Mineralogy and Petrology 57: 187-213.

Higgins, M. D. (1996a) Magma dynamics beneath Kameni Volcano, Thera, Greece, as revealed by crystal size and shape measurement. Journal of Volcanology and Geothermal Research 70: 37-48.

Higgins, M. D. (1996b) Crystal size distributions and other quantitative textural measurements in lavas and tuff from Mt Taranaki (Egmont volcano), New Zealand. Bulletin of Volcanology 58: 194-194.

Higgins, M. D. (2000) Measurement of crystal size distributions. American Mineralogist 85: 1105-1116.

Higgins, M. D. (2002) Closure in crystal size distribution (CSD) calculation and significance of CSD fans. American Mineralogist 87: 160-164.

Higgins, M. D. and Meilleur, D. (2009) Development and emplacement of the Inyo Dome Magmatic Suite, California: Evidence from geological, textural (CSD) and geochemical observations of ash and lava. Journal of Volcanology and Geothermal Research 186: 280-292.

Higgins, M. D. and Roberge, J. (2003) Crystal size distribution (CSD) of plagioclase and amphibole from sufrier Hills volcano, Monteserrat: evidence from dynamic crystallization/textural coarsening cycles. Journal of Petrology 44: 1401-1411.

Higgins, M. D. and Roberge, J. (2007) Three magmatic components in the 1973 eruption of Eldfell volcano, Iceland: Evidence from plagioclase crystal size distribution (CSD) and geochemistry. Journal of Volcanology and Geothermal Research 161: 247-260.

Lentz, R. C. F. and Mcsween, J. (2000) Crystallization of basaltic shergottites: Insights from crystal size distribution (CSD) analysis of pyroxenes. Meteoritic and Planetary Science 35: 919-927.

Leu, A. R. (2010) Clinopyroxene growth rate in mafic melts. Geological Society of American Abstracts 42: 100.

Marsh, B. D. (1988) Crystal Size Distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization I. Theory. Contributions to Mineralogy and Petrology 99: 277-291.

Marsh, B. D. (1996) Solidification fronts and magmatic evolution. Mineralogical Magazine 60: 5-40.

Marsh, B. D. (1998) On the interpretation of crystal size distribution in magmatic systems. Journal of Petrology 39: 553-599.

Randolph, A. D. and Larson, M. A. (1971) Theory of particulate processes. Academic Press, New York.

Vinet, N. and Higgins, M. D. (2011) What can crystal size distributions and olivine compositions tell us about magma solidification processes inside Kilauea lava lake, Hawaii? Journal of Volcanology and Geothermal Research 208: 136-162.

Wilhelm, S. and Worner, G. (1996) Crystal size distribution in Jurassic Ferrar flow and sills Victoria Land, Antarctica. Contribution to Mineralogy and Petrology 125: 1-15.

پتـــرولوژی، سال چهارم، شماره سیزدهم، بهار ۱۳۹۲، صفحه ۴۷-۶۶
تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۶/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۲/۱۲

زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی در گارنت‌های اسکارنی در کانسار خوت و پناهکوه، غرب یزد

اعظم زاهدی [۱] *، محمد بومری [۱] و محمدعلی مکی‌زاده [۲]

[۱] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
[۲] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

کانسار اسکارن خوت و پناهکوه در ۵۰ کیلومتری شمال‌غرب شهرستان تفت در استان یزد واقع شده است. آنالیز عناصر اصلی و نادر خاکی توسط Microprobe و LA-ICP-MS نشان داد که دو نوع گارنت اصلی در اسکارن‌های خوت- پناهکوه وجود دارد. ترکیب شیمیایی گارنت‌ها در اسکارن خوت از محلول جامد گروسولاریت- آندرادیت تا آندرادیت تقریباً خالص تغییر می‌کند، در حالی که تمام گارنت‌های اسکارنی پناهکوه آندرادیت تقریباً خالص و ایزوتروپ هستند. گارنت‌ها در طی فرآیند متاسوماتیسم غنی از عناصر نادر خاکی می‌شوند. نمودار Fe/Ti در مقابل نسبت‌های Al/(Al + Fe + Mn) در اسکارن‌های خوت- پناهکوه نشان داد که بیش از ۵۰ درصد فاز سیال گرمابی در تشکیل گارنت‌ها مؤثر بوده است. مقایسه روندهای عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده نسبت به کندریت در دو نوع متفاوت گارنت نشان داد که همه گارنت‌ها غنی از عناصر نادر خاکی سبک و تهی از عناصر نادر خاکی سنگین همراه با آنومالی‌های متفاوتی از یوروپیم (Eu) هستند. گارنت‌های غنی از آهن با آنومالی مثبت Eu مشخص می‌شوند در حالی‌که گراندیت‌ها آنومالی منفی Eu را نشان می‌دهد. تفاوت در مقدار آنومالی‌ها نشان‌دهنده ناهمگونی‌های سامانه اسکارنی نظیر تغییرات محلی سنگ مادر و سیال متاسوماتیک است. الگوی فراوانی نسبتاً همسان عناصر نادر خاکی در اسکارن و گارنت بیانگر این است که در اسکارن‌های مطالعه شده، گارنت مهم‌ترین کانی میزبان برای عناصر نادر خاکی است. بنابراین، مطالعه رفتار زمین‌شیمیایی عناصر نادر خاکی گارنت در شناخت تکامل سیالات متاسوماتیک سودمند است.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی، عناصر نادر خاکی، گارنت، اسکارن، خوت و پناهکوه

مقدمه

بیش‌ترین مطالعات رفتار عناصر نادر خاکی (REE) در محیط‌های گرمابی در سامانه‌های فعال بررسی شده است. تاکنون مطالعات نسبتاً اندکی بر روی روندهای توزیع عناصر نادر خاکی در سامانه‌های گرمابی فسیل شده و یا محصولات متاسوماتیسم تراوشی حاصل از سیالات آذرین، دگرگونی یا گرمابی مرتبط با کانسارهای اسکارنی تراوشی در سنگ‌های کربناته و سیلیکات‌های

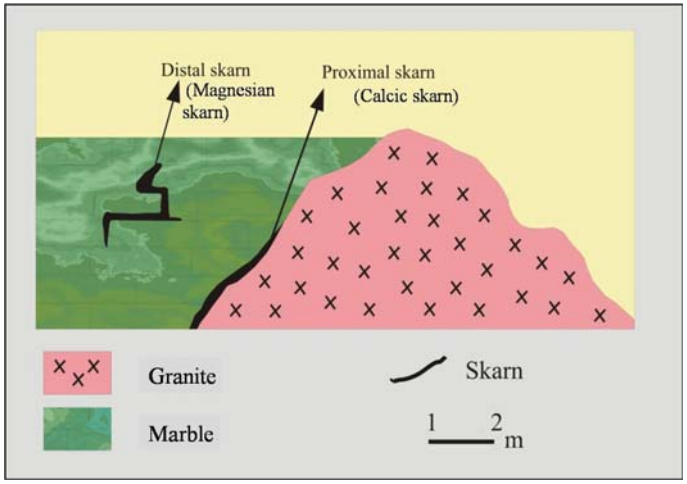
* zahedi.geochemistry@gmail.com

مجاور انجام شده است. متاسوماتیسم گسترده عناصر نادر خاکی می‌تواند در سامانه‌های گرمابی در اعماق کم تا متوسط رخ دهد و زمین‌شیمی این عناصر می‌تواند در شناسایی منشأ اسکارن‌ها و کانسارهای وابسته مفید باشد (Adriana *et al*., 2009). گارنت‌های اسکارنی در کانسار خوت- پناهکوه مانند دیگر گارنت‌های گرمابی در اسکارن‌های اسلو ریفت و کرون جول واشینگتون تغییرات درون‌بلوری شدیدی را در توزیع عناصر نادر خاکی نشان می‌دهند. Jamtveit و Hervig (1994) علت این تغییرات را به منشأ سیال ماگمایی و جوی نسبت داده است. در این مطالعه به‌منظور بررسی شرایط تشکیل اسکارن در سامانه اسکارنی خوت- پناهکوه به بررسی رخداد تغییرات روندهای عناصر نادر و نادر خاکی در گارنت‌های اسکارنی منطقه خوت و پناهکوه پرداخته می‌شود.

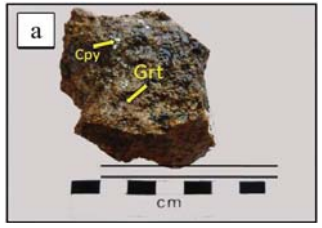
زمین‌شناسی منطقه

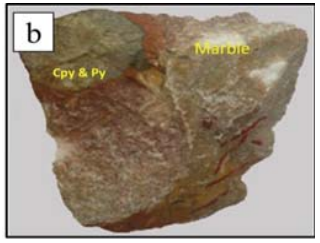
کانسار اسکارنی خوت- پناهکوه در ۶۰ کیلومتری غرب مرکز استان یزد واقع شده است. به‌طور کلی این منطقه در قسمت میانی کمربند ماگمایی ارومیه- دختر که خود بخشی از حاشیه غربی پهنه زمین‌ساختی ایران مرکزی است، واقع شده است. منطقه غرب یزد از لحاظ تنوع زمین‌شناسی و گسترش کانه‌زایی اسکارن، یکی از مناطقی محسوب می‌شود که همواره مورد توجه زمین‌شناسان قرار گرفته است. با توجه به مطالعات Zarasvandi و همکاران (۲۰۰۵) وجود باتولیت گرانیتی شیرکوه، توده‌های گرانیتوئیدی الیگومیوسن (۱۶-۳۰ میلیون سال) و گنبدهای آتشفشانی نئوژن بر اهمیت این منطقه افزوده است به‌طوری‌که چندین ذخیره مس و آهن به صورت اسکارن- پورفیری، پورفیری و رگه‌ای چند فلزی در منطقه گزارش شده است (شریفی، ۱۳۸۷). اسکارن‌زایی در منطقه خوت و پناهکوه به‌ترتیب در بخش‌های آهکی سازند نایبند و جمال رخ داده است. توده‌های نفوذی در منطقه پناهکوه به‌صورت رخنمون‌های پراکنده حضور دارند و در سه رخنمون توده اصلی، بی‌نظم و کوچک تا قطر ۲۵۰ متر جدا از هم مشاهده می‌شوند به‌طوری‌که زبانه‌های کوچکتر از توده نفوذی نیز دیده می‌شوند. مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که اسکارن‌های کلسیمی در منطقه پناهکوه در تماس مستقیم با زبانه‌های کوچک توده نفوذی در منطقه تشکیل شده‌اند. رخداد اسکارن‌زایی در منطقه پناهکوه در برخی از رخنمون‌ها محدود به ضخامت ۳۰ تا ۵۰ متر است. در مواردی اسکارن‌های منیزیمی به صورت رگچه‌ای دور از توده نفوذی و در امتداد شکستگی‌ها و لایه‌بندی سنگ‌های کربناته میزبان شکل گرفته است. در این گونه رخدادها ضخامت آن نیز به یک متر می‌رسد. در شکل ۱ تصویری شماتیک از پروفیل کانسار اسکارنی منطقه پناهکوه آورده شده است. اسکارن‌ها در منطقه خوت به‌صورت توده‌ای بوده و توسط مرمرها محصور شده‌اند (شکل ۲- a). مرمرها بیش‌ترین میزبان کانه‌زایی مس در منطقه خوت بوده است (شکل ۲- b). اسکارن‌های منطقه خوت در ارتباط نزدیک با توده نفوذی هستند اما تماس مستقیم با توده نفوذی ندارند. رسوبات شیلی، ماسه‌سنگی و آهکی سازند نایبند بیش‌ترین گسترش را در منطقه دارند که توسط دایک‌ها و زبانه‌هایی با ترکیب گرانیتوئیدی قطع شده‌اند (شکل ۲- c).

بر اساس مطالعات Yazdi (۱۹۹۱) کانسار مس خوت مرتبط با توده‌های نفوذی حدواسط تا اسیدی با بافت پورفیری بوده و از نوع پورفیری- اسکارن معرفی شده است. کانه‌زایی مس در اسکارن خوت علاوه بر رگه‌ای، به‌صورت افشان نیز در داخل توده‌های نفوذی وقوع یافته است. حفاری‌های معدنی از جمله تونل‌ها و برداشت‌های روباز در منطقه، نشان‌دهنده اهمیت کانه‌زایی فلزی (Cu) در این اسکارن است. تکامل ستون چینه‌شناسی منطقه خوت به‌صورت شماتیک در شکل ۳ نشان داده شده است.

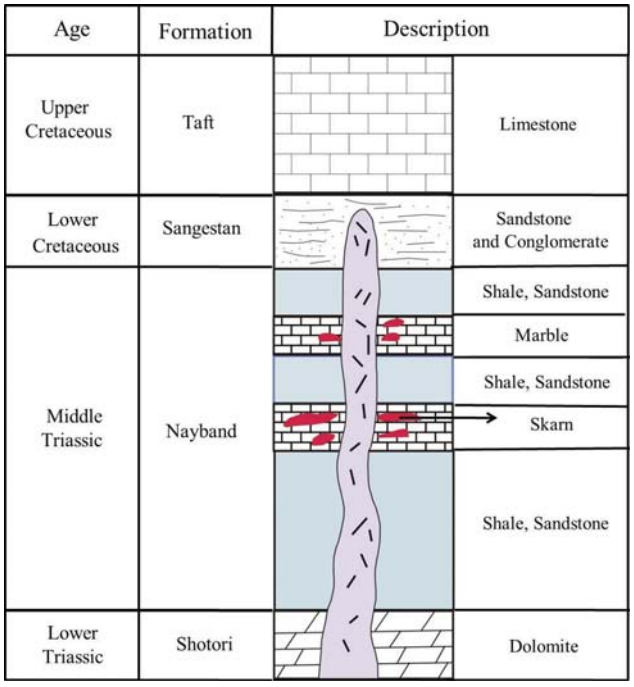


شکل ۱- نیم‌رخ زمین‌شناسی منطقه پناهکوه همراه با موقعیت اسکارن‌های وابسته به توده نفوذی





شکل ۲- نمونه دستی و تصویر صحرایی کانسار خوت؛
a) گارنت اسکارن‌های توده‌ای کانسار خوت با بیش از ۹۰ درصد گارنت
b) کانه‌زایی مس در مرمرهای منطقه خوت
c) نفوذ توده گرانیتوئیدی خوت به درون سازند نایبند در بخش جنوب‌غربی منطقه خوت (دید به سمت شمال‌غرب)



شکل ۳- ستون چینه‌شناسی از منطقه خوت همراه با موقعیت اسکارن‌های تشکیل شده در مرمرها و جایگاه نفوذی گرانیتوئید

روش انجام پژوهش

پس از مطالعات پتروگرافی دقیق، تعدادی مقطع نازک صیقلی با ضخامت ۰/۵ میلی‌متر برای آنالیز LA-ICP-MS تهیه شد. قبل از آنالیز طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفتیده القایی فرساب لیزری (LA-ICP-MS)، منطقه‌بندی گارنت‌های اسکارنی توسط نور عبوری و آنالیز نقطه‌ای مطالعه شده است. عناصر اصلی در گارنت‌ها توسط سوپرپروب اتوماتیک مدل JEOL JXA-8600M با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵Kv و جریان اشعه‌ای 2×10^{-8} Am در بخش علوم‌زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتا در کشور ژاپن تعیین شدند. مقادیر ۳۴ عنصر کمیاب در گارنت‌ها در چندین نقطه از مرکز تا حاشیه گارنت‌ها در دو نوع متفاوت از چندین گارنت اسکارنی خوت و پناهکوه توسط LA-ICP-MS در دانشگاه آکیتای ژاپن به‌دست آمد. در جدول‌های ۱ تا ۴ مقادیر میانگین عناصر کمیاب در گارنت‌های متفاوت اسکارنی ارائه شده است.

سنگ‌نگاری

گارنت اسکارن‌ها، پهنه غالب در کانسار اسکارنی خوت و پناهکوه هستند. بر اساس مشاهدات میکروسکوپی، گارنت کانی اصلی و عمده در این نوع زون اسکارنی است و بیش از ۷۰ درصد سنگ را تشکیل داده است. گارنت‌ها در اسکارن پناهکوه کاملاً بی‌شکل و همسانگرد هستند و در همراهی با پیروکسن‌های به‌شدت دگرسان شده یافت می‌شوند که با بافت غیرتعادلی مشخص می‌شوند (شکل ۴- a).

جدول ۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای گارنت‌های همسانگرد غنی ازآهن (گارنت‌های آندرادیتی) در اسکارن خوت

Sample	K-14-Core-1	K-14-Core-2	K-14-Core-3	K-14-Core-4	K-14-Core-5	K-14-Rim-1	K-14-Rim-2	K-14-Rim-3	K-14-Rim-4	K-14-Rim-5	Mean K-14
SiO_2	36.8	36.8	36.9	36.7	36.4	38.0	37.6	37.9	37.7	38.0	37.3
TiO_2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	0.0
Al_2O_3	1.0	0.6	0.3	0.1	0.0	6.0	5.3	5.3	4.6	4.4	2.8
$FeO^{(T)}$	27.4	28.0	28.5	26.6	29.1	22.1	21.8	22.6	22.8	24.0	25.3
MnO	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
MgO	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1
CaO	33.0	33.4	33.2	33.1	33.5	34.2	34.2	34.7	34.3	34.4	33.8
Total	98.4	99.0	99.2	96.7	99.1	100.5	99.2	100.8	99.6	101.2	99.4
Si	6.2	6.2	6.2	6.3	6.2	6.2	6.2	6.1	6.2	6.2	6.2
Ti	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Al	0.2	0.1	0.1	0.0	0.0	1.1	1.0	1.0	0.9	0.8	0.5
Fe^{+3}	3.5	3.6	3.6	3.5	3.7	2.7	2.7	2.8	2.8	2.9	3.2
Mn	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mg	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ca	6.0	6.0	6.0	6.1	6.1	5.9	6.0	6.0	6.0	6.0	6.0
Total	15.9	16.0	16.0	15.9	16.0	15.9	16.0	16.0	16.0	16.0	16.0
Al+Fe+Mn	3.7	3.7	3.7	3.5	3.7	3.9	3.8	3.8	3.7	3.8	3.7
%And	94.4	96.6	97.6	98.9	99.5	69.8	71.8	72.7	75.7	77.1	85.4
%Gro	5.2	3.0	1.6	0.7	0.0	29.5	27.4	26.6	23.7	22.2	14.0
%Spes	0.4	0.5	0.7	0.3	0.6	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.6

ادامه جدول ۱- نتایج آنالیز LA-ICP-MS در گارنت‌های همسانگرد غنی ازآهن (گارنت‌های آندرادیتی) در اسکارن خوت

Sample	K-14-Core-1	K-14-Core-3	K-14-Core-4	K-14-Core-5	K-14-Rim-1	K-14-Rim-2	K-14-Rim-5	Mean K-14
REE (ppm) by LA-ICP-MS								
La	124.6	64.3	66.7	26.9	167.2	165.8	146.8	108.9
Ce	76.8	57.2	20.7	24.7	106.4	96.2	72.5	64.93
Pr	50	40.1	6.4	15.9	55.9	45.2	38.6	36.01
Nd	20.5	11.6	3	7.1	18.2	18.5	20.8	14.24
Sm	5	0	0	0	2.8	1.5	2.3	1.66
Eu	13.1	26.5	2.3	14.6	8.3	8.8	15.4	12.71
Gd	3.6	1.2	1.1	1.6	2.5	1.6	3.3	2.13
Tb	2.2	0	0	0	2.2	0	0.7	0.73
Dy	0.3	1.4	1	2.5	1.8	0.3	3	1.47
Ho	0	0	0.7	0	0	0	0	0.1
Er	0.4	0.4	0	0.7	1	0	0.6	0.44
Tm	0.7	2.5	1.6	1.5	0	0	0	0.9
Yb	1.3	0	0	0	0	0.4	0	0.24
Lu	0.7	1.6	0	0	2	0	3.4	1.1
ΣREE	299.2	206.8	103.5	95.5	368.3	338.3	307.4	245.57
ΣLREE	271.9	173.2	96.8	74.6	347.7	325.7	278.7	224.09
ΣMREE	24.2	29.1	5.1	18.7	17.6	12.2	24.7	18.8
ΣHREE	3.1	4.5	1.6	2.2	3	0.4	4	2.69
Trace element (ppm) by LA-ICP-MS								
V	3.99	5.63	2.49	3.12	3.05	3.31	0.41	3.14
Cr	2.1	4.11	3.76	1.3	2.5	0	2.4	2.7
Co	1.38	2.36	4.1	0.81	1.3	2.17	3.07	2.17
Ni	1.56	0	4.84	0.46	1.32	3.26	1.27	2.12
Cu	0.56	17275.96	5.08	3032.12	4.76	2.65	9.24	2904.34
Zn	5.11	13.94	12.89	2.54	2.62	9.31	8.03	7.78
Rb	0	0	0.15	0.46	0.24	0.33	0	0.3
Sr	2.57	1.51	9.42	1.19	0.96	4.59	1.95	3.17
Y	2.02	1.25	0.8	0.61	1.27	0.44	1.29	1.1
Zr	0	0.82	0.95	0.05	0.05	0.05	0.31	0.32
Nb	0.05	0.19	0.05	0.1	0.07	0.05	0.12	0.09
Cs	0.13	0.08	0.25	0.23	0.26	0	0	0.19
Hf	0.1	0	0	0.21	0	0.11	0	0.14
Ta	0.53	0.33	0.15	0.05	0.66	0.32	0.58	0.37
Pb	0	0	0.51	0	0	0	0	0.51
Bi	0.08	0.42	0.31	0.16	0.06	0.27	0.28	0.23
Th	0.52	1.03	0.44	0.33	0.23	0.14	0.26	0.42
U	9.13	5.28	2.15	3.07	12.36	11.6	9.69	7.61

جدول ۲- نتایج آنالیز نقطه‌ای گارنت‌های گراندیتی در اسکارن خوت

Sample	K-10 Core-1	K-10 Core-2	K-10 Core-3	K-10 Core-5	K-10 Rim-6	K-10 Rim-8	K-10 Rim-9	K-10 Rim-10	K-10 Rim-12	K-10 Rim-13	Mean K-10
SiO_2	38.24	38.51	38.11	38.34	37.72	38.85	37.48	38.23	38.13	39.3	38.29
TiO_2	0.19	0	0	0.02	0.15	0.57	0.2	0.01	0.31	0.47	0.19
Al_2O_3	10.21	10.53	9.83	9.45	5.91	13.55	4.84	6.89	6.4	13.53	9.11
FeO^{T}	15.89	15.79	16.56	17.05	21.06	11.31	22.81	20.28	20.29	10.2	17.12
MnO	0.47	0.52	0.52	0.49	0.28	0.32	0.26	0.34	0.25	0.38	0.38
MgO	0.07	0.06	0.09	0.07	0.05	0.07	0.03	0.07	0.04	0.06	0.06
CaO	34.41	34.39	34.05	34.47	34.39	35.64	34.16	34.3	34.6	35.54	34.6
Total	99.49	99.84	99.2	99.89	99.56	100.3	99.79	100.2	100	99.49	99.78
Si	6.11	6.13	6.12	6.13	6.16	6.06	6.14	6.17	6.17	6.16	6.14
Ti	0.02	0	0	0	0.02	0.07	0.03	0	0.04	0.06	0.02
Al	1.92	1.97	1.86	1.78	1.14	2.49	0.93	1.31	1.22	2.5	1.71
Fe^{3+}	1.91	1.89	2	2.05	2.59	1.33	2.81	2.46	2.47	1.2	2.07
Mn	0.06	0.07	0.07	0.07	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05	0.05
Mg	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
Ca	5.89	5.86	5.86	5.9	6.01	5.96	6	5.93	6	5.96	5.94
Total	15.95	15.94	15.95	15.95	15.96	15.97	15.96	15.95	15.95	15.94	15.95
Al+Fe+Mn	3.9	3.94	3.93	3.9	3.76	3.86	3.78	3.82	3.73	3.75	3.84
%And	49.03	48.03	50.9	52.61	68.74	34.39	74.36	64.49	66.3	32.06	54.09
%Gro	49.33	50.18	47.3	45.7	30.24	64.5	24.7	34.29	32.77	66.61	44.56
%Spes	1.64	1.79	1.8	1.7	1.02	1.11	0.94	1.22	0.92	1.33	1.35

ادامه جدول ۲- نتایج آنالیز LA-ICP-MS در گارنت‌های گراندیتی در اسکارن خوت

Sample	Kh-10-Core-1	Kh-10-Core-2	Kh-10-Core-3	Kh-10-Core-5	Kh-10-Rim-6	Kh-10-Rim-8	Kh-10-Rim-9	Kh-10-Rim-10	Kh-10-Rim-12	Kh-10-Rim-13	Mean-K-10
REE (ppm) by LA-ICP-MS											
La	17.15	183.4	1.32	2.62	4.13	4.84	2.03	2.24	0.77	1.09	21.96
Ce	21.72	148.7	6.72	4.71	4.75	12.54	3.82	8.17	4.22	4.07	21.94
Pr	29.28	70.37	24.05	14.63	9.02	18.89	13.6	27.01	11.15	15.34	23.33
Nd	33.79	21.51	44.84	25.02	17.89	26.92	23.46	42.22	16.96	25.37	27.8
Sm	32.05	1.88	53.86	33.64	26.65	39.56	43.42	45.53	27.85	45.89	35.03
Eu	13.74	7.04	29.96	21.41	17.62	34.02	24.1	26.63	19.58	23.35	21.75
Gd	32.11	2.21	25.63	25.9	24.57	31.42	24.86	16.35	25.29	49.08	25.74
Tb	28.06	1.24	21.03	19.76	25.66	33.61	22.75	14.06	19.86	48.16	23.42
Dy	15.31	0	18.66	17.12	14.94	32.71	18.82	9.29	18.82	30.86	17.65
Ho	23.49	0.47	14.74	13.51	15.29	29.94	13.67	5.52	11.05	30.3	15.8
Er	20.44	0.54	9.63	14.76	17.3	30.06	9.95	4.9	12.61	27.74	14.79
Tm	14.72	0	10.16	13.35	12.53	23.66	6.41	3.53	9.68	31.02	12.51
Yb	13.6	1.44	8.86	11.29	8.36	20.86	7.39	2.51	9.78	23.48	10.76
Lu	11.04	0	5.4	15.37	17.75	17.91	6.33	5.85	10.47	23.67	11.38
ΣREE	306.5	438.8	274.9	233.1	216.5	356.9	220.6	213.8	198.1	379.4	283.9
Σ LREE	101.9	424	76.93	46.98	35.79	63.19	42.91	79.64	33.1	45.87	95.03
ΣMREE	144.8	12.84	163.9	131.3	124.7	201.3	147.6	117.4	122.5	227.6	139.4
ΣHREE	59.8	1.98	34.05	54.77	55.94	92.49	30.08	16.79	42.54	105.9	49.44
Trace element (ppm) by LA-ICP-MS											
Cr	2.09	13.51	8.97	16.18	18.43	13.79	0	2.46	2.22	27.61	11.7
Co	1.47	0.55	1.36	1.34	1.16	0.63	0.68	0.52	1.17	1.01	0.99
Ni	1.14	0.39	2.19	4.4	1.71	1.71	0.87	1.55	2.37	2.81	1.91
Cu	3.53	19.3	1.17	146.9	72.9	51.86	7.02	11.67	66.65	83.44	46.44
Zn	3.3	3.85	0.4	25.15	7.14	6.7	1.05	0	5.99	5.61	6.58
Rb	0.36	0.36	0.7	1.18	0.47	0.06	0.03	0	0	0	0.45
Sr	0.3	0.58	0	31.71	13.65	2.9	1.26	0.31	0	0.88	6.45
Y	38.35	0.8	21.78	21.65	23.39	49.84	20.05	10.9	23.82	48.79	25.94
Zr	36.04	0.68	41.77	75.81	128.4	113.6	14.08	33.58	38.27	112.3	59.45
Nb	8.2	0	6.43	11.37	11.21	12.74	4.02	4.6	11.84	9.3	8.86
Cs	0	0	0	0	0	0.12	0	0	0.38	0	0.25
Ba	0.44	0	0	5.65	0.46	0.3	1.48	0.19	0	0.54	1.29
Hf	0.86		0.73	2.07	4.73	2.43	0.36	1	0.21	5.99	2.04
Ta	0.26	0.39	0.21	1.12	0.75	0.88	0.03	0.22	0.3	0.63	0.48
Bi	0	0.04	0.05	0	0	0.03	0	0	0.04	0	0.04
Th	8.8	0.2	0.32	0.65	1.69	1.62	0.54	1.36	0.89	0.88	1.7
U	2.33	14.94	0.76	0.93	1.28	3.6	0.32	1.79	1.13	1.55	2.86

جدول ۳- نتایج آنالیز نقطه‌ای گارنت‌های آندرادیتی در اسکارن پناهکوه

Sample	M-9-2-1	M-9-2-2	M-11-2-1	M-11-2-2	M-7-3-1	M-7-3-2	M-7-3-3	M-7-3-4	M-7-3-5	Mean
SiO_2	37.08	36.76	36.52	36.45	36.66	36.82	37.53	36.14	36.57	36.73
TiO_2	0.04	0.03	0.02	0.00	0.12	0.09	0.35	0.14	0.03	0.09
Al_2O_3	0.73	1.08	0.20	0.24	1.36	2.05	2.00	1.18	0.75	1.07
FeO^T	27.80	27.98	28.99	29.45	27.00	26.42	26.71	27.91	27.95	27.80
MnO	0.39	0.35	0.51	0.55	0.42	0.41	0.43	0.64	0.37	0.45
MgO	0.03	0.02	0.04	0.06	0.06	0.04	0.07	0.08	0.04	0.05
CaO	33.66	33.40	32.33	32.33	32.42	32.97	33.58	32.74	32.85	32.92
Total	99.72	99.63	98.63	99.13	98.04	98.80	100.68	98.84	98.57	99.12
Si	6.21	6.16	6.20	6.17	6.22	6.18	6.18	6.11	6.20	6.18
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.02	0.00	0.01
Al	0.14	0.21	0.04	0.05	0.27	0.41	0.39	0.24	0.15	0.21
Fe^{3+}	3.50	3.53	3.71	3.75	3.44	3.34	3.31	3.55	3.56	3.52
Mn	0.06	0.05	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	0.09	0.05	0.06
Mg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01
Ca	6.04	6.00	5.88	5.86	5.89	5.93	5.92	5.94	5.96	5.94
Total	15.96	15.96	15.92	15.94	15.91	15.93	15.93	15.97	15.95	15.94
Al+Fe+Mn	3.70	3.79	3.82	3.88	3.78	3.80	3.76	3.88	3.77	3.80
%And	94.63	93.03	97.04	96.71	91.21	87.79	88.08	91.55	94.63	92.74
%Gro	3.88	5.65	1.05	1.24	7.21	10.69	10.31	6.07	3.95	5.56
%Spes	1.49	1.33	1.91	2.05	1.58	1.52	1.61	2.38	1.41	1.70

ادامه جدول ۳ -نتایج آنالیز LA- ICP-MS در گارنت‌های آندرادیتی در اسکارن پناهکوه

Sample	M-9-2C	M-9-2R	M-11-2A	M-11-2B	M-11-2C	M-7-3-01A	M-7-3-01B	M-7-3-01C	Mean
REE (ppm) by LA-ICP-MS									
La	28.00	70.25	36.64	19.52	32.90	11.22	11.70	64.46	34.34
Ce	23.34	35.44	17.97	9.97	9.97	20.39	23.18	45.34	23.20
Pr	20.50	14.14	10.15	5.31	5.08	26.30	26.23	20.23	15.99
Nd	3.97	4.27	3.75	3.32	3.62	17.39	24.76	5.17	8.28
Sm	2.34	0.60	2.39	2.41	3.49	3.54	4.29	0.82	2.48
Eu	5.72	4.43	2.29	0.46	0.76	14.75	13.70	1.79	5.49
Gd	2.15	0.42	2.96	2.98	2.47	8.80	3.29	1.88	3.12
Tb	0.99	0.00	0.85	0.85	1.06	9.99	9.69	1.55	3.12
Dy	0.29	0.00	2.09	0.79	0.87	13.50	8.64	0.57	3.34
Ho	1.71	1.06	0.27	1.36	1.35	12.81	10.55	0.36	3.68
Er	0.70	0.27	0.57	0.86	0.95	13.44	6.00	0.67	2.93
Tm	1.41	1.09	0.00	0.61	0.00	11.06	9.97	4.40	3.57
Yb	0.45	0.69	1.60	0.40	0.33	12.22	6.92	0.00	2.83
Lu	0.73	1.69	0.00	0.00	0.00	8.60	7.60	2.18	2.60
ΣREE	92.28	134.34	81.53	48.85	62.85	184.01	166.52	149.42	114.97
ΣLREE	75.81	124.10	68.51	38.12	51.56	75.30	85.87	135.20	81.81
ΣMREE	13.19	6.50	10.84	8.85	10.00	63.39	50.17	6.97	21.24
ΣHREE	3.29	3.74	2.18	1.88	1.29	45.32	30.48	7.25	11.93
Trace element (ppm) by LA-ICP-MS									
Sc	1.89	2.12	0	1.07	1.25	2.25	1.52	0.24	1.48
V	174.96	118.18	110.22	95.61	53.60	55.47	74.19	6.89	86.14
Cr	2.67	2.55	0	0.31	1.02	0	0	1.55	1.62
Co	1.76	5.30	0.69	0.71	0.68	0.59	0.44	0.52	1.34
Ni	4.53	10.24	0.22	1.35	0.28	0.12	0	0.33	2.44
Cu	207.09	564.19	6.07	6.71	5.25	3.53	5.72	0	114.08
Zn	10.54	23.19	2.85	0	0.12	2.56	1.45	0	6.79
Rb	0.66	1.03	0.13	0	0.18	0	0	0	0.50
Sr	7.53	21.47	0.56	0.19	0.14	10.29	87.88	1.81	0
Y	1.18	0.60	1.17	1.84	1.63	26.10	14.53	0.92	6.00
Zr	0.24	0.04	0.04	0.00	0.03	66.14	75.37	0.68	17.82
Nb	0.99	0.27	0.04	0.10	0.03	3.99	4.11	0.40	1.24
Cs	0.43	0	0.46	0.37	1.00	0.61	1.10	0.27	0.61
Ba	73.26	1.79	0.12	0.13	0	0.90	0.35	0	12.76
Hf	0.21	0.08	0.28	0.10	0	1.72	2.03	0	0.74
Ta	0.03	0.66	0.21	0.21	0.39	0.26	0.24	0.40	0.30
Pb	0	0.05	0.00	0.11	0.07	1.42	1.05	0.32	0.43
Bi	0	0.11	0.28	0.34	0.33	0.03	0.05	0.03	0.17
Th	0.88	0.38	0	0.09	0	1.49	1.39	0.14	0.73
U	19.15	31.36	92.77	43.19	69.99	7.38	6.62	25.14	36.95

جدول ۴- نتایج آنالیز LA- ICP-MS آنالیز در گارنت‌های اسکارنی خوت و پناهکوه

Sample	گارنت‌های آندرادیتی خوت		گارنت‌های گراندیتی خوت		گارنت‌های آندرادیتی پناهکوه	
	K-14-1	K-14-2	K-10-1	K-10-2	M-1	M-2
REE (ppm) by LA-ICP-MS						
La	89	110	19.1	22.3	31.2	36
Ce	58	70	18.1	23.4	22.3	24.1
Pr	33	40	21.2	25.7	15.1	16.2
Nd	12	16.5	24.1	30.5	8.1	9.1
Sm	1.1	2.1	34	37.2	1.4	3.3
Eu	11.1	13.5	19.5	23.7	5.1	6.6
Gd	2.1	2.5	24.1	28.2	3.1	4.3
Tb	0.6	0.9	21.2	24.1	3.1	4.5
Dy	1.4	2.1	17.1	19.4	3.2	4.2
Ho	0.12	0.14	14.1	17.3	2.5	4.1
Er	0.5	0.66	13.3	18.2	2.3	3.5
Tm	0.7	1.00	12.3	15.1	2.7	3.9
Yb	0.22	0.26	12.1	13.4	2.5	4.1
Lu	1.4	1.8	10.1	13.7	2.3	4.8
ΣREE	211.24	261.46	260.3	312.20	104.90	128.70
ΣLREE	192	236.5	82.5	101.9	76.7	85.4
ΣMREE	16.42	21.24	130	149.9	18.4	27
ΣHREE	2.82	3.72	47.8	60.4	9.8	16.3

پیروکسن‌ها به‌شدت تجزیه‌شدگی نشان داده به‌طوری‌که تنها قالبی از آن باقی‌مانده است. اوراليتی‌شدن به‌طور کامل در پیروکسن‌ها رخ داده و تشکیل پزدومورف‌ها رخدادی عادی است (شکل ۴- c و b). کلینوپیروکسن‌ها در اسکارن خوت عمدتاً به‌صورت بلورهای ریز بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار مشاهده می‌شود. این کانی به‌صورت ادخال در گارنت تشکیل شده است که نشان‌دهنده رشد هم‌زمان این دو کانی یا تبلور زودتر کلینوپیروکسن است (شکل ۴- d).

بر اساس ویژگی‌های نوری، نسل‌های مختلف گارنت در اسکارن خوت و پناهکوه تشخیص داده شده است که نشان‌دهنده طبیعت پویای سامانه اسکارنی خوت و پناهکوه است. در اسکارن خوت دو نسل گارنت با ترکیب شیمیایی متفاوت شناسایی شد. گارنت‌های مرحله پیش‌رونده پیشین ناهمسانگرد هستند و ماکل قطاعی نشان می‌دهند ($Ad_{74.30}$ $Gr_{24.81}$ - $Ad_{32.06}$ $Gr_{66.61}$) در حالی‌که گارنت‌های پیش‌رونده پسین دارای هسته‌های خودشکل همسانگرد هستند (Ad>94%) که توسط رورشدی‌های ناهمسانگرد بعدی محصور می‌شوند (شکل ۵- a و b). این گارنت‌های همسانگرد، اغلب برشی شده‌اند که نشان‌دهنده تغییر در فشار سیال است. دگرسانی آن‌ها به اپیدوت، کلریت و کلسیت در قسمت مرکزی گارنت آشکار است (شکل ۵- c). گارنت‌های اسکارنی پناهکوه، آندرادیت تقریباً خالص هستند (Ad>87%) که به‌صورت تجمعات توده‌ای در نوارهای غنی از گارنت دیده می‌شود و بیش از ۹۰ درصد سنگ اسکارنی را تشکیل داده است (شکل ۶- a). گارنت‌های موجود در این زون، درشت‌بلور، بی‌شکل و همسانگرد همراه با شکستگی‌های فراوان هستند که فضای بین آن‌ها را مگنتیت پر کرده است (شکل ۶- b).

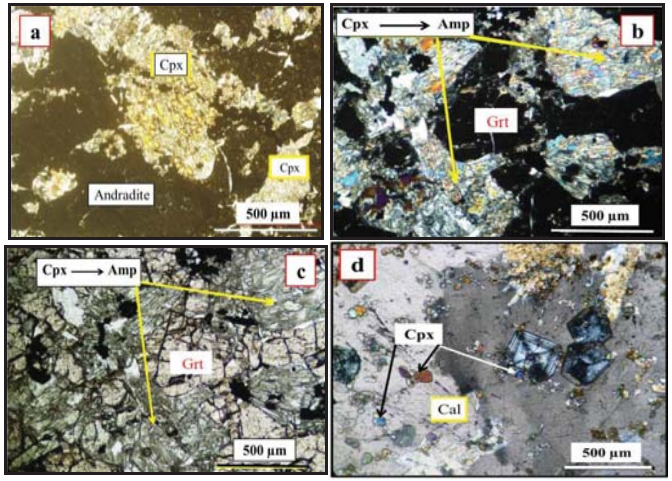
شیمی‌بلور گارنت

گارنت‌ها دارای فرمول شیمیایی $X_3Y_2Z_3O_{12}$ هستند که در آن X کاتیون‌های دو ظرفیتی (Fe^{2+}, Ca, Mg and Mn) با هم‌آرایی هشت، Y کاتیون‌های سه‌ظرفیتی (Fe^{3+}, Al and Cr) با هم آرایی شش و Z اغلب Si بوده، با هم‌آرایی ۴ چهار شرکت می‌کنند (Menzer, 1926). عناصر فرعی و جزیی شرکت کننده در ساختار گارنت در جدول ۵ فهرست شده است.

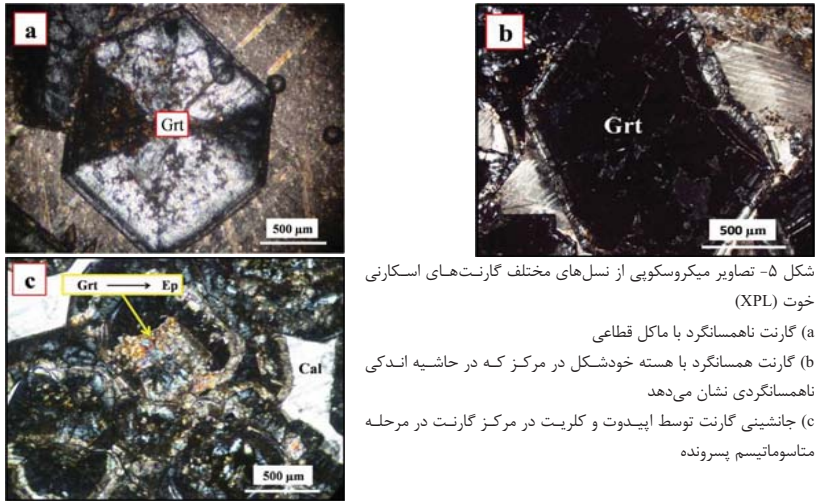
بر اساس نظر McIntire (۱۹۶۳)، حداقل چهار فرآیند اصلی در مشارکت عناصر جزیی به داخل بلورها وجود دارد که عبارتند از: جذب سطحی، جفت‌شدگی، فرآیندهای جانشینی و محلول جامد میان بلورین. جذب

سطحی و جفت‌شدگی توسط تأثیرات جنبشی در زمان رشد کانی کنترل می‌شود در حالی‌که جانشینی و محلول جامد اساساً توسط شیمی بلور کنترل می‌شود.

عدم توازن بار و شعاع یونی بین کاتیون میزبان و کاتیون جانشین شونده در یک جایگاه مشخص توسط فرآیند جانشینی کنترل می‌شود (قانون اول گلدشمیت).



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از کانی‌ها در اسکارن خوت و پناهکوه. a) هجوم گارنت‌های بی‌شکل به پیروکسن‌ها و جانشینی پیروکسن‌ها توسط گارنت در اسکارن پناهکوه (XPL)، b و c پزودومورف پیروکسن در اسکارن پناهکوه که کاملاً با آمفیبول رشته‌ای جایگزین شده است (اورالیتی‌زاسیون) (XPL, PPL) و d) میکروفنوکریست‌های کلینوپیروکسن در گارنت‌های منطقه خوت (XPL)

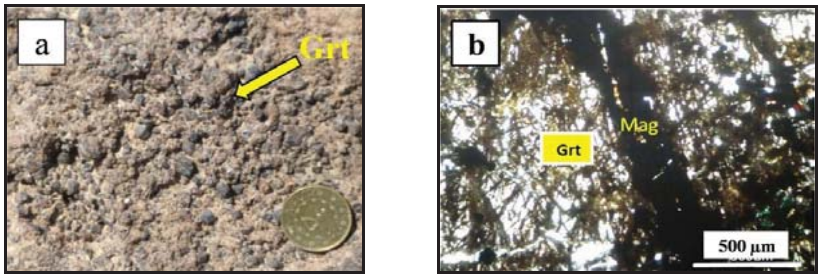


شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از نسل‌های مختلف گارنت‌های اسکارنی خوت (XPL)

a) گارنت ناهمسانگرد با ماکل قطاعی

b) گارنت همسانگرد با هسته خودشکل در مرکز که در حاشیه اندکی ناهمسانگردی نشان می‌دهد

c) جانشینی گارنت توسط اپیدوت و کلریت در مرکز گارنت در مرحله متاسوماتیسم پسرونده



شکل ۶- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از گارنت‌های اسکارنی پناهکوه. a) رخنمون توده‌ای از گارنت‌های اسکارنی، b) گارنت‌های همسانگرد بی‌شکل با شکستگی‌های فراوان که توسط مگنتیت پر شده است.

مشـــارکت REE و Y تنهـــا توســـط جانشـــینی کاتیون‌های X^{2+} در جایگاه دودکاهدرال امکان‌پذیر است. برای Eu^{2+} جانشـینی از نـوع هم‌ظرفیـت بـوده و عـدم تعادل بـار وجـود نـدارد. بـرای عناصـر REE^{3+} و Y یـک جانشینی از نوع ظرفیت متغیر جهت خنثـی کـردن بـار الکتریکی در ساختار گارنـت لازم اسـت. جانشـینی‌هـای دوتایی مانند $[X^{2+}]^{VIII}_{-1}[REE^{3+}]^{VIII}_{+1}[Si^{4+}]^{IV}_{+1}[Z^{3+}]^{IV}_{+1}$ معمولاً برای ساخت گارنت‌های اسـتفاده شـده بـرای مـواد شیشـه‌ای کاربرد دارد (بـرای مثـال: yttrium aluminum garnet-YAG) یا مانند $[X^{2+}]^{VIII}_{-2}[X^{+}]^{VIII}_{+1}[REE^{3+}]^{VIII}_{+1}$ که فرآینـدهای اصلی جانشینی REE^{3+} در گارنت‌ها هسـتند (X^{1+} برابـر Na^{+} اسـت) (McIntire, 1963; Smith *et al*., 2004). فرآیندهای دیگر شامل ایجـاد فضـای خـالی در سـاختار بلور است که نقش مهمی را بازی نمی‌کند.

جدول ۵- عناصر فرعی و کمیاب شرکت کننده در جایگاه‌های ساختاری گارنت (Gaspar *et al*., 2008)

	X-site	Y-site (6 coordination)	Z-site (4 coordination)
Minor	Zn, Y, Na	Ti, V, Fe^{3+}, Zr, Sn	Al, Ti, Fe^{3+}, P
Trace	Li, Be, B, F, Sc, Cu, Ga, Ge, Sr, Nb, Ag, Cd, In, REE, U		

زمین‌شیمی عناصر کمیاب در گارنت

عناصر کمیـاب، ردیـاب‌هـای مهمـی در فرآینـدهای متاسوماتیک هستند (Griffin *et al*., 1996) و جزییـات بیشـتری را نسـبت بـه عناصـر اصـلی ثبـت مـی‌کننـد. زمـین‌شـیمی عناصـر کمیـاب، مهـم‌تـرین ابـزار بـرای بررســی‌هــای زمــین‌شــیمیدانان، زمــین‌شناســان و زمین‌شناسان اکتشافی است.

زمین‌شیمی عناصر نادر خاکی

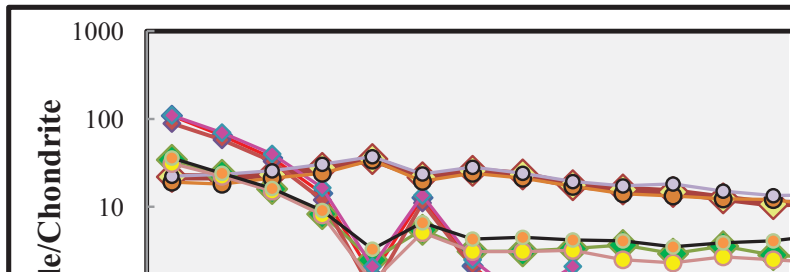
تفکیـک عناصـر کمیـاب ماننـد REE بـین سـیال متاسوماتیک و گارنـت در حـال رشـد، پیچیـده اسـت و به‌شدت توسط شیمی بلور، تعـادل بلـور- مـذاب، اثـرات کینتیکـی ماننـد نـرخ رشـد و جـذب سـطحی کنتـرل می‌شود (Hickmott and Spear, 1992؛ Jamtveit and Hervig, 1994؛ Chernoff and Carlson, 1999؛ Smith *et al*., 2004). با نگاهی کلـی بـه رفتـار عناصـر خاکی کمیاب در گارنت‌های اسـکارنی خـوت و پنـاهکوه مشاهده می‌شود که عناصر نادر خاکی سبک نسـبت بـه عناصر نادر خاکی سنگین غنـی‌شـدگی بیشـتری نشـان می‌دهند که ناشی از تحرک بیشتر آن‌هـا در فرآینـدهای متاسوماتیک است. مقایسه روندهای عناصر نـادر خـاکی به‌هنجار شده نسبت به کندریت در گارنت‌های اسـکارنی خوت و پناهکوه نشان می‌دهد که گارنت‌هـای اسـکارنی خوت نسبت به گارنت‌های منطقه پناهکوه غنـی‌شـدگی

بیشتری از عناصر نـادر خـاکی سـبک و سـنگین نشـان می‌دهند به‌طوری‌که بیش‌ترین غنی‌شدگی عناصر نـادر خـاکی بـه‌ترتیـب مربـوط بـه گارنـت‌هـای گرانـدیتی و آندرادیتی خوت بوده است (شکل ۷). عناصر نادر خـاکی در گارنت‌هـای گرانـدیتی خـوت بیشـتر از گارنـت‌هـای آندرادیتی است زیرا در ترکیبات حدواسط، عناصـر نـادر خاکی نسبت به اعضـای نهـایی محلـول‌تـر هسـتند کـه نشان‌دهنده تطابق مثبت بـین مقـدار Al و REE اسـت (Gaspar *et al*., 2008) (شـکل ۸- a) افـزایش عناصـر نادر خاکی در گارنت‌های گراندیتی همچنـین مـی‌توانـد توسط جانشینی کاتیونی محلی (REE به جای کلسـیم) و مشارکت عناصر نادر خاکی در جایگـاه X توضـیح داده شود.

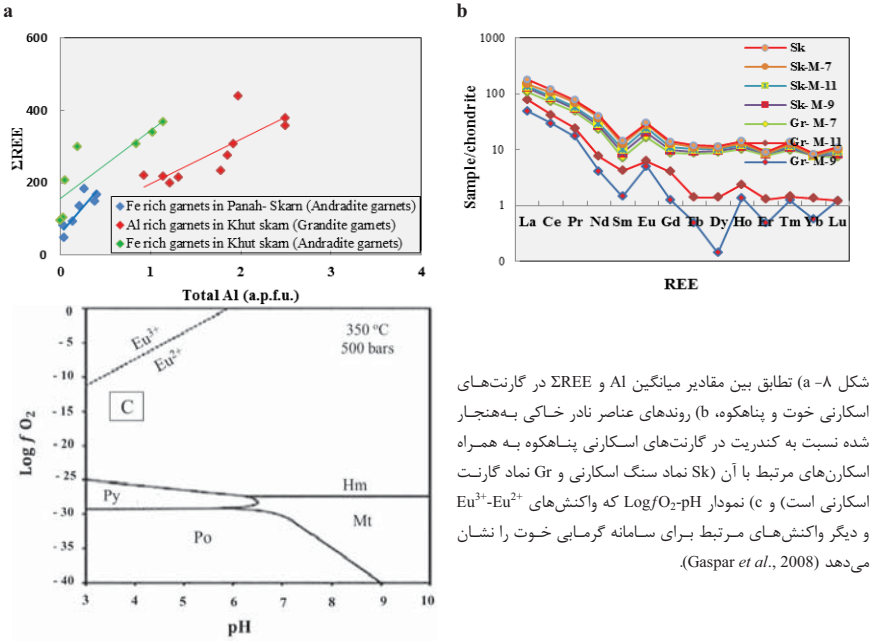
گارنت‌های غنی از آهن در منطقه خـوت و پنـاهکوه غنی‌شدگی بیشتری از عناصر LREE نسبت بـه HREE دارند در حالی که گارنت‌هـای گرانـدیتی غنـی از Al در منطقه خوت غنـی‌شـدگی کمتـری از عناصـر LREE را نسبت به HREE نشان می‌دهند (شـکل ۷). همـان‌طـور که مشاهده می‌شود، روندهای فراوانی بـه‌دسـت آمـده از عناصر نادر خاکی در گارنت‌ها تشابه بسیاری بـا ترکیـب اسکارن‌های منطقه نشان می‌دهد که نشان‌دهنده قرابـت ژنتیکـی میـان آن‌هـا اسـت (شـکل ۸- b). ایـن الگـوی فراوانی نسبتاً همسان عناصر نـادر خـاکی در اسـکارن و گارنت بیانگر این است که در اسکارن‌های مـورد مطالعـه گارنت مهم‌ترین کانی میزبان بـرای عناصـر نـادر خـاکی است. همان‌طور که در شکل ۷ مشاهده می‌شـود عناصـر نادر خاکی سبک (La تا Nd) در گارنت‌هـای آنـدرادیتی خوت و پناهکوه با شیب نسبتاً تند کاهش مـی‌یابنـد. در محل Eu آنومالی مثبت می‌شـود بـه طـوری کـه شـدت آنومالی مثبت Eu در گارنت‌های آندرادیتی خوت بیشـتر از پناهکوه است. تفاوت در مقدار آنومالی‌ها نشان‌دهنـده ناهمگونی‌های سـامانه اسـکارنی نظیـر تغییـرات محلـی سنگ مادر و سیال متاسوماتیک است. وجود مگنتیـت و پیروتیت در اسکارن خوت (شکل ۸- c) نشان‌دهنده یک محیط احیایی با fO_2 زیر بافر هماتیت- مگنتیـت اسـت (Gaspar, 2005). در چنـین شـرایط احیـایی، Eu بـه صورت Eu^{2+} حضور دارد (شـکل ۸- c) کـه تـا حـدودی رفتاری متفـاوت از دیگـر REEs و نسـبت‌هـای Eu/Eu^* نشان می‌دهد. پتانسیل اکسایش- کاهش Eu^{3+}/Eu^{2+} در سیالات گرمابی اساساً بستگی به دما و گونه‌زایـی دارد و به pH و فشار وابستگی اندکی دارد. گونه‌زایی مـی‌توانـد باعث گسترش پایداری Eu^{3+} در دماهای پایین شـود. در دماهای بالاتر از ۲۵۰ درجه سانتیگراد، Eu^{2+} غالب است (Sverjensky, 1984)، بنابراین، در دماهای نسبتاً بالا در سامانه‌های اسکارنی از دیگر عناصر نادر خـاکی تفکیـک مـی‌شـود. عناصـر نـادر خـاکی سـبک و سـنگین در گارنت‌هـای گرانـدیتی خـوت تفـاوت آشـکاری را نشـان نمی‌دهنـد و رونـد تقریبـاً صـاف و یکنـواختی را نشـان می‌دهند. تنها تغییرات در آنومالی منفـی نسـبتاً ضـعیف Eu مشاهده می‌شود. آنومالی منفی Eu بـه عـدم وجـود لیگاندهایی مانند Cl^- مربوط می‌شود که قادر بـه انتقـال Eu^{2+} است.

عناصر نادر خاکی سبک (LREE)

همـان‌طـور کـه در جـدول‌هـای ۱ تـا ۴ مشـاهده مـی‌شـود، La بـالاترین غلظـت عناصـر نـادر خـاکی سـبک را در تمـام گارنـت‌هـای اسـکارنی خـوت و پنـاهکوه نشـان مـی‌دهـد، بـه‌طـوری کـه میـانگین فراوانـی ایـن عنصـر در گارنـت‌هـای گرانـدیتی خـوت ۲۲ ppm، گارنـت‌هـای آنـدرادیتی پنـاهکوه ۳۴/۳۴ ppm و در گارنـت‌هـای آنـدرادیتی خـوت بـه بـیش‌تـرین مقـدار خـود (۱۰۹ ppm) مـی‌رسـد. La جـزو کـاتیون‌هـای بـا قـدرت میـدان بالاسـت ولـی ماهیـت هیگروماگمـاتوفیلی بـالایی دارد بنـابراین، مـی‌توانـد در ترکیـب سـیال ماگمـایی محلـول باشـد (Jenner, 1996).



شکل ۷- میانگین عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده از گارنت‌های اسکارنی خوت نسبت به کندریت (مقادیر کندریت از Boynton (۱۹۸۴)



شکل ۸- a) تطابق بین مقادیر میانگین Al و ΣREE در گارنت‌های اسکارنی خوت و پناهکوه، b) روندهای عناصر نادر خـاکی بـه‌هنجـار شده نسبت به کندریت در گارنت‌های اسـکارنی پنـاهکوه بـه همـراه اسکارن‌های مرتبط با آن (Sk نماد سنگ اسکارنی و Gr نماد گارنـت اسکارنی است) و c) نمودار $Log fO_2$-pH که واکنش‌های Eu^{3+}-Eu^{2+} و دیگر واکنش‌هـای مـرتبط بـرای سـامانه گرمـابی خـوت را نشـان می‌دهد (Gaspar *et al*., 2008).

سریم (Ce) پـس از لانتـانیم (La) بـالاترین غلظـت عناصر نـادر خـاکی را در گارنـت‌هـای اسـکارنی خـوت- پناهکوه تشکیل می‌دهد. رفتار زمین‌شیمیایی این عنصـر شـبیه لانتـانیم بـوده و هیگروماگمـاتوفیلی بـالایی دارد. میانگین فراوانی ایـن عنصـر در گارنـت‌هـای گرانـدیتی خوت ۲۲ ppm، گارنت‌های آندرادیتی پناهکوه ۲۳ ppm و در گارنـت‌هـای آنـدرادیتی خـوت ماننـد لانتـانیم بـه بیش‌ترین مقدار خود ۶۵ ppm می‌رسد (جدول‌های ۱ تا

۳). عنصر پرازئودیمیم (Pr) و نئودیمیم (Nd) نسبت به سایر عناصر نادر خاکی سبک غنی‌شدگی کمتری دارد که می‌تواند به‌علت فراوانی کمتر این عناصر در پوسته زمین و گرانیت‌ها باشد.

عناصر نادر خاکی متوسط (MREE)

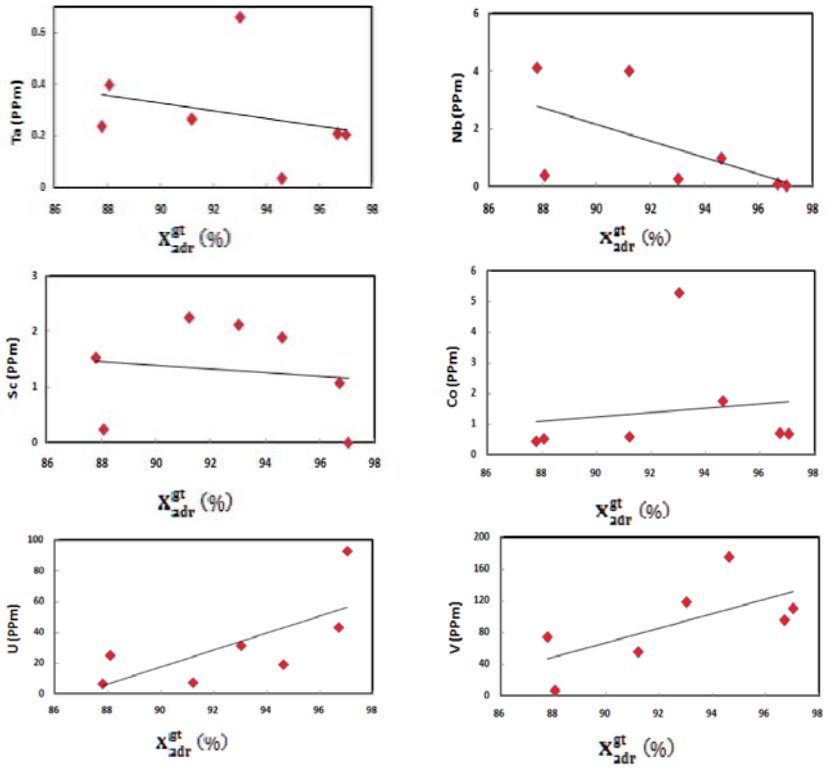
ساماریم (Sm)، گادولینیم (Gd) و دیسپروزیم (Dy) رفتار زمین‌شیمیایی کاملاً مشابهی دارند. فراوانی تقریباً یکسان این عناصر در گرانیت‌ها و پوسته زمین، یکسان بودن رفتار زمین‌شیمیایی این عناصر را تأیید می‌کند. فراوانی ساماریم در گارنت‌های آندرادیتی خوت و پناهکوه تقریباً یکسان بوده است. بالاترین مقادیر ساماریم، گادولینیم و دیسپروزیم مربوط به گارنت‌های گراندیتی خوت است. به نظر می‌رسد فراوانی این عناصر با اکسید کلسیم در گارنت‌ها ارتباط مستقیم دارد. عناصر کمیاب متوسط دیگر شامل سه عنصر یوروپیم (Eu)، تربیم (Tb) و هولمیم (Ho) هستند که دارای رفتار زمین‌شیمیایی تقریباً مشابهی هستند. پایین بودن فراوانی این عناصر (جدول‌های ۱ تا ۴) نسبت به عناصر Sm، Dy و Gd مربوط به فراوانی پایین آن‌ها در طبیعت است. فراوانی این عناصر در گارنت‌های اسکارنی مورد مطالعه با اکسید سیلیسیم و اکسید کلسیم ارتباط مستقیم دارد (Jenner, 1996) به‌طوری‌که در گارنت‌های گراندیتی خوت که مقادیر اکسید سیلیسیم و کلسیم بیشتری دارند مقادیر این عناصر بیشتر است (جدول‌های ۱ تا ۳).

عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)

عناصر نادر خاکی سنگین در رده عناصر با هیگروماگماتوفیلی پایین قرار می‌گیرند (Jenner, 1996). ضریب توزیع آن‌ها تقریباً ۰/۱ (D~ 0.1) بوده و جزو کاتیون‌های با قدرت میدان بالا هستند. در سامانه‌هایی که آب، سیال غالبی است، عناصری نامتحرک‌اند، ولی با اضافه شدن کربنات به سامانه ممکن است تا حدودی متحرک شوند (Jenner, 1996). بنابراین، انتظار می‌رود که این عناصر در گارنت‌های حاوی CaO بیش‌ترین غنی‌شدگی را نشان دهند. از آنجا که گارنت‌های گراندیتی خوت دارای مقادیر بالاتری از اکسید کلسیم نسبت به سایر گارنت‌های اسکارنی مورد مطالعه هستند. بنابراین، نسبت به سایر گارنت‌ها غنی‌شدگی بیشتری از عناصر نادر خاکی سنگین را نشان می‌دهند (جدول ۲). اربیم (Er) و ایتربیم (Yb) هر دو در سیال غنی از آب نامتحرک‌اند، ولی با ورود کربنات‌ها رفتاری متحرک از خود نشان می‌دهند بنابراین، غلظت این عناصر در ترکیب گارنت‌های گراندیتی خوت که اکسید کلسیم بیشتری شرکت دارد نسبت به گارنت‌های آندرادیتی خوت- پناهکوه نیز بیشتر است. تولیم (Tm^{+3}) و لوتسیم (Lu^{+3}) کم‌ترین غلظت را در بین عناصر نادر خاکی سنگین در گارنت‌های اسکارنی خوت و پناهکوه نشان می‌دهد که به‌علت فراوانی پایین آن‌ها در طبیعت است.

عناصر نادر لیتوفیل

همه گارنت‌های اسکارنی خوت- پناهکوه به‌شدت از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) تهی شده‌اند و دارای مقادیر اندکی از Rb و Cs هستند (جدول‌های ۱ تا ۳). مقادیر Sr و Ba در گارنت‌ها بسیار پایین‌تر از مقادیر کندریت‌هاست که به‌علت شعاع یونی بزرگتر این عناصر نسبت به جایگاه‌های ۸ تایی با هم‌آرایی ۸ در ساختار گارنت است (Gaspar *et al.*, 2008). عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و نادر خاکی (REE) تغییرات سازگارتری با زمین‌شیمی عناصر اصلی و مشاهدات سنگ‌نگاری نشان می‌دهند (شکل ۹).

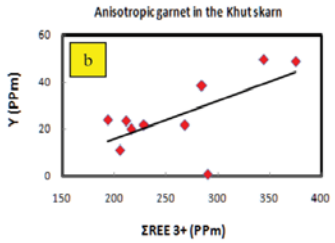


شکل ۹- تغییرات ترکیبی عناصر کمیاب نسبت به ترکیب گارنت‌های اسکارنی پناهکوه

مقایسه عناصر HFSE در گارنت‌های غنی از Al و Fe در اسکارن‌های خوت و پناهکوه نشان می‌دهد که عناصر Y، Zr و Nb تفاوت آشکارتری را نسبت به عناصر Ta، Hf و Th نشان می‌دهند که می‌تواند به‌علت فراوانی کمتر عناصر Ta، Hf و Th باشد (Gaspar *et al.*, 2008) (جدول‌های ۱ تا ۳).

Y اغلب رفتاری مشابه با عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) دارد و تقریباً برای گارنت‌های همسانگرد در اسکارن خوت رابطه خطی بین Y و ΣREE^{3+} تا غلظت‌های ۲ ppm و ۲۲۲ ppm به‌ترتیب برای Y و ΣREE^{3+} وجود دارد (شکل ۱۰- a). در مقادیر بالاتر از این، از حالت خطی منحرف شده که نشان‌دهنده ناهمگونی‌های شیمیایی پروتولیت یا تغییرات ترکیب سیال در زمان رشد گارنت است. همچنین، چنین رابطه خطی بین Y و ΣREE^{3+} در تمام غلظت‌های Y و ΣREE^{3+} برای گارنت‌های ناهمسانگرد خوت و گارنت‌های همسانگرد پناهکوه وجود دارد (شکل ۱۰- b و c).

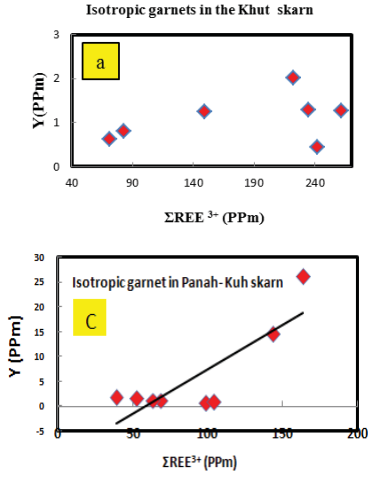
تغییرات عناصر هافنیوم (Hf) و زیرکونیوم (Zr) در گارنت‌های آندرادیتی خوت- پناهکوه به‌علت یکسان بودن رفتار زمین‌شیمیایی این دو عنصر، بسیار مشابه است. از آن‌جا که این دو عنصر در گروه عناصر نامتحرک با قدرت هیدروماگماتوفیل کم قرار می‌گیرند، بنابراین غنی‌شدگی چندانی را در آندرادیت‌های اسکارنی خوت- پناهکوه نشان نمی‌دهند اما گارنت‌های گراندیتی خوت دارای مقادیر بیشتری زیرکونیوم هستند که می‌تواند به‌علت جانشینی این عنصر به جای آلومینیوم در جایگاه Y گارنت‌ها باشد (شکل ۹). تانتالوم (Ta) اندازه و بار یونی مشابه نیوبیوم (Nb) دارد و جزو عناصر نامتحرک محسوب می‌شود، بنابراین، رفتار زمین‌شیمیایی یکسانی را با تغییرات میزان عضو انتهایی آندرادیت در گارنت‌های پناهکوه نشان می‌دهند. فراوانی اندک این عنصر می‌تواند به‌علت غلظت اندک این عنصر در سنگ میزبان باشد. غلظت Nb در گارنت‌های ناهمسانگرد و آلومینیم‌دار خوت بیشتر از گارنت‌های آهن‌دار و همسانگرد خوت- پناهکوه است که می‌تواند به‌علت جانشینی این عنصر همراه با تیتانیوم به‌جای آلومینیوم در جایگاه Y گارنت باشد (شکل ۹).



شکل ۱۰- نمودار تغییرات REE^{3+} با Y برای گارنت‌های اسکارنی خوت و پناهکوه

اسکاندیم (Sc) و کبالت (Co)، تغییرات چشمگیری را نسبت به میزان عضو انتهایی آندرادیت نشان نمی‌دهند. آهن در گارنت‌های آندرادیتی تنها به‌صورت آهن فریک وجود دارد. از آنجا که اسکاندیم و کبالت جانشین آهن فرو می‌شوند بنابراین طبیعی است که آندرادیت‌های منطقه خوت- پناهکوه دارای مقادیر اندکی از این عناصر باشند (شکل ۹).

اورانیوم (U^{6+}) در ترکیب گارنت‌های آندرادیتی جایگزین آهن فریک در ساختار Y گارنت‌ها می‌شود بنابراین، با افزایش میزان آهن فریک در گارنت‌ها مقدار آن افزوده می‌شود به‌طوری‌که غلظت آن در آندرادیت‌های تقریباً خالص پناهکوه (۳۷ ppm) بیشتر از گارنت‌های آندرادیتی (۷/۶ ppm) و گراندیتی خوت (۲/۹ ppm) است و یک روند افزایشی را با میزان آندرادیت در گارنت نشان می‌دهد (شکل ۹). وانادیم (V) عنصری لیتوفیل است. در شبکه گارنت‌ها جانشین آهن فریک می‌شود. بنابراین در گارنت‌های آندرادیتی بیش‌ترین جانشینی را دارد، بنابراین غلظت وانادیوم در گارنت‌های آندرادیتی خوت و پناهکوه بیشتر از گارنت‌های گراندیتی خوت است.



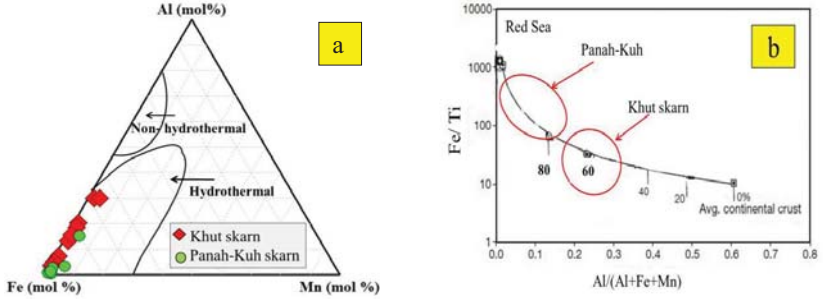
عناصر نادر سیدروفیل

مس بالاترین مقادیر عنصر کالکوفیل را در گارنت‌های اسکارنی خوت و پناهکوه تشکیل می‌دهد. محتوای بالای مس در گارنت‌های غنی از آهن خوت ناشی از دگرسانی گارنت‌ها در زمان کانه‌زایی سولفیدی است که به افزایش مقدار مس در گارنت‌ها منجر شده است به‌طوری‌که مقادیر میانگین مس در گارنت‌های آندرادیتی خوت به ۲۹۰۴ ppm می‌رسد (جدول ۱). در این نوع گارنت‌ها جانشینی مس به جای آهن رخ داده است. در مراحل اولیه اسکارن‌زایی، غلظت مس در سیالات گرمابی به اندازه‌ای نیست که کانه‌های سولفیدی تشکیل شوند و یا در صورت غلظت کافی مس در سیالات، شرایط فیزیکوشیمیایی نظیر دما، اکتیویته گوگرد و Eh سیالات برای تشکیل کانی‌های سولفیدی فراهم نیست. بنابراین، مس در ساختار گارنت‌های غنی از آهن جانشین آهن شده است و در زمان دگرسانی گارنت‌ها در طی مرحله کانه‌زایی سولفیدی مس از ساختار گارنت آزاد شده است. الگوی رفتاری عناصر کمیاب گارنت‌های اسکارنی خوت- پناهکوه تا حدی به کانسار اسکارنی مس- مزرعه شباهت دارد. بنابراین افزایش محتوای مس در گارنت‌های آندرادیتی را می‌توان به‌عنوان نشانگری در جهت اکتشاف کانسارهای اسکارن در نظر گرفت (Karimzadeh Somarin, 2004). در گارنت‌ها مقادیر میانگین روی بیشتر از سرب بوده و در گارنت‌های گراندیتی خوت به ۸/۴۳ ppm و در گارنت‌های آندرادیتی خوت و پناهکوه به‌ترتیب به ۷/۷۸ و ۵/۰۹ می‌رسد (جدول‌های ۱ تا ۳).

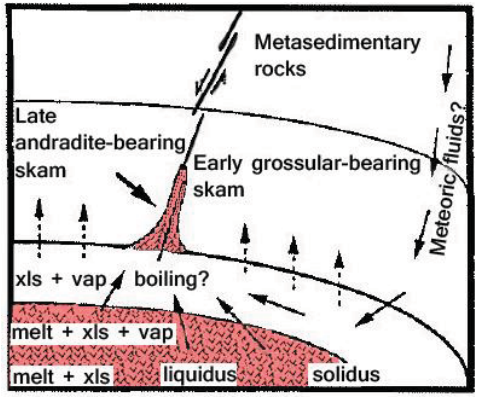
فرآیند رشد گارنت

نمودار سه‌تایی Fe-Mn-Al منشأ گرمابی اسکارن‌های خوت و پناهکوه را نشان می‌دهد (شکل ۱۱- a). با استفاده از نمودار Al/(Al + Fe + Mn) در مقابل Fe/Ti می‌توان به درصد حجمی سیالات گرمابی شرکت‌کننده در کانسار اسکارنی پی برد (شکل ۱۱- b). بر اساس این نمودار، مقادیر Al/(Al + Fe + Mn) برای بیشتر گارنت‌های اسکارنی خوت و پناهکوه کمتر از ۰/۳ است که نشان‌دهنده مشارکت بیش از ۵۰ درصد سیالات گرمابی در تشکیل کانسار اسکارنی خوت و پناهکوه است. دوره‌های جریان سیال در سامانه‌های گرمابی هم‌زمان با رخداد جوشش بوده و فرآیند جوشش به‌صورت متناوب تکرار شده است. مطالعات میان‌بارهای سیال بر روی گارنت‌های گراندیتی و آندرادیتی خوت شاهدی بر رخداد جوشش در سامانه اسکارنی خوت- پناهکوه است. نحوه تشکیل گارنت‌های اسکارنی مورد مطالعه شباهت زیادی به اسکارن‌های توصیف شده توسط Jamtveit و همکاران (۱۹۹۳) در منطقه ریفت مرکزی اسلو در جنوب تروژ دارد (شکل ۱۲). در این اسکارن‌ها رشد گارنت هم‌زمان با دوره‌های جوشش بوده است. جوشش باعث اکسیداسیون مایع باقی‌مانده شده و افزایش سریع اکتیویته Fe^{3+} نسبت به Al^{3+} را به دنبال دارد که پیامد آن ته‌نشست سریع آندرادیت در اسکارن خوت- پناهکوه است. فراوانی میان‌بارهای سیال در گارنت‌ها نشان می‌دهد که سیالات در نرخ‌های رشد بالا به دام افتاده‌اند. برشی شدن مجموعه‌های کانیایی پیش‌رونده در کانسارهای اسکارنی متداول است (Einaudi *et al.*, 1981؛ Meinert, 1992؛ Ciobanu and Cook, 2004) و به‌عنوان فرآیندی جهت شروع تراوش فراگیر عمل می‌کند. تراوش معمولاً توسط افزایش فشار سیالات شدت می‌یابد که توسط بافت‌های برشی مشخص می‌شود. به‌علت تحرک‌پذیری پایین عناصر شدت میدان بالا، نظیر Al، گارنت‌های گروسولاری در دوره‌های میان جوشش رشد کرده است. در این زمان گارنت‌های غنی از Al به آرامی رشد کرده و در تعادل نزدیک با سیالات منفذی محلی هستند که نشان‌دهنده نسبت‌های پایین سنگ/آب (W/R) در زمان

متاسوماتیسم انتشاری هستند. در چنین شرایطی مشارکت و تفریق REE اساساً توسط فرآیندهای بیرونی و شیمی بلور کنترل می‌شود در حالی که گارنت‌های غنی از Fe به سرعت از سیالات خارجی در طی متاسوماتیسم تراوشی (advective) در نسبت‌های بالای سنگ/آب و در مکان‌هایی که جذب سطحی کنترل‌کننده اصلی روندهای REE مشاهده شده هستند، رشد می‌کنند.



شکل ۱۱- a) نمودار سه‌تایی Fe-Mn-Al (mol%)، تفکیک کننده میدان ترکیبی سیالات گرمابی از سیالات غیرگرمابی با استفاده از آنالیز شیمیایی اسکارن‌های غنی از گارنت (Heimann *et al*., 2009) و b) نمودار Al/ (Al + Fe + Mn) در مقابل Fe/Ti: اعداد روی منحنی درصد حجمی سیالات گرمابی شرکت کننده در تشکیل کانسار اسکارنی را مشخص می‌کند (Heimann *et al*., 2009).



شکل ۱۲- این مدل توسط Jamtveit و Hervig (۱۹۹۴) برای تشکیل گارنت‌های گراندیتی (آندرادیت- گروسولار) در منطقه ریفت مرکزی اسلو در جنوب نروژ پیشنهاد شده است و به‌علت شباهت تشکیل آن با گارنت‌های مورد مطالعه به کانسار اسکارنی خوت و پناهکوه بسط داده شده است (XLS= Solid phases, Vap= H_2O-rich fluid phase).

نتیجه‌گیری

گارنت‌های اسکارنی خوت و پناهکوه در جنوب‌غرب یزد در یک سامانه گرمابی پیچیده توسط متاسوماتیسم تراواشی شکل گرفته‌اند و روندهای متفاوت توزیع عناصر نادر خاکی را ایجاد کرده‌اند. تمام گارنت‌های اسکارنی خوت- پناهکوه غنی‌شدگی بیشتری از عناصر نادر خاکی

سبک نسبت به سنگین را نشان می‌دهند. عناصر نادر خاکی سبک در گارنت‌های گراندیتی بیش‌ترین غنی‌شدگی را دارند، زیرا در ترکیبات حدواسط عناصر نادر خاکی نسبت به اعضای نهایی محلول‌تر هستند که نشان‌دهنده تطابق مثبت بین مقدار Al و REE است. همچنین، این غنی‌شدگی می‌تواند توسط تفاوت در شعاع‌های یونی بین Ca^{2+} و یون‌های REE^{3+} در جایگاه X توضیح داده شود. این نتایج نشان می‌دهد که تحرک اساسی عناصر نادر خاکی می‌تواند در سامانه‌های گرمابی در سنگ‌های کربناته در عمق کم تا متوسط در پوسته قاره‌ای رخ دهد، در نتیجه روندهای توزیع REE در گارنت‌های اسکارنی می‌تواند برای مطالعه فرآیندهای زمین‌شیمیایی همچون شرایط شکل‌گیری اسکارن مؤثر واقع شود. بنابراین، بررسی عناصر نادر خاکی در شناسایی خاستگاه اسکارن‌ها و کانسارهای اقتصادی وابسته بسیار مؤثر خواهد بود.

سپاسگزاری

از همکاری‌های پروفسور ناکاشیما از بخش علوم‌زمین دانشگاه یاماگاتا در ژاپن برای انجام آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها و همچنین پروفسور ایشی‌یاما برای انجام آنالیز LA-ICP-Ms گارنت‌ها در دانشگاه آکیتای ژاپن تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

شریفی، ر. (۱۳۸۷) بررسی خصوصیات زمین‌شیمیایی اندیس‌های فلزی در منطقه پناه‌کوه یزد با دیدگاه اکتشافی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران.

Adriana, H., Paul, G. S., Graham, S. T., Colin, H. H. and Wolfgang, R. L. (2009) Geochemistry of garnet-rich rocks in the southern Curnamona Province, Australia, and their genetic relationship to Broken Hill-type Pb-Zn-Ag mineralization. Economic Geologists 104: 687-712.

Boynton, W. V. (1984) Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.): Rare earth element geochemistry. Elsevier, London, 63-114.

Chernoff, C. B. and Carlson, W. D. (1999) Trace element zoning as a record of chemical disequilibrium during garnet growth. Geology 27: 555-558.

Ciobanu, C. L. and Cook, N. J. (2004) Skarn textures and a case study: the ocna de fier-dognecea orefield, Banat, Romania. Ore Geology Reviews 24: 315-370.

Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J. (1981) Skarn deposits. 75th Anniversary Volume, Society of Economic Geologists, USA.

Gaspar, M. (2005) The Crown Jewel gold skarn deposit. Ph.D. Thesis, Washington State University, Washington, USA.

Gaspar, M., Knaack, C., Meinert, L. D. and Moretti, R. (2008) REE in skarn system: A LA-ICP-MS study of Garnet from the Crown Jewel gold deposit. Geochemica et Cosmochimica Acta 72: 185-205.

Griffin, W. L., Smith, D., Ryan, C. G., O'Reilly, S. Y. and Win, T. T. (1996) Trace element zoning in mantle minerals: metasomatism and thermal events in the upper mantle. Canadian Mineralogist 34: 1179-1193.

Heimann, A., Spry, P. G., Teale, G. S., Conor, C. H. H. and Leyh, W. R. (2009) Geochemistry of garnet-rich rocks in the Southern Curnamona province, Australia and their genetic relationship to Broken Hill-type Pb-Zn-Ag mineralization geology. Economic Geology 104: 687-712.

Hickmott, D. D. and Spear, F. S. (1992) Major and trace element zoning in garnets from calcareous pelites in the NW Shelburne Falls Quadrangle, Massachusetts: garnet growth histories in retrograded rocks.

Journal of Petrology 33: 965-1005.

Jamtveit, B. and Hervig, R. L. (1994) Constraints on transport and kinetics in hydrothermal systems from zoned garnet crystals. Science 263: 505-508.

Jamtveit, B., Wogelius R. A. and Fraser, D. G. (1993) Zonation patterns of skarn garnets: Records of hydrothermal system evolution. Geology 21: 113-116.

Jenner, G. A. (1996) Trace element geochemistry of igneous rocks: geochemical nomenclature and analytical geochemistry. In: Wyman, D. A. (Ed.): trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada Short Course Notes 12: 51-77.

Karimzadeh Somarin, A. (2004) Garnet composition as an indicator of Cu mineralization: Evidence from Skarn deposits of NW Iran. Journal of Geochemical Exploration 81: 47-57.

McIntire, W. L. (1963) Trace element partition coefficients: A review of theory and applications to geology. Geochemica et Cosmochimica Acta 27: 1209-1264.

Meinert, L. D. (1992) Skarns and skarn deposits. Geoscience Canada 19: 145-162.

Menzer, G. (1926) Die kristall structure von granat. Zeitschift fu Kristallographie 63: 157-158.

Smith, M. P., Henderson, P., Jeffries, T. E. R., Long, J. and Williams, C. T. (2004) The rare earth elements and uranium in garnets from the Beinn and Dubhaich aureole, Skye, Scotland, UK: constraints on processes in a dynamic hydrothermal system. Journal of Petrology 45: 457-484.

Sverjensky, D. M. (1984) Europium redox equilibria in aqueous solution. Earth and planetary Science Letters 67: 70-78.

Yazdi, M. (1991) The study of economic geology and lithology in Khut ore deposit, Ms. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.

Zarasvandi, A., Liaghat, S., Zentilli, M. A. (2005) Geology of Darreh-Zerreshk and Ali-Abad porphyry copper deposits, Central Iran. International Geology Reviews 47: 620-646.

پتـــرولوژی، سال چهارم، شماره سیزدهم، بهار ۱۳۹۲، صفحه ۶۷-۸۰
تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۸/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۱/۱۵

دگرسانی سدیک- کلسیک در سنگ میزبان کانسار آپاتیت- مگنتیت اسفوردی

صدیقه تقی‌پور [۱]، علی کنعانیان [۱] * و محمود خلیلی [۲]

[۱] دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران
[۲] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

سنگ میزبان کانسار اسفوردی، متشکل از سنگ‌های ریولیتی، توف ریولیتی کامبرین پایینی و دولومیت‌های سری ریزو است که در شمال و شرق کانسار به شدت دچار دگرسانی سدیک- کلسیک شده است. بر اساس مطالعات پتروگرافی، آمفیبول، کلریت، کلسیت و هماتیت از مهم‌ترین کانی‌های پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک هستند. آمفیبول‌های پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک در شمار گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند و از نوع ادنیت و اکتینولیت هستند. میزان متوسط $(Na+K)_A$ در ادنیت و اکتینولیت به ترتیب ۰/۶۷ و ۰/۱۱ است. ادنیت نسبت به اکتینولیت از اکسیدهای TiO_2 (۰/۹۳)، Al_2O_3 (۱۱/۳۴)، FeO (۱۳/۵۵)، Na_2O (۲/۰۹) و Cl (۱/۰۵) غنی‌شدگی نشان می‌دهد. آنالیزهای سنگ میزبان دگرسان شده نشان می‌دهد که دگرسانی سدیک- کلسیک سبب تجمع MgO، CaO، Na_2O، P_2O_5، Y_2O_3 و FeO_t در پهنه دگرسانی نسبت به نمونه‌های نسبتاً سالم شده است. به دنبال دگرسانی سدیک- کلسیک، رگه‌ها و رگچه‌های کلسیت و سپس کوارتز نیز شکل گرفته‌اند. در سنگ‌های میزبان دگرسان شده و کلسیت‌های رگچه‌ای کانسار اسفوردی مقادیر دلتای ایزوتوپ اکسیژن (در مقایسه با استاندارد SMOW) به ترتیب برابر با ۱۰/۵ تا ۱۲ درصد و ۱۴/۱ تا ۱۸/۱درصد و مقادیر دلتای ایزوتوپ کربن (در مقایسه با استاندارد PDB) برابر ۳/۸- تا ۴/۲- درصد و ۵/۵- تا ۶/۳- درصد است. داده‌های ایزوتوپ‌های پایدار نشان می‌دهد دمای دگرسانی سنگ میزبان ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد و دمای تشکیل کلسیت‌های رگچه‌ای، زیر ۳۰۰ درجه سانتیگراد بوده است. بر مبنای داده‌های موجود در این تحقیق، اختلاط سیالات برخاسته از ماگما با آب‌های جوی سبب ایجاد دگرسانی در منطقه اسفوردی شده است.

واژه‌های کلیدی: کانسار اسفوردی، زمین‌دماسنجی، سیالات ماگمایی و جوی، دگرسانی سدیک- کلسیک

مقدمه

کانسارهای آپاتیت- مگنتیت و اکسید آهن- مس و طلا (IOCG) در نقاط مختلف دنیا در بین سنگ‌های آتشفشانی یا نیمه‌آتشفشانی برونزد یافته‌اند (Nyström and Henriquez, 1994؛ Hitzman, 2000؛ Stosch *et al*., 2011). کانسارهای ماگمایی آهن، گروه بسیار بزرگی از کانسارهای IOCG را به خود اختصاص می‌دهند. این نوع کانسارها، معمولاً محصول جدایش یک مذاب اکسید

* kananian@khayam.ut.ac.ir

آهن نامیژاک از ماگماهای سیلیکاتی معرفی می‌شوند (به عنوان مثال: Kesler, 1994; Harlov *et al*., 2002) و مانند کانسارهای کیرونا سوئد، پی‌ریج و پیلوت ناب در میسوری، سرومرکادو در مکزیکو، ال‌لاکو در شیلی و بافق در ایران مرکزی اغلب با ریولیت همراه هستند و تشکیل آن‌ها مستلزم برقرار بودن شرایط اکسیداسیون شدید است (Kesler, 1994). سنگ‌های آذرین منطقه بافق، واقع در ایران مرکزی، میزبان کانسارهای آپاتیت- مگنتیت (Stosch *et al*., 2011; Williams, 2010) از نوع کیرونا (Williams and Houshmandzadeh, 1966؛ Jami *et al*., 2007؛ Hitzman *et al*., 1992؛ Torab and Lehmann, 2007؛ Corriveau *et al*., 2010؛ Groves *et al*., 2010) هستند.

معمولاً کانسارهای IOCG دگرسانی گرمابی نسبتاً شدیدی را متحمل شده و بسته به جنس سنگ میزبان و عمق تشکیل، دگرسانی‌های متفاوتی را نشان می‌دهند ولی معمولاً همراه با دگرسانی سدیک (- کلسیک) هستند (Hitzman *et al*., 1992; Hitzman, 2000; Corriveau *et al*., 2010). مطالعه دقیق بر روی پاراژنز کانی‌های گرمابی به شناخت شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر کانه‌زایی و دگرسانی منجر می‌شود. بر اساس دماسنجی‌های انجام شده بر روی کانی‌های موجود در سنگ میزبان کانسارهای آپاتیت- مگنتیت و IOCG مشخص شده که دگرسانی گرمابی این کانسارها در محدوده حرارتی ۱۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد رخ می‌دهد (Hitzman *et al*., 1992). مطالعه ریزدماسنجی سیالات درگیر و ایزوتوپی بر روی کانسار مگنتیت- آپاتیت اسفوردی نیز گویای آن است که آپاتیت اسفوردی در حرارت حدود ۱۵۰ تا ۴۵۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده است (Jami *et al*., 2007). با این حال، مطالعات کانی‌شناسی و پترولوژی انجام شده بر روی آپاتیت‌های موجود در کانسارهای مگنتیت- آپاتیت در منطقه بافق (Torab and Lehmann, 2007; Stosch *et al*., 2011; Bonyadi *et al*., 2011) کیرونای سوئد (Harlov *et al*., 2002) نشان می‌دهد که کانه‌زایی آپاتیت- مگنتیت معمولاً هم‌زمان با فرآیندهای ماگمایی یا آتشفشانی به وقوع پیوسته است و عملکرد فرآیندهای گرمابی مرتبط با ماگماتیسم نیز به تشکیل آپاتیت‌های متاسوماتیک (تأخیری) در میان کانسار مگنتیت- آپاتیت منجر شود (Harlov *et al*., 2002; Jami *et al*., 2007; Bonyadi *et al*., 2011).

کانسار اسفوردی در فاصله ۳۶ کیلومتری شمال‌شرق بافق واقع شده و مختصات جغرافیایی آن در نقشه زمین‌شناسی و ساختاری منطقه در گستره طول ′۳۸ °۵۵ شرقی و عرض ′۴۷ °۳۱ شمالی است (شکل ۱). با توجه به این که تاکنون مطالعات جامعی بر روی سنگ میزبان دگرسان‌شده اسفوردی و ارتباط آن با کانه‌زایی مگنتیت- آپاتیت صورت نگرفته است، در این پژوهش سعی بر آن است که با مطالعه زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و تغییرات شیمیایی عناصر در مناطق دگرسانی گرمابی، تکامل سیستم گرمابی منطقه اسفوردی بررسی شود و نتایج حاصل از این پژوهش با سایر کانسارهای IOCG و کیرونا در دنیا مقایسه شود.

روش انجام پژوهش

پس از مطالعات صحرایی و کتابخانه‌ای، تعداد ۴۷ نمونه از رخنمون‌های گوناگون سنگ میزبان و کانسار آپاتیت- مگنتیت معدن اسفوردی جمع‌آوری شد. تعداد ۲۱ مقطع نازک- صیقلی و ۴ مقطع صیقلی به‌منظور انجام آنالیز نقطه‌ای (EMPA) تهیه شد. آنالیزهای EMPA در مرکز پژوهشی علوم زمین آلمان (GFZ, Germany) با استفاده از دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروب مدل CAMECA SX-50 بر روی کانی‌های آمفیبول متعلق به پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک انجام شد. در طول آنالیز، ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه 20 kv، شدت جریان 20 A و زمان شمارش برای کلیه عناصر 30 s بوده است. به‌منظور تعیین تحرک عناصر در دگرسانی سدیک- کلسیک، تعداد ۱۳ نمونه از بخش‌های

مختلف سنگ میزبان کاملاً دگرسان شده و تقریباً سالم به‌منظور آنالیز XRF انتخاب شد.

آنالیزهای XRF در آزمایشگاه ALS Chemex، ونکوور کانادا انجام شده است. شش نمونه از اکتینولیتیت‌ها و پنج نمونه از کلسیت‌های رگه‌ای معدن اسفوردی برای آنالیز ایزوتوپ‌های ^{13}C و ^{18}O در دانشگاه برمن آلمان آنالیز شد. آزادسازی اکسیژن از نمونه‌های مورد آنالیز از پودر BrF_5 در دمای ۶۰۰ درجه سانتیگراد، با ایجاد CO_2 (Baertschi and Silverman, 1951) و با استفاده از دستگاه مدل Finnigan mat 251 انجام شد.

زمین‌شناسی عمومی

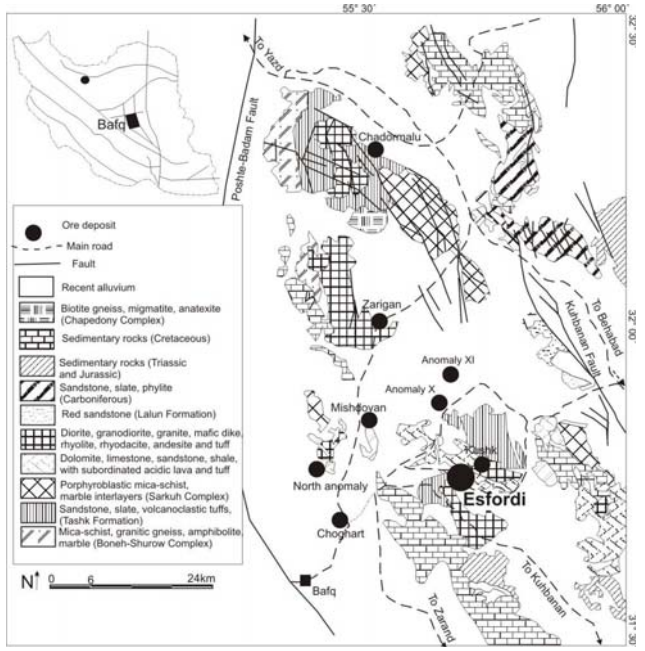
زمین‌شناسی منطقه بافق- ساغند

کانسار اسفوردی منطقه بافق در خردقاره ایران مرکزی در حد فاصل میشدوان و کوشک واقع شده است. پی‌سنگ منطقه بافق، سنگ‌های متعلق به پروتروزوئیک بالایی (کمپلکس بنه‌شور، پشت بادام و سازند تاشک) است که توسط رسوبات نئوپروتروزوئیک تا تریاس پوشیده شده‌اند (Stöcklin, 1971; Borumandi, 1973; Haghipour, 1977). سازند ساغند بر روی سازند تاشک قرار گرفته و شامل سنگ‌های آتشفشانی بایمدال (Ramezani, 1997) است. مقطع تیپ سازند ساغند، به ترتیب از پایین به بالا شامل کنگلومرای پایینی، سنگ‌های آتشفشانی بازالتی و ریولیتی (۲۰۰-۳۰۰ متر) و ۱۵۰-۲۰۰ متر شیل و ماسه‌سنگ، ۴۰۰ متر سنگ‌های آتشفشانی- پیروکلاستیک- اپی‌کلاستیک با میان لایه‌های کربناته است (Samani, 1993). سنگ‌های آتشفشانی یاد شده، میزبان اصلی کانسارسازی آپاتیت- مگنتیت محسوب می‌شوند. بخش بالایی سازند ساغند شامل ۱۵۰-۲۰۰ متر لایه‌های تبخیری و کربناته است. بر روی سازند ساغند، سنگ‌های تبخیری، کربناته، شیل و سنگ‌های آتشفشانی مافیک و اسیدی سری‌های ریزو و دزو قرار گرفته‌اند (شکل ۱). رخداد میان‌لایه‌هایی از سنگ‌های رسوبی در میان مگنتیت- آپاتیت اسفوردی، ماسه‌سنگ و ساخت‌های رسوبی مثل دانه‌بندی تدریجی، انباشتگی و ساختار جریانی و تشکیل مگنتیت به‌صورت بلوک‌های تخریبی مؤید تشکیل کانسار مگنتیت- آپاتیت اسفوردی به‌صورت هم‌زمان با رسوب‌گذاری است (Jami *et al*., 2007). در این راستا، Daliran (۲۰۰۲) نیز محیط تشکیل کانسار میشدوان را رسوبی- آتشفشانی معرفی نموده است.

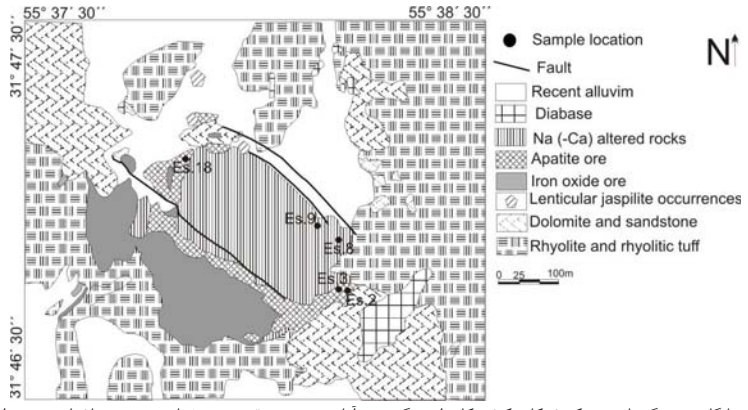
زمین‌شناسی معدن اسفوردی

ویژگی‌های زمین‌شناسی و زمین‌ساختاری معدن اسفوردی در شکل ۲ مشاهده می‌شود. کانسار مگنتیت- آپاتیت اسفوردی بین سنگ‌های ریولیتی، آتشفشانی- تخریبی، ماسه‌سنگ، کربنات و جاسپیلیت متعلق به بخش‌های میانی سازند ساغند رخنمون یافته، و تعدادی دایک دلریتی در آن نفوذ کرده است. تعدادی گسل عادی با روند شمال‌غرب- جنوب‌شرق، سنگ‌های میزبانی که متحمل دگرسانی سدیک- کلسیک شده‌اند را قطع می‌کند. قسمت اصلی ذخیره آپاتیت- مگنتیت که به پهنه آهن‌دار معروف است به‌صورت یک عدسی بزرگ به ضخامت ۹۰ متر از سطح تا عمق ۴۰۰ متری ادامه دارد و مواد معدنی در آن به‌صورت توده‌ای تجمع یافته است. بر روی پهنه آهن‌دار، لایه اصلی آپاتیت‌دار قرار دارد که درون سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی و آتشفشانی- تخریبی رخنمون یافته است (Jami *et al*., 2007).

سنگ میزبان کانسار اسفوردی شدیداً متحمل دگرسانی گرمابی از نوع سدیک- کلسیک شده است. حضور گسترده آمفیبول در این پهنه، عامل ایجاد رنگ سبز در سنگ میزبان است. رگچه‌های تأخیری کلسیت و کوارتز نیز، سنگ میزبان دگرسان شده را قطع کرده‌اند.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی و زمین‌ساختاری منطقه بافق و جایگاه کانسار اسفوردی بر روی آن (Torab and Lehmann, 2007)

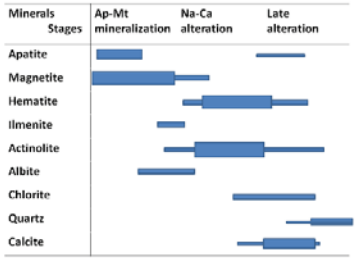


شکل ۲- جایگاه پهنه دگرسانی سدیک (- کلسیک) و کانه‌زایی مگنتیت- آپاتیت بر روی نقشه زمین‌شناسی و زمین‌ساختاری معدن اسفوردی (Soheili and Mahdavi, 1991; Jami *et al*., 2007)

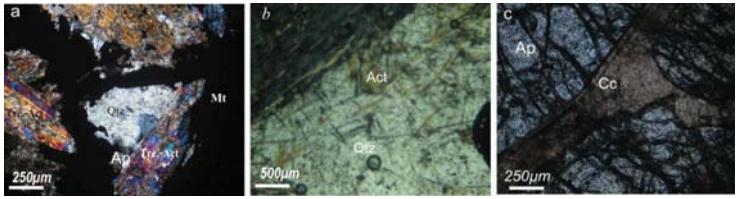
دگرسانی، کانه‌زایی و پاراژنز کانی‌ها

مجموعه کانی‌های آمفیبول، آلبیت، اپیدوت، هماتیت، کلریت و کلسیت، مهم‌ترین پاراژنز کانی‌های ناشی از دگرسانی سدیک- کلسیک در کانسار اسفوردی محسوب می‌شوند (شکل ۳). آمفیبول، رایج‌ترین کانی سیلیکاته است که به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (۵۰۰ میکرومتر تا ۱ سانتی‌متر) همراه با آپاتیت- مگنتیت و یا به‌صورت ادخال‌های سوزنی (۳۰-۴۰۰ میکرومتر) درون کلسیت و کوارتزهای تأخیری، مشاهده شده است.

حداقل دو نوع آمفیبول در سنگ میزبان دگرسان شده سدیک (-کلسیک) مشاهده می‌شود. گروه اول از نوع ادنیت، در سنگ‌های با دگرسانی کم، تشکیل شده و گروه دوم از نوع ترمولیت- اکتینولیت با بافت گلبرگی، در مرحله پیشرفته دگرسانی در نمونه‌ها ظاهر شده‌اند (شکل ۴- a و b). از طرف دیگر، رخداد کلریت‌های رگچه‌ای، کانی‌های رسی، کلسیت و کوارتز به‌صورت بی‌شکل، رگچه‌ای و پر کننده فضای خالی بین کانی‌ها، از کانی‌های همراه با رگه‌ها و رگچه‌های کلسیتی و کوارتزی هستند که پس از دگرسانی سدیک (- کلسیک)، سنگ‌میزبان اسفوردی را تحت تأثیر قرار داده‌اند. مگنتیت به‌صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار (۰/۰۵-۳ میلی‌متر) در نمونه‌ها مشاهده می‌شود (شکل‌های ۳ و ۴- a). در برخی موارد، بلورهای مگنتیت به شدت مارتیتی و برشی شده‌اند. در این حالت، شدت برشی شدن و مارتیتی شدن از مرکز به سمت حاشیه افزایش می‌یابد. معمولاً مارتیتی‌زاسیون در امتداد حاشیه دانه‌ها و شکستگی‌های موجود در بلورهای مگنتیت رخ داده است. ایلمنیت، یکی دیگر از کانه‌های موجود در کانسار اسفوردی است که به‌صورت ادخال‌های تیغه‌ای شکل و یک فاز فرعی درون دانه‌های تیتان‌مگنتیت مشاهده می‌شود.



شکل ۳- جدول روابط پاراژنتیکی کانی‌های موجود در کانسار و سنگ میزبان اسفوردی



شکل ۴- a) ترمولیت- اکتینولیت، مگنتیت، آپاتیت و کوارتزهای تأخیری در سنگ میزبان کانسار اسفوردی تشکیل شده است (XPL)، b) رشته‌های اکتینولیت تأخیری درون کوارتزهای گرمابی کانسار اسفوردی (XPL) و C) آپاتیت‌های اولیه، بزرگ و شکل‌دار که به‌طور بخشی کربناته شده‌اند (XPL)

آپاتیت، اصلی‌ترین کانی فسفاته موجود در کانسار اسفوردی است. این کانی به‌صورت اولیه و ثانویه در نمونه‌ها مشاهده می‌شود. آپاتیت‌های اولیه به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (۰/۰۵- ۵ میلی‌متر)، همراه با کانسارسازی اصلی مگنتیت یافت می‌شوند و به‌صورت بخشی به کربنات دگرسان شده‌اند (شکل ۴- c) در حالی‌که انواع ثانویه بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند (۵۰- ۳۰۰ میکرومتر) و معمولاً با کانی‌های تأخیری همچون کوارتز یا کلسیت یافت می‌شوند.

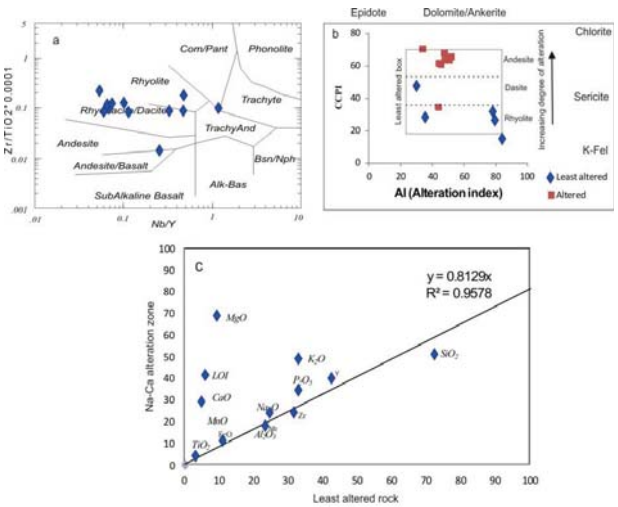
زمین‌شیمی سنگ‌میزبان

نمونه‌های سنگ‌میزبان بر روی نمودارهای رده‌بندی (Winchester and Floyd, 1977) در محدوده‌های ریولیت و ریوداسیت (شکل ۵- a) قرار گرفته است. دگرسانی گرمابی سبب ایجاد تغییرات زیادی در مقدار عناصر اصلی و فرعی سنگ میزبان کانسار اسفوردی شده است. مقدار SiO_2 و میانگین کل عناصر قلیایی (Na_2O+K_2O) در سنگ میزبان دگرسان‌شده و سالم به ترتیب ۵۵/۲۲-۷۱/۶۳ و ۴/۷۹-۶/۷ درصد است (جدول ۱). برای محاسبه تغییرات شیمیایی سنگ کل در اثر دگرسانی از شاخص ضریب کلریت- کربنات- پیریت (chlorite–carbonate–pyrite index) برای سنگ‌های آتشفشانی فلسیک استفاده می‌شود (Large *et al.*, 2001). علاوه بر این، برای محاسبه تغییرات شیمیایی در طی دگرسانی از شاخص دگرسانی (alteration index) استفاده می‌شود (Ishikawa *et al.*, 1976). شاخص AI و CCPI برای سنگ‌های دگرسان‌شده پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک به‌ترتیب (بر حسب درصد) ۳۰-۸۴ و ۱۶-۷۲ است. با توجه به شکل ۵- b، شدت دگرسانی از سنگ‌های ریولیتی نسبتاً سالم به سمت انواع دگرسانی سدیک- کلسیک افزایش می‌یابد. برای پی بردن به تغییرات زمین‌شیمیایی عناصر در طی تکامل ماگما و دگرسانی گرمابی می‌توان از روند تغییرات عناصر غیرمتحرک (Al، Ti، Nb، Y و Zr) در مقابل یکدیگر و در برابر سایر عناصر بهره گرفت (Edfelt *et al.*, 2005). در نمودارهای شکل ۶، اکسیدهای عناصر اصلی و Nb و Y در مقابل Zr ترسیم شده است. به‌منظور محاسبه تحرک عناصر بین سنگ میزبان نسبتاً سالم و انواع دگرسان‌شده بهترین راه، تعیین تغییرات جرمی عناصر بر اساس رابطه Grant (۱۹۸۶) است. بر اساس ایزوکن شکل ۵- c و نمودارهای شکل ۶ عناصر Al، Zr، Ti و Nb از جمله عناصر نامتحرک ضمن دگرسانی بوده‌اند. میزان عناصر Na، Ca، Mg، Fe و Y در طی دگرسانی افزیش و میزان Si در نمونه‌های دگرسان‌شده کاهش یافته است.

شیمی آمفیبول

آمفیبول، کانی سیلیکاته شاخص در سنگ میزبان دگرسان شده اسفوردی است. نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک در جدول ۲ خلاصه شده است.

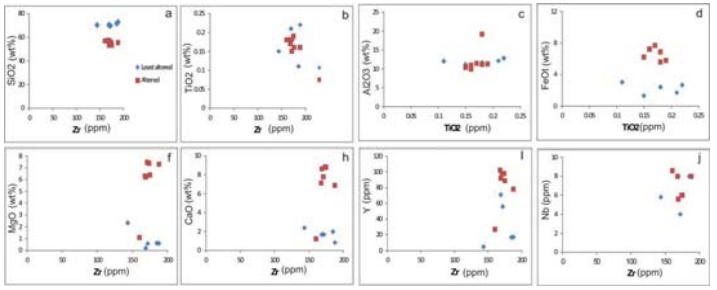
فرمول ساختمانی آمفیبول بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه شده است. آمفیبول‌های مورد مطالعه بر اساس تقسیم‌بندی جدید آمفیبول‌ها (Leake *et al.*, 1997؛ Hawthorne and Oberti, 2007) در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند و ترکیب آن‌ها از نوع اکتینولیت و ادنیت است. نسبت $(Na+K)_A$ در اکتینولیت و ادنیت به ترتیب ۰/۰۵ و ۰/۷۹ است. از سوی دیگر، اکتینولیت از لحاظ SiO_2 (۵۵/۸۹ - ۵۷/۹۱ درصد)، MgO (۱۶/۱۲ - ۱۸/۹۸ درصد)، CaO (۱۱/۸۱ - ۱۳/۶۷ درصد) و ادنیت از نظر FeO (۱۲/۴۵ - ۱۵/۳۹ درصد)، Na_2O (۱/۲۳ - ۲/۶۲ درصد)، TiO_2 (۰ - ۰/۱/۴۸) و Cl (۰/۹۸ - ۱/۱۴ درصد) غنی شده‌اند (شکل ۷).



شکل ۵- a) سنگ میزبان کانسار اسفوردی بر روی نمودار تقسیم‌بندی Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) در جایگاه سنگ‌های ریولیت و ریوداسیت، قرار گرفته است، b) نمودار CCPI در برابر AI و جایگاه نمونه‌های کم‌دگرسان و دگرسان‌شده منطقه اسفوردی بر روی آن و c) نمودار ایزوکن برای نمونه‌های سنگ میزبان دگرسان‌شده منطقه اسفوردی

جدول ۱- نتایج آنالیزهای XRF سنگ میزبان دگرسان‌شده پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک و کم‌دگرسان کانسار اسفوردی

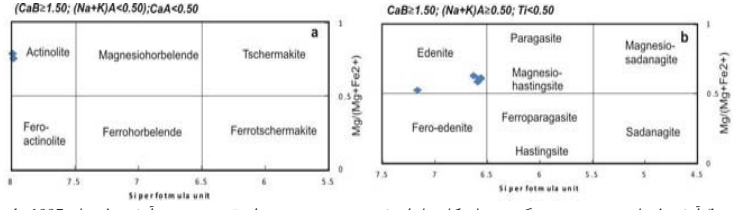
Least altered rocks						Na-Ca altered rocks							
Sample	**Es R**	**Es 3**	**Es 21**	**Es R1**	**Es 4**	**Es 3**	**Alte2**	**Es 12**	**Es 23**	**Es 8**	**Es 18**	**Alt 5**	**Es 9**
wt%													
SiO_2	71.63	72.87	70.32	70.43	69.78	55.22	56.67	47.1	56.91	57.4	53.31	53.18	55.49
TiO_2	0.11	0.22	0.15	0.21	0.18	0.19	0.15	1.14	0.18	0.17	0.16	0.18	0.16
Al_2O_3	12.01	12.82	11.14	12.12	11.67	11.32	10.37	15.35	19.23	11.48	10.98	11.23	9.97
FeO_t	3.04	2.65	1.3	1.69	2.4	5.81	6.23	10.67	5.6	7.7	7.21	6.87	7.23
MnO	0.03	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04	0.03	0.09	0.12	0.04	0.03	0.04	0.4
MgO	0.61	0.59	2.32	0.19	0.56	7.37	7.45	4.01	1.09	6.31	6.38	6.23	7.31
CaO	1.98	0.81	2.38	1.67	1.68	8.38	7.78	5.01	1.21	7.1	8.79	8.63	6.89
Na_2O	2.6	5.32	0.34	0.32	0.45	3.42	3.47	4.98	7.11	3.34	4.21	4.12	3.56
K_2O	3.37	2.76	7.31	10.43	7.8	4.1	4.23	1.17	5.45	3.27	4.48	3.98	4.01
P_2O_5	0.09	0.07	0.04	0.04	0.01	0.03	0.04	0.24	0.13	0.05	0.12	0.11	0.07
LOI	4.01	1.92	4.71	2.21	2.3	3.7	3.9	9.86	3.24	2.39	3.67	5.02	5.34
Total	99.51	100.1	100	99.32	100.4	99.98	100.3	99.62	100.3	99.25	99.34	99.59	100.4
ppm													
Ba	550.5	614	554	263	321	321	327	139	262	343	289	345	110
Rb	154.5	47.1	160.3	8.7	459	109	102	41.7	203.3	105	121	156	98
Sr	39.6	44.3	33.5	63	71	102	94	68.3	238	98	102	145	78
Y	17.01	17.2	4.8	71	56	98	171	35.01	27.1	167	163	156	145
Zr	185	188.1	143.6	169	172	174	7	182.1	160.4	168	175	169	6
Nb	8	8	5.8	8	4	6	7	8.9	8.6	8	6	5.6	8
Th	18.93	22.1	8.4	10.5	10.1	11.87	8.9	12.32	33.6	9.1	11.5	12.4	5.8
Pb	4.5	5.1	7	5.7	8.9	6.4	7	6.8	23	7.2	7.5	13.1	11
Ga	12	13.4	13.7	12	14.3	12.3	13	21.1	39	12	11.4	13.2	12
Zn	11.8	10.3	10.2	9.4	10.4	24.4	21	31.8	196	24	24	25	21
V	25.92	34	27.5	21	20.1	145	126	195.1	18.3	138	126	143	136
Co	3	3.5	4	4	6	22	24	23.7	6.2	21	19	26	36
U	7.6	4.8	4.3	5.7	5.6	6.6	8	3.4	8.1	6	12	13	13
Sn	3	2.5	6.8	5	4	12.1	10.3	8.7	16	11.1	9.4	10.4	12.1



شکل ۶- مقایسه اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های کم‌دگرسان با انواع دگرسان‌شده

جدول ۲- نتایج آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های موجود در پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک در کانسار اسفوردی

Oxide/smpale	**Es 1**	**Alt 5**	**Alt 2**	**Es 18**	**Es 11**	**Wes**	**Es 2**	**EsR1**	**ES**	**Es3**	**Es21**	**Es9**	**Es R**
SiO_2	56.21	57.11	55.89	56.37	57.89	56.45	57.91	44.09	44.02	44.21	43.89	44.45	47.45
TiO_2	0.04	0.05	0.06	0.03	0.00	0.32	0.00	0.89	0.97	1.48	0.76	0.36	1.13
Al_2O_3	0.17	0.15	0.18	1.07	0.39	0.72	0.26	12.21	12.23	11.67	11.83	11.84	8.23
FeO	9.43	9.78	9.12	6.28	7.33	7.59	6.61	13.35	13.45	13.76	12.87	12.45	15.39
MgO	17.92	16.12	16.75	18.67	18.62	17.43	18.98	11.61	11.49	10.98	11.29	11.95	9.62
CaO	13.09	13.67	13.18	13.21	13.23	13.12	11.81	12.17	10.76	11.25	11.93	11.68	10.56
Na_2O	0.43	0.48	0.49	0.14	0.09	0.21	0.32	1.31	2.39	2.51	2.62	2.47	1.23
K_2O	0.18	0.12	0.13	0.37	0.06	0.00	0.05	1.11	1.23	1.02	1.21	1.09	2.27
H_2O*	2.05	2.32	2.59	3.02	1.97	3.01	3.11	1.71	2.48	1.97	2.02	1.79	2.01
Cl	0.11	0.12	0.13	0.21	0.12	0.11	0.10	0.98	1.01	1.11	1.14	1.07	0.98
F	0.07	0.09	0.10	0.10	0.08	0.10	0.11	0.14	0.17	0.18	0.21	0.11	0.21
O=F, Cl	0.05	0.06	0.07	0.09	0.06	0.07	0.07	0.28	0.30	0.33	0.35	0.29	0.31
SUM	99.68	99.64	97.95	98.24	99.90	97.98	98.36	99.50	99.35	99.59	98.99	98.97	98.31
					Formula per 23 Oxygens (all Fe as FeO)								
Si	7.98	8.00	8.00	7.99	8.00	8.00	8.00	6.56	6.57	6.59	6.58	6.63	7.16
Al^{iv}	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	1.44	1.43	1.41	1.42	1.37	0.84
Al(total)	0.03	0.14	0.09	0.18	0.15	0.17	0.21	2.14	2.15	2.05	2.09	2.08	1.47
Al^{vi}	0.01	0.14	0.09	0.17	0.15	0.17	0.21	0.70	0.72	0.64	0.66	0.71	0.63
Ti	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.10	0.11	0.17	0.09	0.04	0.13
Mg	3.79	3.41	3.60	3.94	3.88	3.71	3.99	2.57	2.56	2.44	2.52	2.66	2.16
Fe	1.12	1.16	1.10	0.74	0.86	0.91	0.78	1.63	1.62	1.72	1.61	1.55	1.94
Ca	0.07	0.29	0.20	0.14	0.12	0.18	0.02	0.00	0.00	0.04	0.12	0.04	0.13
Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.92	1.79	1.84	1.87	1.86	1.82	1.76	1.94	1.72	1.76	1.80	1.83	1.58
Na	0.08	0.21	0.16	0.13	0.14	0.18	0.24	0.02	0.22	0.24	0.20	0.17	0.42
Na	0.04	0.07	0.03	0.10	0.11	0.12	0.15	0.35	0.48	0.48	0.56	0.54	0.06
K	0.03	0.02	0.02	0.07	0.01	0.00	0.01	0.21	0.23	0.19	0.23	0.21	0.44
OH	1.94	1.93	1.92	1.90	1.94	1.93	1.93	1.69	1.66	1.63	1.61	1.68	1.65
F	0.03	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05	0.07	0.08	0.08	0.10	0.05	0.10
Cl	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.02	0.25	0.26	0.28	0.29	0.27	0.25
Fe#	0.23	0.25	0.23	0.16	0.18	0.20	0.16	0.39	0.40	0.41	0.39	0.37	0.47
$(Na+K)_A$	0.07	0.09	0.05	0.17	0.12	0.12	0.16	0.56	0.71	0.68	0.79	0.75	0.50



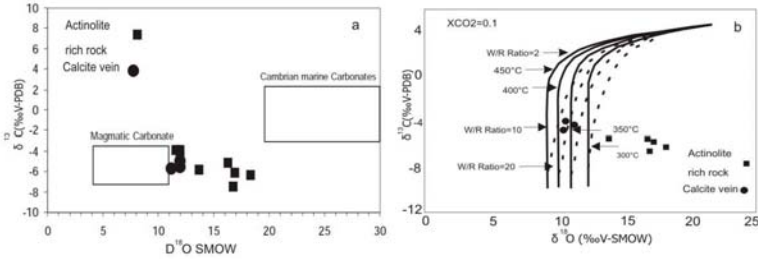
شکل ۷- a و b) آمفیبول‌های موجود در سنگ میزبان کانسار اسفوردی بر روی نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها (Leake *et al.*, 1997; Hawthorne and Oberti, 2007) در قلمرو اکتینولیت و ادنیت قرار می‌گیرند.

ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن

نتایج حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی اکسیژن و کربن انجام شده بر روی سنگ میزبان و کلسیت‌های رگچه‌ای پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک در جدول ۳ خلاصه شده است. مقدار $^{18}O_{SMOW}$ برای سنگ میزبان دگرسان شده پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک و کلسیت‌های رگچه‌ای به ترتیب بین ۱۰/۵ تا ۱۲ درصد، ۱۴/۱ تا ۱۸/۱ درصد و $^{13}C_{PDB}$ بین ۳/۸- درصد تا ۴/۲- درصد و ۵/۵- درصد تا ۶/۳- درصد متغیر است. نمونه‌های یاد شده بر روی نمودار شکل ۸- a، بین کربنات‌های ماگمایی و دریایی قرار گرفته‌اند. بر مبنای شکل ۸- b کلسیت‌های رگچه‌ای در دمای زیر ۳۰۰ درجه سانتیگراد و نمونه سنگ‌های دگرسان شده غنی از اکتینولیت در دمای ۳۵۰- ۴۰۰ درجه سانتیگراد پایدار هستند.

جدول ۳- داده‌های حاصل از آنالیز ایزوتوپ‌های اکسیژن و کربن بر روی اکتینولیتیت‌ها و رگچه‌های کلسیت موجود در پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک کانسار اسفوردی

Sample	Calcite vein				Actinolite rich rock		
^{18}O (SMOW) ‰	14.1	16.4	16.1	18.1	10.5	10.7	12
^{13}C (PDB) ‰	-5.5	-5.6	-6.3	-5.8	-4.2	-3.8	-4.1



شکل ۸- a) نمونه سنگ‌های اکتینولیتیت و کلسیت‌های رگچه‌ای مربوط به پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک بر روی نمودار دو تایی $\delta^{13}C$ و $\delta^{18}O$ (Veizer and Hoefs, 1976) که بین کربنات‌های ماگمایی و دریای کامبرین قرار می‌گیرند، b) نمونه‌های سنگ‌های اکتینولیتیت و رگچه‌ای کلسیت بر روی نمودار دوتایی $\delta^{18}O$-$\delta^{13}C$-XCO_2 (Zheng and Hoefs, 1993) در دامنه حرارتی ۳۰۰-۴۰۰ درجه سانتیگراد پایدار هستند.

بحث

سنگ میزبان کانسار اسفوردی، متشکل از سنگ‌های آتشفشانی فلسیک عضو میانی سازند ساغند نظیر ریولیت و توف ریولیتی است که در برخی موارد توسط دایک‌های دلریتی و تراکیتی قطع شده‌اند (Samani, 1993; Jami *et al*., 2007). کانسارهای مگنتیت- آپاتیت نوع کیرونا می‌توانند در اثر عدم امتزاج مذاب‌های اکسیدآهن با ماگمای ساب آلکالن فلسیک و بلافاصله پس از جایگیری سنگ‌های آتشفشانی و ماگمایی تشکیل شوند (Harlov *et al*., 2002). سنگ میزبان کانسار اسفوردی تحت تأثیر دگرسانی سدیک- کلسیک قرار گرفته، سپس با رگچه‌های کلسیتی و در نهایت با رگچه‌های کوارتزی قطع شده است. تشکیل آپاتیت- مگنتیت و پهنه‌بندی‌های ناشی از دگرسانی در اسفوردی با انواع موجود در سایر کانسارهای نوع کیرونا و IOCG دنیا (Hitzman *et al*., 1992؛ Nyström and Henriquez, 1994؛ Harlov *et al*., 2002؛ Hitzman, 2000) مشابه است. در انواع متنوع دگرسانی‌هایی که در کانسارهای نوع کیرونا مشاهده شده است، درجه دگرسانی بر اساس عمق کانسارسازی و ترکیب شیمیایی سنگ میزبان متفاوت است. پهنه‌های دگرسانی در منطقه کیرونا از دگرسانی سدیک (- کلسیک) در اعماق زیاد تا پتاسیک در اعماق متوسط و در نهایت به سریسیتیک- سیلیسیک در بخش‌های سطحی کانسار تغییر می‌کند. مجموعه کانی‌های مگنتیت + آلبیت + اکتینولیت + آپاتیت + کلریت، هماتیت + فلدسپار پتاسیم + سریسیت و سریسیت + کوارتز به‌ترتیب در پهنه‌های دگرسانی سدیک (- کلسیک)، پتاسیک و سریسیتیک- سیلیسیک مربوط به کانسارهای نوع کیرونا مشاهده شده‌اند (Parak, 1975؛ Hitzman *et al*., 1992؛ Frietsch and Perdahl, 1995).

دگرسانی سدیک- کلسیک با رخداد وسیع آمفیبول و کلریت در سنگ دیواره معدن اسفوردی به‌صورت بسیار گسترده برونزد یافته است. بر اساس آنالیزهای نقطه‌ای، حداقل دو نوع آمفیبول در این پهنه تشخیص داده شده است. ادنیت از لحاظ FeO_t، Al_2O_3، Cl و TiO_2 نسبت به اکتینولیت غنی‌شدگی نشان می‌دهد. آمفیبول غنی از Fe، Cl، Ti و Al در کانسار مگنتیت سوسگو واقع در منطقه برزیل (Monteiro *et al*., 2008) و کلون‌کاری (De Jong and Williams, 1995) نیز مشاهده شده است. مقادیر ایزوتوپ کربن و اکسیژن گزارش شده در پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک به‌ترتیب در منطقه کلون‌کاری (Rotherham *et al*., 1998; Baker *et al*., 2001; Marshall *et al*., 2006). المپیک‌دام (Oreskes and Einaudi, 1992) و چیله (Niiranen, 2005) به‌ترتیب ۱۱ درصد، ۷- درصد، ۱۶ درصد و ۸ درصد و میزان $\delta^{13}C$ آن‌ها به‌ترتیب ۷- درصد، ۳- درصد، ۵- درصد و ۵- درصد است. در منطقه متایسابلاک استرالیا تکامل سیالات ماگمایی در حین تبلور و اختلاط آن با سیالات غیرماگمایی سبب پیدایش دگرسانی سدیک- کلسیک در سنگ میزبان شده است (Marshall *et al*., 2006). مقادیر ایزوتوپی کربن (۴- تا ۶- درصد) و اکسیژن (۱۰ تا ۱۸ درصد) منطقه اسفوردی قابل انطباق با سایر کانسارهای مگنتیت- آپاتیت دنیاست. نمونه‌های منطقه اسفوردی از لحاظ ایزوتوپی، بین کربنات‌های ماگمایی و دریایی قرار می‌گیرد که نشان می‌دهد، اختلاط آب‌های ماگمایی و دریایی سبب ایجاد سیال گرمابی شده است. دماسنجی‌های انجام شده بر روی کانسارهای مگنتیت- آپاتیت و IOCG دنیا دمای زیر حد ماگمایی را برای آن‌ها پیشنهاد نموده است (Hitzman *et al*., 1992). برای مثال دماسنجی‌های انجام شده بر روی کانی‌های موجود در کانسار و سنگ میزبان دگرسان شده کانسارهای کیرونا (O'Farrelly, 1990) و سوسگو (Monteiro *et al*., 2008) به‌ترتیب محدوده حرارتی ۴۰۰ و ۲۰۰-۴۵۰ درجه‌سانتیگراد را نشان داده‌اند. تحقیقات ریزدماسنجی بر روی میان‌بارهای موجود در آپاتیت و کوارتز گرمابی نیز دمای تشکیل کانسار اسفوردی را بین ۱۵۰-۴۵۰ درجه‌سانتیگراد تعیین کرده‌اند (Jami *et al*., 2007). بر پایه داده‌های حاصل از ایزوتوپ‌های پایدار در این مطالعه، دمای تشکیل نمونه‌های پهنه دگرسانی Na-Ca کمتر از ۴۰۰ درجه سانتیگراد تعیین شد. اختلاط سیالات ماگمایی با شورابه‌های حاوی Na سبب ایجاد دگرسانی Na(-Ca) در منطقه کلون‌کاری شده است (Hitzman *et al*., 1992; Oliver *et al*., 2004). ضمن سرد شدن و کاهش فشار، CO_2 موجود در ماگما از سیالات ماگمایی حاوی نمک (Na-Ca-K-Cl) جدا می‌شود. با جدایش CO_2 از سیالات برخاسته از ماگماهای فلسیک، یک سیال بسیار شور به‌وجود می‌آید که سبب دگرسانی Na(-Ca) می‌شود (Pollard, 2001; Simard *et al*., 2006). در طی تکامل سیال و با کاهش حرارت نسبت Na/(Na+K) در سیال کاهش می‌یابد که کاهش این

نسبت در سیال گرمابی به دگرسانی پتاسیک منجر می‌شود (Simard *et al*., 2006). آنالیزهای سنگ کل بر روی سنگ میزبان دگرسان‌شده و نمونه‌های نادگرسان اسفوردی نشان می‌دهد، اکسیدهای CaO، MgO، FeO_t، Na_2O و Y_2O_3 در سنگ میزبان دگرسان شده (پهنه دگرسانی سدیک- کلسیک) ضمن دگرسانی افزایش یافته‌اند. از طرف دیگر عناصر Zr، Nb، Ti و Al در حین دگرسانی، نامتحرک بوده‌اند.

نتیجه‌گیری

سنگ میزبان کانسار اسفوردی عمدتاً از نوع ریولیت و توف ریولیتی است که شدیداً دچار دگرسانی شده است. بر مبنای داده‌های موجود در این پژوهش، اختلاط آب‌های ماگمایی و دریایی سبب دگرسانی سدیک- کلسیک در منطقه اسفوردی شده است (دمای زیر ۴۰۰ درجه سانتیگراد). از طرف دیگر، ضمن تکامل سیال، کاهش فشار و دما به جدایش CO_2 از شورابه‌های غنی از H-Ca-Na-K-Cl منجر شده است. این پدیده نیز موجب دگرسانی سنگ میزبان شده است. دگرسانی یاد شده سبب افزایش FeO_t، CaO، Na_2O، TiO_2 و Y و کاهش SiO_2 در پهنه دگرسانی شده است. با کاهش نسبت Na/(Na+K)، دگرسانی پتاسیک رخ می‌دهد ولی عدم رخداد این دگرسانی در منطقه اسفوردی را می‌توان به سرد شدن بسیار سریع سیال در اثر اختلاط با آب‌های جوی نسبت داد. بنابراین به دنبال دگرسانی سدیک- کلسیک رگچه‌های تأخیری کلسیت و کوارتز در دماهای پایین‌تر به‌وجود آمده‌اند.

سپاسگزاری

پژوهش حاضر بخشی از رساله دکتری نویسنده اول است. نویسندگان بر خود لازم می‌دانند از معاونت پژوهشی دانشگاه تهران به سبب حمایت از این پروژه تقدیر و تشکر به‌عمل آورند. همچنین، از دکتر دیتر رده (GFZ, Germany) به‌علت انجام آنالیزهای EMPA تشکر می‌شود.

منابع

Baertschi, P. and Silverman, S. (1951) Determination of relative abundances of the oxygen isotopes in silicate rocks. Geochimica et Cosmochimica Acta 1: 317-28.

Baker, T., Perkins, C., Blake, K. L. and Williams, P. J. (2001) Radiogenic and stable isotope constraints on the genesis of the Eloise Cu-Au deposit, Cloncurry district, northwest Queensland. Economic Geology 96: 723-742.

Bonyadi, Z., Davidson, G. J., Mehrabi, B., Meffre, S. and Ghazban, F. (2011) Significance of apatite REE depletion and monazite inclusions in the brecciated Se-Chahun iron oxide-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights from paragenesis and geochemistry. Chemical Geology 281: 253-269.

Borumandi, H. (1973) Petrograpische und lagerst attenkundliche untersuchungen der Esfordi-formation zwischen Mishdovan und Kushk bei Yazd/zentral Iran. Ph.D. Thesis, University of Aachen, Aachen, Germany.

Corriveau, L., Williams, P. J. and Mumin, H. (2010) Alteration vectors to IOCG mineralization from uncharted terranes to deposits. In: Corriveau, L. and Mumin, A. H. (Eds): Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues. Geological Association of Canada, Canada, 89-110.

Daliran, F. (2002) Kiruna-type iron oxide-apatite ores and apatites of the Bafq district, Iran, with an emphasis on the REE geochemistry of their apatites. In: Porter, T.M. (Ed.): Hydrothermal iron oxide copper gold and related deposits. 2th Global Perspective, PGC Publishing, Adelaide, Australia.

De Jong, G. and Williams, P. J. (1995) Giant metasomatic system formed during exhumation of mid-crustal Proterozoic rocks in the vicinity of the Cloncurry Fault, northwest Queensland. Australian Journal of Earth Sciences 42: 281-290.

Edfelt, A., Armstrong, R. N. Smith, M. and Martinsson, O. (2005) Alteration paragenesis and mineral chemistry of the Tjarrojakka apatite-iron and Cu(-Au) occurrences, Kiruna area, northern Sweden. Mineralium Deposita 40: 409-434.

Frietsch, R. and Perdahl, J. A. (1995) Rare earth elements in apatite and magnetite in Kiruna-type iron ores and some other iron ore types. Ore Geology 9: 489-510.

Grant, J. A. (1986) The isocron diagram-a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. Economic Geology 81: 1976-1982.

Groves, D. I., Bierlein, F. P., Meinert, L. D. and Hitzman, M. W. (2010) Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through earth history: implications for origin, lithospheric setting and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. Economic Geology 105: 641-654.

Haghipour, A. (1977) Geological map of the Biabanak-Bafq area 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Harlov, D. E., Andersson, U. B., Förster, H. J., Nyström, J. O., Dulski, P. and Broman, C. (2002) Apatite-monazite relations in the Kiirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden. Chemical Geology 191: 47-72.

Hawthorne, F. C. and Oberti, R. (2007) Classification of the amphiboles. Reviews in Mineralogy and Geochemistry 67: 55-88.

Hitzman, M. W. (2000) Iron oxide-Cu-Au deposits: what, where, when and why. In: Porter, T. M. (Ed.): Hydrothermal iron oxide copper gold and related deposits. A Global Perspective 1th PGC Publishing, Adelaide, Australia.

Hitzman, M. W., Oreskes, N. and Einaudi, M. T. (1992) Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. Precambrian Reserch 58: 241-287.

Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S. and Horiuchi, M. (1976) Delineation of prospecting targets for kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos. Mining Geology 26: 105-17.

Jami, M., Dunlop, A. C. and Cohen, D. R. (2007) Fluid inclusion and stable isotope study of the Esfordi apatite-magnetite deposit, Central Iran. Economic Geology 102: 1111-1128.

Kesler, S. A. (1994) Mineral resources, economic and the environment. Macmillan, College Publishing Company, New York.

Large, R. R., Gemmell, J. B. and Padlock, H. (2001) The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. Economic Geology 96: 957-71.

Leake, B. E., Wolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawathorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smit, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. Canadian Mineralogist 35: 219-237.

Marshall, L. J., Oliver, N. H. S. and Davidson, G. J. (2006) Carbon and oxygen isotope constraints on fluid sources and fluid-wallrock interaction in regional alteration and iron-oxide-copper-gold mineralisation, eastern Mt Isa Block, Australia. Minealium Deposita 41: 429-452.

Monteiro, L., Xavier, R., Hitzman, M., Juliani, C., Souza, Filho, C. and Carvalho, E. (2008) Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide-copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil. Ore Geology Reviews 34: 317-336.

Niiranen, T. (2005) Iron oxide-copper-gold deposits in Finland: case studies from the Peräpohja schist belt and the Central Lapland greenstone belt. Ph.D. Thesis, University of Helsinki, Helsinki, Finland.

Nyström, J. O. and Henriquez, F. (1994) Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry. Economic Geology 89: 820-839.

O'Farrelly, K. S. (1990) A stable isotopic investigation of the origin and evolution of the Kiirunavaara iron mine, northern Sweden. Ph.D. Thesis, University of Wales, Cardiff, Wales, United Kingdom.

Oliver, N. H. S., Cleverley, J. S., Mark, G., Pollard, P. J., Fu., B., Marshall, L. J., Rubenach, M. J., Williams, P. J. and Baker, T. (2004) Modeling the role of sodic alteration in the genesis of iron-oxide-copper-gold deposits, eastern Mount Isa block, Australia. Economic Geology 99: 1145-1176.

Oreskes, N. and Einaudi, M. T. (1992) Origin of hydrothermal fluids at Olympic Dam: preliminary results from fluid inclusions and stable isotopes. Economic Geology 87: 64-90.

Parak, T. (1975) Kiruna iron ores are not intrusive magmatic ores of the Kiruna-type. Economic Geology 70: 1242-1258.

Pollard, P. J. (2001) Sodic-(calcic) alteration in Fe-oxide-Cu-Au districts: an origin via unmixing of magmatic H_2O-CO_2-NaCl±$CaCl_2$-KCl fluids. Mineralium Deposita 36: 93-100.

Ramezani, J. (1997) Regional geology, geochronology and geochemistry of the igneous and metamorphic rock suites of the Saghand Area, central Iran. Ph.D. Thesis, Washington University, St. Louis, Missouri, United States.

Rotherham, J. F., Blake, K. L., Cartwright, I. and Williams, P. J. (1998) Stable isotope evidence for the origin of the Starra Au-Cu deposit, Cloncurry district. Economic Geology 93: 1435-1449.

Samani, B. (1993) Saghand formation, a riftogenic unit of upper Precambrian in central Iran. Geosciences Scientific, Quarterly Journal of the Geological Survey of Iran 2: 32-45 (in Persian).

Simard, M., Beaudion, G., Bernard, J. and Hupe, A. (2006) Metallogeny of the Mont-de-I'Aigle IOCG deposit, Gaspe Peninsula, Quebec, Canada. Mineralium Deposita 41: 607-636.

Soheili, M. and Mahdavi, M. A. (1991) Esfordi geological sheet 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran.

Stöcklin, J. (1971) Stratigraphic lexicon of Iran; Part 1. Geological Survey of Iran, Tehran.

Stosch, H. G., Romer, R. L., Daliran, F. and Rhede, D. (2011) Uranium-lead ages of apatite from iron oxide ores of the Bafq district. East-Central Iran. Mineralium Deposita 46: 9-21.

Torab, F. M. and Lehmann, B. (2007) Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. Mineralogical Magazine 71: 347-363.

Veizer, J. and Hoefs, J. (1976) The nature of $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. Geochimca et Cosmochimca Acta 40: 1387-95.

Williams, G. J. and Houshmandzadeh, T. J. (1966) A petrological and genetic study of the Chogart iron body and the surrounding rocks. Geological Survey of Iran Unpublished Report, No. 18.

Williams, P. J. (2010) Classifying IOCG deposits. In: Corriveau, L. and Mumin, H. (Eds.): Exploring for iron-oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues. Geological Association of Canada, Canada, 11-19.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology 20: 325-343.

Zheng, Y. F. and Hoefs, J. (1993) Carbon and oxygen isotope covariations in hydrothermal calcites: theoretical modeling on mixing processes and application to Pb - Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. Mineralium Deposita 28: 79-89.

پتـــرولوژی، سال چهارم، شماره سیزدهم، بهار ۱۳۹۲، صفحه ۸۱-۹۸
تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۴/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۲/۱۲

بررسی روند تکامل و خروج جریان‌های بازالتی گندم بریان، شمال شهداد، کرمان

داود رئیسی، سید حسام‌الدین معین‌زاده میرحسینی *، احمد عباس‌نژاد و سارا درگاهی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

چکیده
بازالت‌های گندم بریان یک سرتخت پوشیده از روانه‌های تیره رنگ است که حدود ۴۸۰ کیلومتر مربع از قسمت غربی کویر لوت در شمال‌شرق کرمان را پوشانده است. خروج جریان‌های بازالتی در امتداد سیستم گسلی با روند شمالی- جنوبی بوده است. در منطقه گندم بریان، کشش حاصل از فعالیت گسل نایبند موجب شکستگی و ضعف پوسته و سپس بالا آمدن ماگما در امتداد شکستگی شده است زیرا ماگماتیسم محدود به منطقه کشش است. مقایسه نقشه شاخص خطوارگی گسل نایبند و نقشه مربوط به جایگاه دهانه‌های آتشفشانی، تأییدی بر نقش گسل در تشکیل ماگمای بازالتی گندم بریان است. حضور الیوین‌های درشت و شکل‌دار در کنار درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن و نبود کوارتز ماگمایی، همگی می‌توانند نشانگر حرکت صعودی و سریع ماگما از طریق سیستم شکستگی و گسل‌های عمیق باشند. شکستگی عمیق پوسته‌ای گسل نایبند سبب شده است ماگمای بازالتی در حین صعود سریع خود، تا حد زیادی از تأثیر آلودگی‌های پوسته‌ای در امان بماند. وجود نسبت بالای La/Nb (با میانگین ۱/۷) در کنار میزان پایین نسبت Ce/Pb و Pb/Nd نشان‌دهنده تأثیر کم آلایش پوسته‌ای در این سنگ‌هاست. همچنین، نبود پراکندگی در نمودارهای دو متغیره عنصر سازگار- عنصر سازگار، تأکیدی بر عدم اختلاط ماگمایی است. یکنواختی نمودار پراکندگی اندازه بلور (CSD) و شیب ثابت آن نیز تأثیر بسیار کم فرآیندهای فیزیکی همچون اختلاط ماگمایی در ماگمای بازالتی در حین تبلور میکرولیت‌های پلاژیوکلاز در طی صعود و رسیدن آن به سطح زمین را نشان می‌دهد. علت اصلی شیب منحنی CSD، سرعت سریع سرد شدن ماگمای بازالتی در حین بالا آمدن است که به تشکیل میکرولیت‌های ریز پلاژیوکلاز منجر می‌شود. وجود فنوکریست‌های الیوین و کلینوپیروکسن نشان دهنده انجام عمل تبلور در ماگمای اولیه قبل از صعود و فوران است. بر طبق نمودار Dy/Yb در برابر La/Yb، سنگ‌های بازالتی گندم بریان از منشأ گارنت لرزولیت با ذوب بخشی ۸ تا ۱۰ درصد تشکیل شده است. به‌طور کلی درجات ذوب بخشی پایین گوشته فوقانی (کمتر از ۱۰ درصد) به تشکیل ماگمای بازالتی آلکالن منجر می‌شود. از سوی دیگر، ماگمای بازالتی گندم بریان دارای ویژگی‌های مشخصه ماگماهای مادر منیزیم بالا با تحول یافتگی کم است.
واژه‌های کلیدی: سیستم گسلی، شاخص خطوارگی، آلودگی پوسته‌ای، گارنت لرزولیت

مقدمه

بازالت‌های کواترنری، یکی از آخرین نشانه‌های ماگماتیسم در ایران هستندکه برخی از آن‌ها با شکستگی‌های عمیق و گسل‌های فعال در طی کواترنری ارتباط دارند (معین‌وزیری، ۱۳۷۷). گدازه‌های بازالتی می‌توانند در محیط‌های مختلف

* h.moeinzade@mail.uk.ac.ir

زمین‌ساختی از ذوب بخشی سنگ‌هایی با خاستگاه گوشته‌ای و با ترکیب مختلف در شرایط متفاوت ترمودینامیکی ایجاد شوند. در اغلب مناطق کششی درون قاره‌ای، عمدتاً ترکیب سنگ‌های آتشفشانی فوران یافته آلکالن و یا دارای ترکیب بایمودال مافیک و فلسیک است (Wilson, 1989؛ Fitton and Dunlop, 1985). در مناطقی که اتساع پوسته‌ای ضعیف باشد، ترکیب عمدتاً آلکالن و در مناطق ریفتی با اتساع شدید، بازالت‌های حدواسط بیشتر ظهور دارند (مانند اتیوپی) که احتمالاً گویای ارتباط و هماهنگی بین آهنگ گسترش و اتساع، با درجه ذوب بخشی گوشته در حال بالا آمدن است. سنگ‌های مافیک ظاهر شده در مناطق کششی درون‌قاره‌ای به طور کلی، از یک منبع گوشته‌ای غنی‌شده از عناصر ناسازگار مشتق می‌شوند. ماگمای اولیه تولید شده در این محیط‌ها به‌طور کلی، در عمق ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتری ایجاد می‌شود که مرتبط با بخش زیرین لیتوسفر و آستنوسفر بالایی است (Wilson, 1989)، در حالی‌که در پشته‌های میان اقیانوسی، ماگمای اصلی در عمق حدود ۳۰ تا ۴۰ کیلومتری تولید شده است، اما شروع ذوب بخشی ممکن است از پایین‌تر از عمق ۶۰ تا ۸۰ کیلومتر رخ دهد. اعتقاد بر آن است که آلکالی‌بازالت‌ها به‌طور مستقیم از گوشته منشأ می‌گیرند. این سنگ‌ها فقیر از سیلیس و غنی از عناصر ناسازگار هستند (Wilson, 1989). به عقیده Fitton و Dunlop (۱۹۸۵) آلکالی‌بازالت‌ها در محیط اقیانوسی و قاره‌ای می‌توانند ایجاد شوند و از لحاظ زمین‌شیمیایی تفاوت چندانی با یکدیگر ندارند. زیرا هر دو از منشأ گوشته‌ای عمیق غنی از عناصر ناسازگار و از درجه ذوب بخشی کم حاصل شده‌اند. ترکیب شیمیایی ماگماهایی که در مناطق ریفت درون قاره‌ای فوران می‌کنند وابسته به عواملی مانند ناهمگنی گوشته، کانی‌شناسی و شیمی گوشته، درجه ذوب، عمق ذوب و نرخ انتقال گرما به سطح است. گدازه بازالتی ایجاد شده به نسبت سریع بالا می‌آید و کمتر دستخوش تفریق مشخص بلوری یا آلودگی پوسته‌ای می‌شود، هر چند در مناطق بازشدگی، ارتباط ماگما در حین بالا آمدن با پوسته و دیواره خروج، سبب می‌شود آلودگی پوسته‌ای نیز در کنترل تکامل زمین‌شیمیایی در برخی مناطق ریفت درون قاره‌ای نقش داشته باشد. بنابراین، در مطالعات زمین‌شیمیایی مناطق ریفت درون قاره‌ای باید در کنار تفریق بلورین، نقش آلودگی پوسته‌ای را نیز در روند تکامل ماگما در نظر گرفت. هدف از این نوشتار، بررسی روند تکامل و خروج جریانات بازالتی گندم بریان با توجه به مطالعات پتروگرافی و زمین‌شیمیایی و همچنین ارتباط آن‌ها با نقش گسل نایبند در ایجاد ماگماتیسم است.

موقعیت جغرافیایی

بازالت گندم بریان در حاشیه جنوبی کویر لوت واقع است. این منطقه که در گذشته به نام ریگ سوخته معروف بوده است، حدود ۴۰۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. به‌علت موقعیت خاص جغرافیایی و اقلیمی، این ناحیه از میزان بالای تابش روزانه خورشید، روزهای صاف و هوای آفتابی برخوردار است و همین امر سبب شده است که یکی از گرم‌ترین نقاط کره زمین باشد (رئیسی و همکاران، ۱۳۸۹).

بهترین راه دست‌یابی به این رخنمون‌های بازالتی از مسیر جاده آسفالته شهر شهداد- نهبندان است که از میان کلوت‌های شهداد می‌گذرد. در کیلومتر حدود ۲۰ این جاده و از سمت شهداد، تقریباً در فاصله ۱/۵ کیلومتری نرسیده به کلوت‌های شهداد در جهت شمال از این جاده آسفالته، جاده خاکی به سمت گندم بریان جدا می‌شود، اولین بخش‌های رخنمون بازالتی، حدود ۲۵ کیلومتر از شمالی‌ترین بخش کلوت‌ها فاصله دارد (شکل ۱).

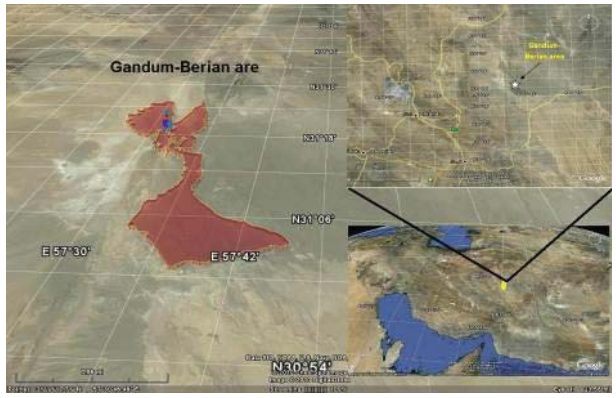
زمین‌شناسی منطقه

گندم بریان، نوعی سرتخت پوشیده از گدازه‌های بازالتی است که در قسمت جنوبی گسل نایبند، در کویر لوت و شمال‌شرق شهر کرمان قرار دارد و از نظر زمین‌شناسی جزو پهنه لوت محسوب می‌شود (معین‌وزیری، ۱۳۷۷). در منطقه گندم بریان، کشش حاصل از فعالیت گسل نایبند، موجب شکستگی و ضعف پوسته و در نتیجه بالا آمدن ماگما در امتداد شکستگی شده است زیرا ماگماتیسم محدود به منطقه کشش است. Walker و همکاران (۲۰۰۹) رژیم تکتونیکی عامل خروج ماگما در گندم بریان را مرتبط با فعالیت‌های گسل نایبند می‌دانند. گسل نایبند در حاشیه غربی بیابان لوت، یکی از بزرگ‌ترین گسل‌های امتداد لغز در ایران است و آثاری از فعالیت در زمان هولوسن و انتهای کواترنری را از خود نشان می‌دهد (Wellman, 1966) طول گسل حدود ۶۰۰ کیلومتر است.

سیستم گسلی موجود در منطقه از روند شمالی- جنوبی پیروی می‌کند و خروج جریان نیز در همین امتداد بوده است. فازهای اصلی فوران در منطقه گندم بریان، زبانه‌هایی از گدازه‌های بازالتی هستند که در دو سمت شمالی و جنوبی دهانه‌ها گسترش یافته است و تمرکز لاوای بازالتی در قسمت جنوبی و جنوب‌شرقی مخروط مرکزی، ایجاد دشت بازالتی کرده است. سنگ‌های آتشفشانی یاد شده، تیره و به ندرت قهوه‌ای رنگ و کاملاً دانه‌ریز هستند. سنگ‌های بازالتی موجود ویژگی‌های بافتی یکسانی دارند. رنگ قرمز- قهوه‌ای موجود در برخی سنگ‌ها ناشی از دگرسانی و تبدیل شدن الیوین به ایدنگزیت است. بافت حفره‌ای که ناشی از خروج گاز است در زمینه برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود که قطر حفرات به ۵ سانتی‌متر نیز می‌رسد. برخی از حفرات کروی و گروهی‌اند (شکل ۲). جریان آلکالی الیوین بازالت گندم بریان در طول خط اثر گسل قرار گرفته است که بیشترین تمرکز لاوای بازالتی در قسمت جنوبی و جنوب‌شرقی مخروط مرکزی ایجاد دشت بازالتی را نموده است.

گسل نایبند

بلوک لوت، میان دو گسل بزرگ شمالی- جنوبی نایبند و نهبندان جای گرفته است. نیروهای فشاری وارد بر ناحیه سبب شده‌اند تا در امتداد این گسل‌ها، جابه‌جایی‌ها از نوع امتداد لغز و بُرشی باشند. در چنین رژیمی، ساز و کار تغییر شکل در کم‌ترین شدت ولی بازشدگی شکستگی‌ها در بالاترین میزان است.



شکل ۱- موقعیت منطقه گندم بریان در ایران و راه‌های دسترسی به منطقه (برگرفته شده از Google Earth, 2010)

شکل ۲- تصاویری از منطقه گندم بریان، a) نمایی از سرتخت گندم بریان (برداشت شده در بازدید هوایی)، b) دشت بازالتی در قسمت جنوبی مخروط‌های آتشفشانی، c) لبه سرتخت بازالتی که به طور میانگین ۴ متر ضخامت دارد، d) ضلع جنوب‌شرقی سرتخت بازالت، e) قطعات گدازه بازالتی در دامنه سرتخت بازالتی گندم بریان، f) بقایای گدازه‌های بازالتی در اطراف مخروط‌های آتشفشانی با ضخامت حدود ۱۸ متر، g) آثار فرسایش پوست پیازی در سنگ بازالتی گندم بریان، h) اشکال تخت دیو مانند، ناشی از مقاومت سنگ بازالتی در برابر فرسایش سطح رسوبی زیرین و i) بمب دوکی شکل در اطراف مخروط آتشفشانی گندم بریان

بر همین اساس، پدیده آتشفشانی شدید و پیوسته بوده و گدازه‌های جوان‌تر، به‌طور پی در پی، سنگ‌های پیشین را پوشانده و سنگ‌های آتشفشانی گسترده بلوک را پدید آورده‌اند (Nogole Sadat, 1978).

وجود سنگ‌های آلکالن و کالک‌آلکالن در کویر لوت مرتبط با پدیده برش و ایجاد فضاهای کششی است. بنابراین، گوشته به سطح زمین نزدیک شده و با رخداد ماگماتیسم آلکالن و کالک‌آلکالن سنگ‌هایی از این جنس در پهنه کویر لوت مشاهده می‌شود که علاوه بر این‌ها کانسارزایی نیز شاخص دیگری در کویر لوت است که وجود پدیده برش و ایجاد فضاهای کششی را تأیید می‌کند. بنا به نظر Freund (۱۹۷۴) در منطقه شرق ایران، گسل‌هایی که راستای شمالی- جنوبی دارند، راست‌گرد هستند و گسل‌هایی که راستای شرقی- غربی دارند به صورت چپ‌گرد عمل می‌کنند و در واقع شاخه‌هایی از گسل‌های امتداد لغز شمالی- جنوبی هستند. گسل‌های اصلی دارای شاخه‌های فرعی هستند که ممکن است ساز و کار آن‌ها با گسل اصلی متفاوت باشد. به نظر ایشان، در حاشیه دشت لوت و نیز در داخل آن، گسل‌های امتدادلغز حضور دارند و گسل‌های حاشیه شرقی دشت لوت که به درون این دشت کشیده می‌شوند را گسل‌های امتدادلغز راست‌گرد معرفی

می‌کند. از تریاس به بعد، بلوک لوت در خلاف جهت حرکت عقربه ساعت حرکت نموده، در کواترنری در ادامه این حرکات و همچنین حرکت صفحه عربستان به سمت شمال‌شرق و تأثیر مؤلفه‌های حرکت شمال‌غرب صفحه هندوستان، باعث شده که از گسل‌های اصلی مثل نایبند که روند شمالی-جنوبی داشته‌اند گسل‌های فرعی با روند شرقی-غربی ایجاد شده و بلوک حاصل در بین گسل‌های اصلی و فرعی در اثر حرکات کششی و به‌صورت محدود در محل تقاطع گسل‌ها بازشدگی داشته و در راستای آن‌ها فعالیت‌های آتشفشانی حاصل شده است (Tirrul *et al.*, 1983).

بازالت‌های گندم بریان در محلی قرار گرفته‌اند که گسل راست‌گرد نایبند دارای وضعیت پله به راست است که سبب ایجاد یک چاله کششی-جدایشی (pull a part basin) شده است (شکل‌های ۳ تا ۵). ایجاد این آتشفشان در این محل را باید ناشی از وضعیت تکتونیکی آن دانست زیرا که چاله‌های کششی- جدایشی از محل‌های مستعد برای پیدایش آتشفشان‌ها هستند. کشش از طریق کاهش فشار، نقطه ذوب سنگ را کاهش می‌دهد و اگر درجه حرارت سنگ نزدیک ذوب باشد، ماگما تولید خواهد شد. همچنین، کشش، مجرای مناسبی برای بیرون‌ریزی ماگما به‌وجود می‌آورد (Lockwood and Hazlett, 2010). در ادامه به ارائه مثال‌هایی از تأثیر این حوضه‌ها در تشکیل ماگما پرداخته می‌شود. بر اساس مطالعات Karakhanian و همکاران (۲۰۰۲)، در محدوده نزدیک به مرزهای ایران، ارمنستان و ترکیه، در محدوده چاله کششی- جدایشی سونیک، چندین دهانه آتشفشانی وجود دارد که گروه آتشفشان‌های پوراک در آن قرار گرفته‌اند. همچنین، آتشفشان‌های آرارات و اگری داغ نیز در چاله کششی تشکیل شده‌اند. بر اساس مطالعات Kocyigit و Erol (۲۰۰۱)، آتشفشان‌های ماونت ملبورن (Mount Melbourne) واقع در قاره قطب جنوب، در محدوده یک چاله کششی- جدایشی قرار دارند. بر اساس مطالعات Kocyigit و Erol (۲۰۰۱)، آتشفشان Kayseri واقع در آناتولی مرکزی نیز در یک حوضه کششی- جدایشی قرار دارد و بالاخره مجموعه آتشفشان‌های Las Sierras Masaya واقع در نیکاراگوئه نیز در یک حوضه کششی-جدایشی واقع شده‌اند (Girard and Wykde Vries, 2005).

شاخص خطوارگی

خطوارگی، شاخصی است که نمایانگر شدت گسلش و خردشدگی در یک منطقه است (Harlick *et al.*, 1987). در فیلتراسیون تصویر ماهواره‌ای منطقه از کرنل‌های ۳ در ۳ در سه جهت عمده خطواره‌ها استفاده شد و تصویر نهایی با ایجاد یک نقشه RGB از سه جهت فیلتراسیون تصویر ایجاد شد. در نهایت، طول، تقاطع و تعداد گسل‌ها در هر کدام از سلول‌های مورد نظر از طریق فرمول زیر محاسبه شده و نقشه نهایی شاخص خطوارگی منطقه به‌دست آمد.

$$Pf = l/L + n/N + c/C$$

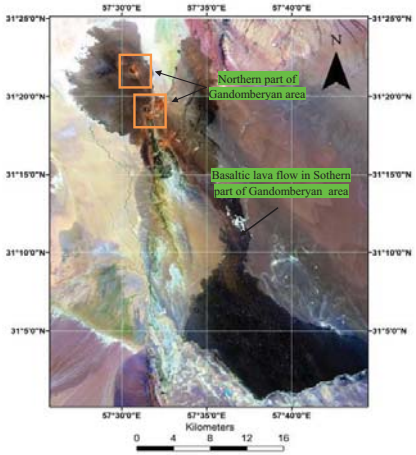
l: طول گسل‌ها در هر سلول، L: میانگین طول گسل‌ها در کل پهنه مورد مطالعه

n: تعداد گسل‌ها در هر سلول، N: میانگین تعداد گسل‌ها در کل پهنه مورد مطالعه

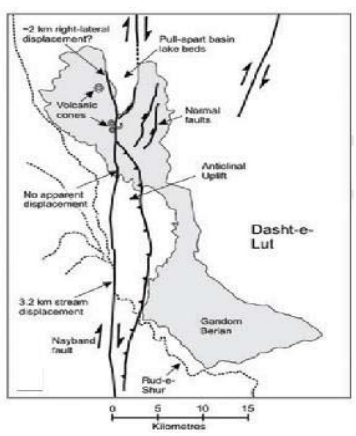
c: تعداد تقاطع گسل‌ها در هر سلول، C: میانگین تعداد تقاطع گسل‌ها در کل پهنه مورد مطالعه

در مقایسه نقشه شاخص خطوارگی و نقشه مربوط به جایگاه دهانه‌های آتشفشانی (دهانه‌ها محل بسته شدن شکاف‌های خروج ماگما را نشان می‌دهند، به‌عبارتی در این قسمت‌ها بایستی شکستگی و ضعف پوسته‌ای شدیدتر باشد تا خروج ماگما تسهیل شود)، تطابق تمرکز شدت گسلش نایبند با جایگاه دهانه‌ها در خور توجه است که مؤید ارتباط این دو مکانیسم است

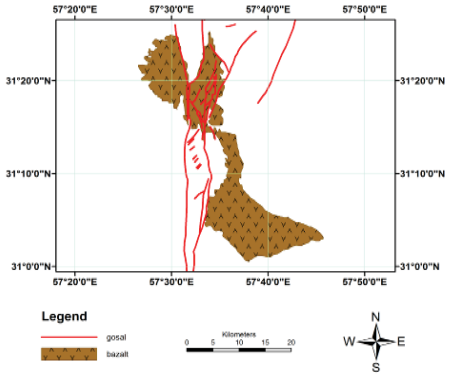
(شکل ۶). شکستگی‌ها و گسل‌های ریز و درشت سطحی شرایط فرسودگی را در روی سطح سنگ‌های تیره‌رنگ منطقه فراهم می‌آورد که این فرسودگی در مطالعات صحرایی نواحی با شدت گسلش شدیدتر مشهود است. به‌طور مشخص، شاخص کشیدگی لیتوسفر نقش مهمی در کاهش فشار آدیاباتیک لیتوسفر زیرین و در نتیجه ذوب بخشی آن و بالا آمدن قارچی مذاب در طول شکستگی‌ها و در پهنه لیتوسفر نازک شده دارد. حجم و میزان مذاب تولید شده تابع میزان بازشدگی لیتوسفر، پایه حرارتی استنوسفر و لیتوسفر در شروع بازشدگی، گازها و ضخامت لیتوسفر دارد (McKenzie and Bickle, 1988; Wilson, 1993).



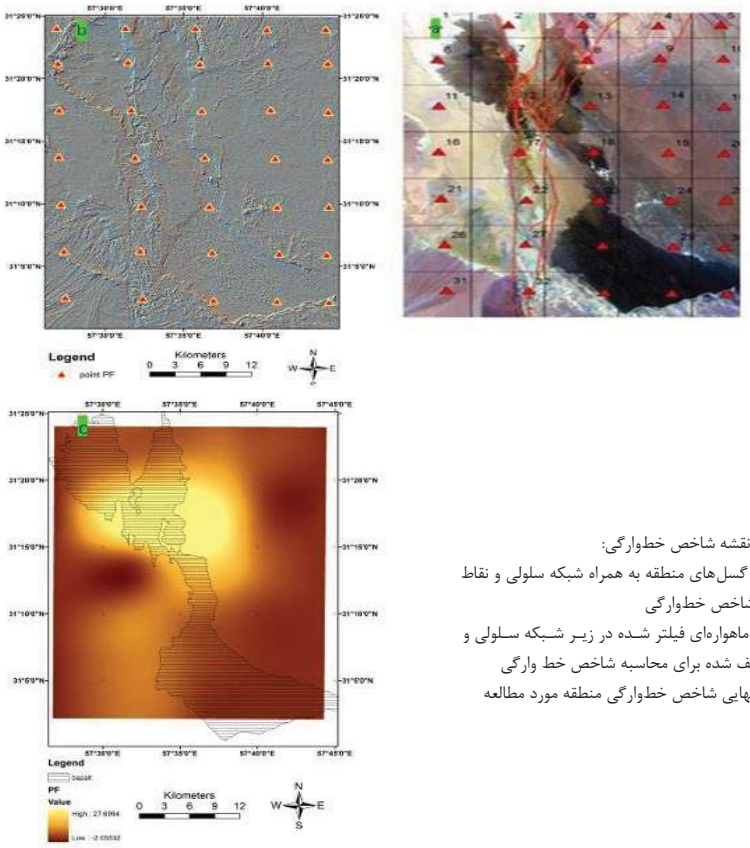
شکل ۳- تصویر حاصل از ترکیب باندهای ۱-۴-۷ سنجنده لندست در منطقه گندم بریان



شکل ۴- جایگاه دهانه‌های آتشفشانی و حوضه کششی- جدایشی در منطقه گندم بریان (اقتباس از Walker و همکاران (۲۰۰۹))



شکل ۵- جریان‌های بازالتی در راستای گسل‌ها و شکستگی‌های فرعی مجاور گسل نایبند



شکل ۶- نقشه شاخص خطوارگی:
a) تصویر گسل‌های منطقه به همراه شبکه سلولی و نقاط محاسبه شاخص خطوارگی
b) عکس ماهواره‌ای فیلتر شده در زیر شبکه سلولی و نقاط تعریف شده برای محاسبه شاخص خط وارگی
c) نقشه نهایی شاخص خطوارگی منطقه مورد مطالعه

روش انجام پژوهش

در بازدیدهای متعدد طی سال‌های ۱۳۸۷ تا ۱۳۸۹ نمونه‌های مناسب برای مطالعات پتروگرافی و آنالیزهای شیمیایی از بیشتر مناطق دشت بازالتی گندم بریان فراهم شد. از میان نمونه‌های جمع‌آوری شده تعداد ۵۰ نمونه برای مطالعات پتروگرافی در کارگاه مقطع‌گیری دانشگاه شهید باهنر کرمان تهیه شد. تعداد ۱۱ نمونه که دارای کم‌ترین آثار دگرسانی، بیگانه‌سنگ و بیگانه‌بلور بودند برای آنالیز شیمیایی میزان اکسیدهای اصلی (wt%) و عناصر فرعی و خاکی نادر (ppm) با استفاده از روش‌های ICP-MS و ICP-AES به آزمایشگاه ALS-Chemix کانادا ارسال شد (جدول ۱).

پتروگرافی

کانی غالب در مطالعات پتروگرافی میکرولیت‌های پلاژیوکلاز هستند که در برخی مقاطع، به مقدار کم منطقه‌بندی در آن‌ها مشاهده می‌شود. بلورهای الیوین، برخلاف میکرولیت‌های

پلاژیوکلاز دارای تعداد کمتر و اندازه بزرگتر هستند که این مسأله به‌علت سرعت رشد بالاتر بلورهای الیوین در قیاس با سرعت هسته‌بندی آن‌هاست (Shelli, 1991).

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب سنگ‌های بازالتی منطقه گندم بریان (نتایج اکسیدهای اصلی به درصد وزنی و نتایج عناصر فرعی و کمیاب به ppm)

Sample	G 1	G 2	G 3	G 4	G 5	G 6	G 7	G 8	G 9	G 10	G 11
SiO_2	47	47.7	48.1	47.6	47.6	47	46.7	47.6	45.1	46.6	48.5
Al_2O_3	13.65	13.85	13.9	13.75	13.9	13.75	13.6	14.15	13.3	13.7	14.5
$Fe_2O_3^t$	10.9	11	11	10.95	10.9	11	11	10.9	10.5	10.9	11
CaO	7.63	7.46	7.49	7.52	7.67	8.02	7.77	8.03	7.66	8.14	8.02
MgO	7.34	7.7	7.55	7.66	7.5	7.57	7.2	7.03	6.68	7.41	6.77
Na_2O	4.19	4.02	3.94	3.92	3.96	4.28	3.99	4.34	5.37	4.79	4.32
K_2O	2.55	2.77	2.77	2.68	2.77	2.67	2.6	2.8	2.25	2.05	2.82
Cr_2O_3	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
TiO_2	2.65	2.64	2.69	2.66	2.63	2.45	2.55	2.56	2.43	2.43	2.61
Fe_2O_3	4.15	4.14	4.19	4.16	4.13	3.95	4.05	4.06	3.93	3.93	4.11
FeO	6.75	6.86	6.81	6.79	6.77	7.05	6.95	6.84	6.57	6.97	6.89
MnO	0.14	0.13	0.14	0.14	0.14	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15
P_2O_5	0.88	0.89	0.85	0.82	0.88	0.85	0.84	0.99	0.87	0.92	0.94
SrO	0.11	0.1	0.11	0.1	0.11	0.11	0.11	0.13	0.1	0.11	0.11
BaO	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05
L.O.I.	1.01	1.51	1.1	0.9	2.3	1.4	0.9	1.11	3.62	2.9	1.4
Total	98.1	99.9	99.7	98.8	100.5	99.3	97.5	99.9	98.1	100	101
Ag	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ba	445	453	461	453	448	497	479	595	485	487	504
Ce	83.1	85.5	86.1	84	84.2	97.2	92.6	116.5	89.2	93.2	96.4
Co	49.3	49.8	49.8	49.7	47.4	44.8	44.9	43.2	42.3	43.4	42.5
Cr	230	230	250	240	240	230	220	190	200	200	180
Cs	0.77	0.71	0.81	0.76	0.7	0.8	0.73	0.89	0.79	0.84	0.71
Cu	39	37	39	41	37	39	45	42	35	41	38
Dy	4.34	4.44	4.59	4.43	4.5	4.67	4.75	4.91	4.55	4.72	5.01
Er	2	2.01	2.03	2.12	2.07	2.07	2.07	2.24	2.07	2.14	2.27
Eu	2.29	2.29	2.37	2.32	2.34	2.28	2.24	2.35	2.19	2.4	2.39
Ga	20.9	21.1	21.8	22.1	22.1	23.2	23.3	23.2	21.9	21.9	23.2
Gd	6.9	6.79	6.78	7.02	7.06	6.77	6.89	7.98	6.9	7.23	7.33
Hf	5.1	5.1	5.1	5.1	5.1	6.6	6.3	6.6	5.2	5.3	5.6
Ho	0.81	0.8	0.81	0.81	0.82	0.86	0.81	0.9	0.81	0.84	0.89
La	42.6	43.9	44.1	42.9	43.7	51.8	46.8	63.4	46.6	49.9	50.4
Lu	0.21	0.21	0.21	0.2	0.21	0.26	0.22	0.22	0.22	0.22	0.23
Mo	6	3	3	3	3	5	3	6	3	6	3
Nb	80	79.7	82.4	82.1	81.2	77.3	77.2	91	76.5	78.8	81.2
Nd	37.2	38.4	39.4	37.4	36.9	42.5	41.3	50.7	38.7	41.8	41.4
Ni	139	137	144	144	125	115	139	116	112	109	115
Pb	5	5	5	5	5	6	14	14	15	11	19
Pr	9.24	9.48	9.69	9.37	9.32	11.35	10.85	13.7	10.45	11.1	11.45
Rb	37.4	46.7	47.3	46	46.4	48	48.2	55.6	35.3	27.4	49.7
Sm	7.25	7.5	7.74	7.39	7.2	7.61	8.1	9.14	7.55	8.17	8.35
Sn	2	2	2	3	2	2	3	3	2	2	2
Sr	815	763	818	801	820	985	957	1100	877	878	917
Ta	4.3	4.3	4.3	4.3	4.3	4.4	4.2	4.6	4.1	4.4	4.5
Tb	0.92	0.93	0.97	0.94	0.99	1	0.98	1	0.97	1	1.05
Th	5.29	5.29	5.4	5.22	5.4	6.34	6.03	7.67	4.62	6.39	5.77
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tm	0.45	0.26	0.27	0.28	0.28	0.37	0.32	0.32	0.26	0.28	0.31
U	1.65	0.96	0.97	0.85	1.01	1.45	1.07	2.2	1.45	1.81	1.53
V	176	178	178	178	177	187	188	195	180	178	184
W	4	4	4	3	3	2	2	2	1	1	1
Y	20.7	20.6	21.2	20.7	20.6	22.1	22	22.6	21.6	21.2	22.7
Yb	1.49	1.49	1.5	1.49	1.44	1.7	1.63	1.75	1.58	1.67	1.64
Zn	135	132	133	137	131	144	155	156	148	134	147
Zr	223	216	223	219	210	280	259	293	217	207	236
Ce/Nd	0.13440	0.130208	0.126904	0.13369	0.135501	0.141176	0.338983	0.276134	0.387597	0.263158	0.458937
Ba/Zr	1.99551	2.097222	2.067265	2.068493	2.133333	1.775	1.849421	2.030717	2.235023	2.352657	2.135593
Mg#	52.0936	52.88462	52.5766	53.01038	52.55781	51.77839	50.88339	50.68493	50.41509	51.5299	49.56076
Ce/Pb	16.62	17.1	17.22	16.8	16.84	16.2	6.614286	8.321429	5.946667	8.472727	5.073684

در ایـن سـنگ‌هـا، تغییـر در شـکل و انـدازه فنوکریست‌های الیوین دیده می‌شود کـه تفـاوت توزیـع اندازه در بلورها می‌تواند نشانه‌ای از تبلور بایمودال باشد. اولیوین‌ها، در جریان بازالتی یاد شده نوعی ارتبـاط بـین شـدت دگرسـانی و ایـدنگزیتی‌شـدن و ریخـت‌شناسـی بلورین را نشان مـی‌دهنـد بـه‌طـوری کـه اولیـوین‌هـای خودشکل بیشتر دگرسان شده‌اند، امـا الیـوین‌هـایی کـه به‌صورت گردشده هستند کمتـر تحـت تـأثیر دگرسـانی ایدنگزیتی قرار گرفته‌انـد کـه تفـاوت شـدت ایـدنگزیتی شدن می‌تواند مرتبط با میزان آهن این بلورها باشد. زیرا الیوین‌های گرد شـده اگـر از گوشـته سرچشـمه گرفتـه باشند در واقع بیگانه‌بلورهـایی محسـوب مـی‌شـوند کـه معمولاً دارای ۹۰ تا ۹۵ درصد فورسـتریت هسـتند و در حین بالا آمدن از گوشته جدا شده‌اند و بـه علـت تغییـر شرایط ترمودینامیکی و تغییر ترکیـب شـیمیایی ماگمـا توسط مایع سیلیکاتی هضم شده‌اند و به‌صورت گرد شده در آمده‌اند (Augustithis, 1979).

گردشدن اولیـوین‌هـا همچنـین مـی‌توانـد محصـول تبلـور زود هنگـام از یـک ماگمـای بـازالتی باشـد. در ایـن صـورت در مقایسـه بـا الیـوین‌هـای گوشـته‌ای، از فورسـتریت فقیرتـر هسـتند (فورسـتریت ۸۲ تـا ۸۸ درصد) و در ادامه تبلـور ماگمـا بـه‌علـت تغییـر ترکیـب شـیمیایی مـایع سـیلیکاته، توسـط آن هضـم و بـه‌صـورت گردشـده در آمـده‌انـد کـه در هـر حـال، ایـدنگزیتی شـدن کمتـری را نسـبت بـه الیـوین‌هـای خودشـکل متحمـل شـده‌انـد. زیـرا الیـوین‌هـای خودشـکل در رونـد تبلـور دیرتـر از الیـوین گردشـده تشـکیل مـی‌شـوند و بـه‌علـت آهـن بیشـتر، در برابـر اکسیداسـیون حسـاس‌تـر بـوده و ایـدنگزیتی شـدن شـدیدتری را نشـان مـی‌دهنـد. کـانی متـداول دیگـر، کلینوپیروکسـن اسـت کـه در مقطـع نـازک، رنـگ بـنفش مایـل بـه قهـوه‌ای دارد و اکثـراً خودشـکل و دارای کلیـواژ مشـخص هسـتند. در بسـیاری نمونـه‌هـا، فراوانـی کمتـری نسـبت بـه الیـوین‌هـا دارنـد. از پدیـده‌هـای مهـم در نمونـه‌هـای بـازالتی گنـدم بریـان مـی‌تـوان بـه حضـور بیگانـه‌سـنگ و بیگانـه‌بلـور در برخـی نمونـه‌هـا اشـاره نمـود. بیگانـه‌بلورهـای کلینوپیروکسـن بـه‌صـورت انکـلاو پـیش‌رس هسـتند و بافـت تجمعـی دارنـد. احتمـالاً ایـن بیگانـه‌سـنگ‌هـا از منشأ گوشته‌ای ماگمـا هسـتند. در برخـی از نمونـه‌هـا، بیگانـه‌بلورهـای شـیری رنگـی از دانـه‌هـای کـوارتز در انـدازه متفـاوت دیـده مـی‌شـوند. در کنـاره‌هـای ایـن بیگانـه‌بلورهـا، در اثـر واکـنش بـا مـایع سـیلیکاته، حاشیه‌ای از جـنس کلینوپیروکسـن ایجـاد شـده اسـت که این واکنش بـه‌علـت سـرعت بـالای خـروج ماگمـا و کـم بـودن زمـان تـا مصـرف کامـل کوارتزهـا پـیش نرفتـه اسـت (Espinoza *et al.*, 2005). وجـود دانـه‌هـای کـوارتز در بازالـت گنـدم بریـان، آلـودگی ماگمـا توسـط سـنگ‌هـای دیـواره خـروج ماگمـا را نشان می‌دهد. بررسی‌هـای بـافتی بـا توجـه بـه حضـور الیـوین‌هـای درشـت و شـکل‌دار در کنـار درشـت‌بلورهـای کلینوپیروکسـن و نبـود کـوارتز ماگمـایی، همگـی مـی‌تواننـد نشـانگر حرکـت صـعودی و سـریع ماگمـا از طریـق سیسـتم شکسـتگی و گسل‌های عمیق باشـند. پدیـده هضـم الیـوین توسـط زمینـه گویـای آن اسـت کـه الیـوین و زمینـه از نظـر ترمودینامیکی در حال تعـادل نبـوده‌انـد بـه‌طـوری‌کـه بـا وجـود ایـن خـوردگی‌هـا در اطـراف بلـور الیـوین، حاشـیه واکنشـی از جـنس ارتوپیروکسـن در اطـراف ایـن کـانی ایجـاد نشـده اسـت کـه از شـواهد و نشانه‌های سنگ‌هـای بـازالتی آلکـالن اسـت (White, 1966). بـا توجـه بـه وجـود فنوکریسـت‌هـای الیـوین و کلینوپیروکسـن، مـی‌تـوان بیـان نمـود کـه احتمـالاً در ماگمـای اولیـه، قبـل از صـعود و فـوران، عمـل تبلـور صـورت گرفتـه اسـت و از سـوی دیگـر، تفـاوت مقـدار فنوکریست‌هـا در نمونـه‌هـای مختلـف، اخـتلاف میـزان

جـدایش آن‌هـا از مـذاب بـاقی‌مانـده و در نتیجـه تفـاوت شـدت تفریـق ماگمـای تشـکیل‌دهنـده آن‌هـا قبـل از فـوران را نشـان مـی‌دهـد کـه خـود مؤیـد آن است کـه ماگمـا در اتاقـک ماگمـایی شـروع بـه تفریـق و تبلور نموده است. با توجـه بـه مطالعـات انجـام شـده مشخص شد کـه الیـوین‌هـا اولـین فـاز کانیـایی ایجـاد شـده هسـتند، سـپس کلینوپیروکسـن و بـا تبلـور میکرولیـت‌هـای پلاژیـوکلاز و میکرولیـت‌هـای کلینوپیروکسن و تـا حـدودی میکرولیـت‌هـای الیـوین، تبلور خاتمه یافته است (شکل ۷).

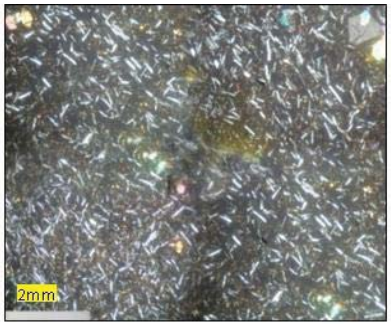
شکل ۷- تصاویر مقاطع نازک تهیه شده از سنگ‌های بازالتی گنـدم بریـان، a) درشـت‌بلـور الیـوین بـا شکسـتگی فـراوان در زمینـه سرشـار از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (XPL)، b) فنوکریست خودشکل پیروکسن در زمینـه سرشـار از میکرولیـت‌هـای پلاژیـوکلاز (XPL)، c) بیگانـه‌بلـور شیری‌رنگ کوارتز با خوردگی خلیجی، d) بیگانه‌سنگ سرشار از بلورهای کلینوپیروکسن (XPL)، e) خوردگی و هضم بلورهای خودشـکل الیـوین (PPL) و f) بافت گلومروپورفیری حاصل شده از اجتماع بلورهای کلینوپیروکسن و الیوین در زمینه سرشار از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (XPL)

مطالعات پراکندگی اندازه بلور CSD

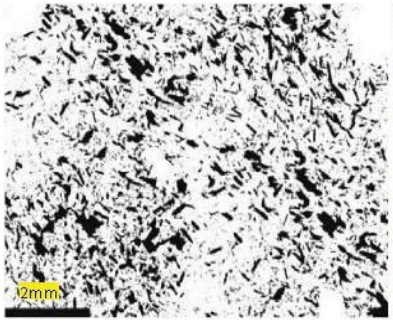
به منظور مطالعات CSD بعد از تهیه عکس دیجیتالی، عکس‌ها به‌منظور پوشش بهتر با نرم‌افزار فتوشاپ کنار هم چیده شدند و میکرولیت‌ها به طور مجزا رسم و اندازه‌گیری شدند (شکل‌های ۸ و ۹). تعداد بلورهای اندازه‌گیری شده ۵۱۹ عدد است (جدول ۲)، که برای یک بررسی آماری مناسب است. بر اساس فراوانی رده‌های مختلف و تراکم بلورها، نمودار لگاریتم طبیعی چگالی تراکمی (n) در برابر اندازه بلور (L) رسم می‌شود (شکل ۱۰). در ماگمای بازالتی گندم بریان با توجه به سرعت سریع سرد شدن، زمان سکونت کافی برای تبلور بلورها وجود ندارد، بنابراین بلورهای پلاژیوکلاز که نسبت به الیوین و پیروکسن سرعت رشد کمتر و در نتیجه سرعت هسته‌بندی بیشتری دارند، رشد کمتری خواهند داشت. علت اصلی پر شیب بودن منحنی CSD، سرعت زیاد سرد شدن ماگمای بازالتی در حین تبلور بلورهای پلاژیوکلاز است که به تشکیل میکرولیت‌های کوچک منجر شده است. یکنواختی نمودار CSD و شیب ثابت آن تأثیر بسیار کم فرآیندهای فیزیکی همچون اختلاط ماگمایی در ماگمای بازالتی (به هنگام تبلور پلاژیوکلازها) در حین صعود و رسیدن به سطح زمین را نشان می‌دهد.

تفریق بلورین

میزان MgO ۴/۶۸ تا ۷/۷ درصد وزنی و میانگین آن ۶/۸۳ است. #Mg سنگ‌های مورد مطالعه که بر اساس تعریف، برابر با جزء مولکولی ($Mg^{+2}/Mg^{+2}+Fe^{+2}$) است (Jenner *et al*., 1987; Downes *et al*., 1995) معمولاً به‌عنوان شاخص پتروژنتیکی برای تشخیص ماگمای تفریق یافته از ماگمای اولیه استفاده می‌شود. این شاخص در بازالت گندم بریان دارای محدوده ۰/۴۹ تا ۰/۵۳ و دارای میانگین ۰/۵۱ است. مقدار #Mg<۰/۷ به‌عقیده Wedepohl (۱۹۷۵) و Wilson (۱۹۸۹)، مشخصه ماگماهای اولیه است، در حالی‌که Clague و Frey (۱۹۸۲) میزان #Mg<۰/۶ را به‌عنوان شاخص تمایز می‌دانند و به نظر Green (۱۹۶۸) این مقدار برای گوشته اولیه بین ۰/۶۸ تا ۰/۷۲ است. به‌اعتقاد Coleman و McGuire (۱۹۸۸) چنانچه عدد #Mg کمتر از ۵۰ باشد، بیانگر تحول‌یافتگی ماگمای مادر است و اگر بین ۵۰ تا ۶۰ باشد، مشخصه ماگمای مادر منیزیم بالا و بیش از ۶۰، ماگمای اولیه خوانده می‌شود.



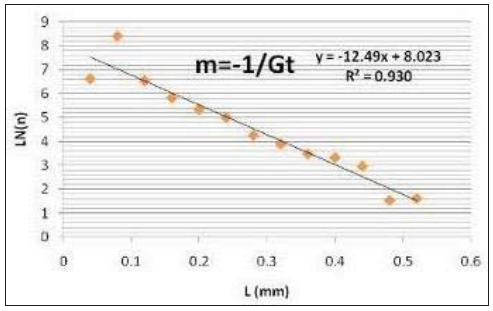
شکل ۸- نمونه الیوین بازالتی مورد مطالعه



شکل ۹- تصویر پردازش شده نمونه الیوین بازالت

جدول ۲- معادلات و بازه‌های تعیین شده برای رسم نمودار CSD

L	N	TN	dN/dL	LN(n)
0.52	6	1	5.02	1.61
0.48	8	14	4.66	1.5
0.44	14	28	19.44	2.96
0.4	16	44	27.84	3.32
0.36	17	61	32.48	3.48
0.32	21	82	49.32	3.89
0.28	26	108	70.61	4.25
0.24	38	146	149.24	5
0.2	41	187	207.45	5.33
0.16	49	236	338.49	5.82
0.12	70	306	695.12	6.54
0.08	180	486	4470.08	8.40
0.04	30	516	750	6.62
0	3	519	750	6.62



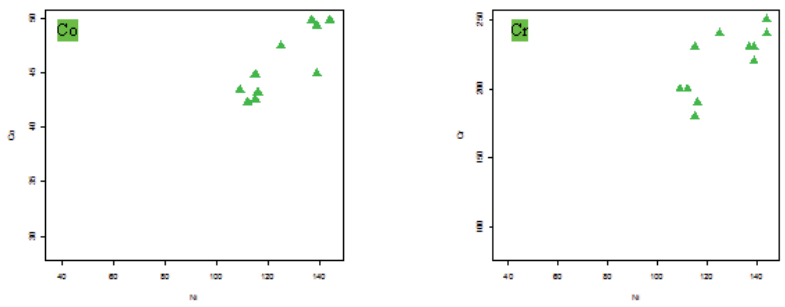
شکل ۱۰- نمودار چگالی تراکمی بلور (n) در برابر طول بلور (L)

ماگمای بازالتی گندم بریان دارای ویژگی‌های مشخصه ماگماهای مادر منیزیم بالا با تحول‌یافتگی کم است که به‌طور مشخص، تحت تأثیر صعود سریع این ماگما از مخزن ماگمایی منیزیم بالا و بر اثر شکستگی عمیق گسل نایبند حاصل شده است. در نمودارهای Cr(ppm) و Co(ppm) در برابر Ni(ppm)، از آن‌جا که کروم، نیکل و کبالت، عناصر نامتحرک و سازگار هستند، انتظار می‌رود در طی تفریق، رفتار مشابهی از خود نشان دهند که این امر، در نمودارها تأیید می‌شود. روند تغییرات Cr به موازات افزایش Ni به‌صورت خطی فزاینده است. Co نیز، روند مثبت را نشان می‌دهد. بنا بر نظر Rollinson (۱۹۹۳)، نبود پراکندگی در نمودارهای دو متغیره عناصر سازگار- سازگار، تأکیدی بر عدم اختلاط ماگمایی در منشأ است (شکل ۱۱).

محیط تشکیل و پتروژنز

یکی از نسبت‌هایی که می‌تواند تعیین‌کننده محیط منشأ ماگما باشد، نسبت Ba/La است. به‌طوری‌که این نسبت برای NMORB بین ۴-۱۰، برای EMORB و بیشتر بازالت‌های درون صفحه‌ای ۱۰-۱۵ و برای سنگ‌های آتشفشانی مرز صفحات همگرا بیش از ۱۵ است (Gill, 1981). مقدار نسبت یاد شده در قوس‌های آتشفشانی، بیشتر از مناطق کششی و مناطق پشت قوس است (Gill, 1981).

در سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه، این نسبت به‌طور میانگین ppm ۱۰/۱۲ است و نشانه این است که ماگمای منطقه مربوط به بازالت‌های درون صفحه‌ای است. نسبت Ba/Ta در این سنگ‌های آتشفشانی به‌طور میانگین ppm ۱۱۱ است.



شکل ۱۱- نمودارهای Cr (ppm) و Co (ppm) در برابر Ni (ppm)

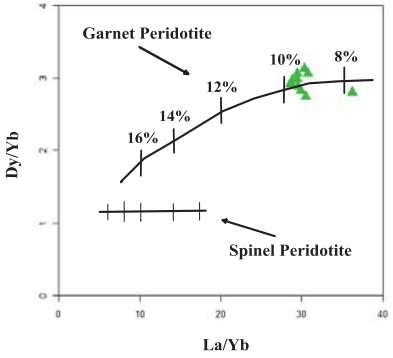
پایین بودن نسبت Ba/Ta نیز از ویژگی‌های مناطق درون قاره‌ای است (Trumbull *et al*., 1999). برای تعیین درجه ذوب منشأ ماگمای تشکیل‌دهنده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه، از نمودارهای طراحی شده بر اساس نسبت‌های عناصر کمیاب Dy/Yb در برابر La/Yb استفاده شد (Thirlwall *et al*., 1994; Bogaard and Worner, 2003). بر اساس نسبت‌های Dy/Yb در برابر La/Yb، منحنی ذوب برای منشأ گارنت پریدوتیت و اسپینل پریدوتیت نمایش داده شده است. ساختار این نمودار نشان‌دهنده این است که منشأ گارنت پریدوتیت، حاوی مقادیر Dy/Yb بیشتری نسبت به منشأ اسپینل پریدوتیتی است و نیز در هنگام ذوب سنگ منشأ پریدوتیتی در حضور فاز اسپینل تغییر مهمی در این نسبت روی نمی‌دهد، ولی در حضور فاز گارنت، تغییراتی در نسبت این عناصر دیده می‌شود. بر طبق نتایج حاصله منشأ سنگ‌ها، گارنت لرزولیت با درصد ذوب بخشی ۸ تا ۱۰ درصد مشخص شد (شکل ۱۲). به طور کلی درجات ذوب بخشی پایین گوشته فوقانی (کمتر از ۱۰ درصد) به تشکیل ماگمای بازالتی آلکالن و غنی‌شدگی ازLREE منجر می‌شود. این نتایج، با نمودار Zr/Nb در برابر Zr/Y (Kuepouo *et al*., 2006)، که برای ماگمای گندم بریان درجه ذوب بخشی کم از ماگمای اولیه را نشان می‌دهد تأیید می‌شود (شکل ۱۳).

آلایش پوسته‌ای

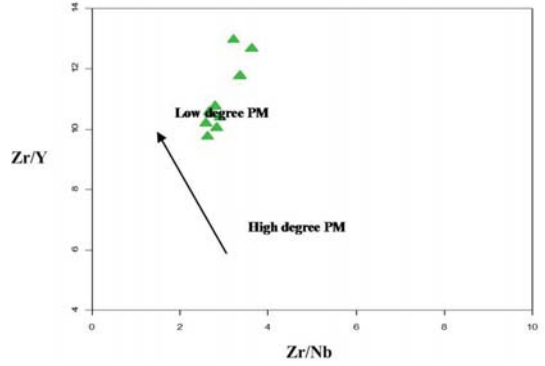
بررسی علامت‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی سنگ هر منطقه اجازه شناسایی فرآیندهای ماگمایی همچون هضم و آلایش ماگمایی را می‌دهد. در سیستم‌های بازالتی، از نسبت عناصر کمیاب ناسازگار و نیز نسبت‌های ایزوتوپی به‌طور گسترده‌ای در تعیین منابع گوشته‌ای و پوسته‌ای استفاده می‌شود. وجود بیگانه‌بلورهای کوارتز در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه را می‌توان شاهدی بر پدیده آلایش پوسته‌ای، هر چند به میزان کم، در سنگ‌های منطقه دانست. این بیگانه‌بلورها قطعاتی از سنگ‌های پوسته قاره‌ای هستند که مواد مذاب در حین بالا آمدن آن‌ها را جدا کرده و با خود به سطح زمین آورده است. از طرفی، وجود مقادیر بالای La/Nb در سنگ‌های مورد مطالعه (با میانگین ۱/۷) نشان‌دهنده تأثیر کم آلایش پوسته‌ای است (Reichew *et al*., 2004).

مقادیر Ce/Pb نیز به آلودگی پوسته‌ای حساس هستند و این نسبت در ماگمای اولیه مشتق از گوشته (بازالت اقیانوسی MORB و OIB) نسبتاً

بالا و تقریباً یکنواخت و در حد (۵±۲۵) است (Hofmann *et al*., 1986) که شاخص مفیدی برای آلودگی پوسته‌ای است. مقادیر کمتر از گستره مشخص شده، مشخصه تأثیر و آلودگی ناشی از پوسته با ماگما است. در بازالت گندم بریان، این نسبت در محدوده (۵/۰۷ تا ۱۷/۲۲) و دارای میانگین ۱۲/۲۹ است. میانگین این نسبت در پوسته قاره‌ای ۳/۳ است. یکی دیگر از شاخصه‌های مهم هضم و آلایش پوسته‌ای نسبت Pb/Nd بالاست (Hofman *et al*., 1986) که در بازالت گندم بریان این مقدار دارای میانگین ۱۱ درصد است و این نسبت برای بازالت‌های گوشته‌ای NMORB، PMORB و OIB به ترتیب برابر با ۰/۰۴، ۰/۰۶ و ۰/۰۸ است. میانگین Pb/Nd در پوسته قاره‌ای ۰/۶۳ است. بنابراین، نسبت Pb/Nd در بازالت گندم بریان نشانه دخالت کم پوسته در تکامل ماگمایی این بازالت‌هاست. همچنین، نسبت Ba/Zr نیز شاخص آلودگی است که در بازالت قاره‌ای با آلایش پوسته‌ای، میانگین ۲ تا ۵ است و در گندم بریان دارای میانگین ۲/۰۶ ppm بوده، نشان از آلایش ناچیز پوسته‌ای دارد.



شکل ۱۲- نسبت‌های عناصر کمیاب Dy/Yb در برابر La/Yb (Thirlwall *et al*., 1994; Bogaard and Worner, 2003)؛ گارنت لرزولیت با درصد ذوب بخشی ۸ تا ۱۰ درصد



شکل ۱۳- نمودار Zr/Nb در برابر Zr/Y (Kuepouo *et al*., 2006)

نتیجه‌گیری

آلکالی‌بازالت‌های گندم بریان تحت تأثیر حوضه‌های کششی- جدایشی ناشی از گسل نایبند ایجاد شده‌اند. در منطقه گندم بریان به نظر می‌رسد کشش حاصل از فعالیت گسل نایبند به شکستگی و ضعف پوسته و بالا آمدن سریع ماگما در امتداد شکستگی منجر شده است. شکستگی عمیق پوسته‌ای ناشی از گسل نایبند با کاهش فشار آدیاباتیک، سبب پایین آمدن درجه ذوب سنگ‌ها و ذوب بخشی یک سنگ منشأ گارنت‌دار شده است. ماگمای حاصل، اگر چه از عمق زیادی سرچشمه گرفته است اما به‌علت گرانروی پایین به سرعت به سطح زمین رسیده است و تنوع سنگی خاصی در آن مشاهده نمی‌شود. سنگ‌ها به‌طور کلی بازالت هستند، اما درصد فنوکریست‌های متفاوت در سنگ‌ها، تفریق بلورین هر ناچیز را مشخص می‌سازد.

در کنار نقش تفریق بلورین در تحول ماگمای اولیه در طی صعود و رسیدن به سطح زمین، این ماگما بایستی در تماس با پوسته قاره‌ای دچار آلودگی پوسته‌ای شده باشد که سرعت زیاد بالا آمدن ماگما از مخزن ماگمایی این تأثیر را به حداقل رسانده است. حضور الیوین‌های درشت و شکل‌دار در کنار درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن و نبود کوارتز ماگمایی، همگی می‌توانند نشانگر حرکت صعودی و سریع ماگما از طریق سیستم شکستگی و گسل‌های عمیق باشند. یکنواختی نمودار CSD و شیب ثابت آن نیز تأثیر بسیار کم فرآیندهای فیزیکی (همچون اختلاط ماگمایی در ماگمای بازالتی طی تبلور پلاژیوکلازها حین صعود و رسیدن به سطح زمین) را نشان می‌دهد. به‌طور کلی ماگمای بازالتی گندم بریان دارای ویژگی‌های مشخصه ماگماهای مادر منیزیم بالا با تحول‌یافتگی کم است.

منابع

رئیسی، د.، بهرام بیگی، ب.، معین زاده، ح. ا. درگاهی، س. و آروین، م. (۱۳۸۹) تخمین دمای سطحی بازالت گندم بریان کرمان با استفاده از تصاویر فروسرخ حرارتی لندست. بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

معین‌وزیری، ح. (۱۳۷۷) دیباچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران. انتشارات دانشگاه تربیت معلم (دانشگاه خوارزمی)، تهران، ایران.

Augustithis, S. S. (1979) Atlas of the textural patterns of basalts and their genetic significance, Elsevier Scientific Publishing Company, New York.

Bogaard, P. J. F. and Worner, G. (2003) Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg Central Germany. Journal of Petrology 44: 569-602.

Clague, D. and Frey, F. (1982) Petrology and trace elements geochemistry of Honolulu volcanism: Implications for the ocean mantle below Hawaii. Journal of Petrology 23: 447-504.

Coleman. R. and McGuire, A. (1988) Magma systems related to the Red Sea opening. Tectonophysics 150: 77-100.

Downes, H., Seghedi, I., Szakacs, A., Dobosi, G., James, D., Vaselli, O., Rigby, I., Ingram, G., Rex., D. and Peckskay, Z. (1995) Petrology and geochemistry of Late Tertiary/Quarernay mafic alkali volcanism in Romania. Lithos 35: 65-81.

Espinoza, F., Morata, D., Pelleter, E., Maury, R. C., Suarezc, M., Lagabrielle, Y., Polvee, A. M., Bellon, H., Cotton, J., Delacruz, R. and Guivel, C. (2005) Petrogenesis of the Eocene and Mio-Pliocene alkaline basaltic magmatism in meseta chile chico, southern Patagonia, Chile: Evidence for the participation of two slab windows. Lithos 82: 315-343.

Fitton, J. G. and Dunlop, H. M (1985) The Cameroon Line, West-Africa and its bearing on the origin of oceanic and continental alkali basalt. Earth and Planetary Science Letters 72: 23-38.

Freund, R. (1974) Kinematics of transform and transcurrent faults. Tectonophysics 21: 93-134.

Gill, J. B. (1981) Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, Berlin.

Girard, G. and Wykde Vries, B. V. (2005) The Managua Graben and Las Sierras-Masaya volcanic complex (Nicaragua): pull-apart localization by an intrusive complex: results from analogue modeling. Journal of Volcanology and Geothermal Research 144: 37-57.

Harlick, R. M., Sternberg, R. S. and Zhuang, X. (1987) Image analysis using mathematical morphology. IEEE Tran. IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence 9(4): 532-550.

Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. and White, W. M. (1986) Nb and Pb in Oceanic basalts, new contraints on mantle evolution. Earth and Planetary Science Letters 90: 297-314.

Jenner, G., Gawood, P., Rautenschlein, M. and White, W. (1987) Composition of back-arc basin volcanics, Valufa ridge, Lau basin: evidence for a slab-derived component in their mantle source. Journal of Volcanology and Geothermal Research 32: 209-222.

Karakhanian, A., Djrbashian, R., Trifonov, V., Philip, H., Arakelian, S. and Avagian, A. (2002) Holocene-historical volcanism and active faults as natural risk factors for Armenia and adjacent countries. Journal of Volcanology and Geothermal Research 113: 319-344.

Kocyigit, A. and Erol, O. (2001) A tectonic escape structure: Erciyes pull-apart basin, Kayseri, central Anatolia, Turkey. Geodinamica Acta 14: 133-145.

Kuepouo, G., Tchouankoue, J. P., Nagao, T. and Sato, H. (2006) Transitional tholeiitic basalts in the Tertiary Bana volcano-plutonic complex, Cameroon Line. Journal of African Earth Sciences 45: 318-332.

Lockwood, J. P. and Hazlett, R. W. (2010) Volcanoes global perspectives. Wiley-Blackwell, Hong Kong.

McKenzie, D. and Bickle, M. J. (1988) The volume and composition of melts generated by extension of the lithosphere. Journal of Petrology 29: 625-679.

Nogole Sadat, M. A. A. (1978) Les zones de decrochement et les virgations structurals en Iran. Coceequences des resultants de Ianalyse structural de la region de Qom. Ph.D Thesis, Université Scientifique et Médicale de Grenoble. France.

Reichew, M. K., Saundres, A. D., White, R. V. and Ukhamedov, A. I. (2004) Geochemistry and petrogenesis of basalts from the west sibrian basin, an extention of the Permo-Triassic Sibrian Traps, Russia. Lithos 79: 425-452.

Rollinson, H. (1993) Using geochemical data: Evolution, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London.

Shelli, D. (1991) Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, London.

Thirlwall, F. M., Upton, B. G. J. and Jenkins, C. (1994) Interaction between continental lithosphere and Iceland plume-Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of Tertiary basalts, NE Greenland. Journal of Petrology 35: 839-879.

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

Trumbull, R. B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Busch, Werstenberger, H. and Siebel, W. (1999) Evidence for Late Miocene to Recent Contaminata of arc andesite by Crustal melt in the Chilean Andes .(25-26 s) and its geodynamic implication. Journal of South America Earth Science 12: 135-155.

Walker, R. T., Gans, P., Allen, M. B., Jackson, J., Khatib, M., Marsh, N. and Zarrinkoub, M. (2009) Late

Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran. Geophysical Journal International 177: 783-805.

Wedepohl, K. H. (1975) The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle. Fortschritte der Mineralogie 52: 141-172.

Wellman, H. W. (1966) Active wrench fault of Iran, Afghanistan and Pakistan. Geologische Rundschau 18: 217-234.

White, R. W. (1966) Ultramaphic inclusion in basaltic rocks from Hawaii. Contributions to Mineralogy and Petrology 12: 245-314.

Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Unwin Hyman, London.

Wilson, M. (1993) Geochemical signature of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics. Journal of the Geological Society 150: 977-990.

پتـــرولوژی، سال چهارم، شماره سیزدهم، بهار ۱۳۹۲، صفحه ۹۹-۱۱۷
تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۱۱/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۲/۱۲

پتروژنز دایک‌های هورنبلندیتی جنوب غرب سلطان‌آباد (شمال‌شرق سبزوار)

محسن نصرآبادی *

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، قزوین، ایران

چکیده

مجموعه‌ای از دایک‌های بازیک و ندرتاً حدواسط در یکی از توده‌های تونالیتی جنوب غرب سلطان‌آباد تزریق شده‌اند. در بیشتر نمونه‌ها آمفیبول، سازنده اصلی سنگ است و کانی‌های پلاژیوکلاز، اپیدوت و میکای سفید با فراوانی مودال متغیر مشاهده می‌شوند. ویژگی‌های شیمیایی آمفیبول، دلالت بر منشأ ماگمایی آن دارد و شاخص‌های ترکیبی و محاسبات فشارسنجی بیانگر تبلور آن در اعماق زیاد است. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل بیشتر نمونه‌ها گویای ترکیب بازالتی با ماهیت تولئیتی آن‌هاست. الگوی نمودارهای عنکبوتی و عناصر نادر خاکی آن‌ها با تمرکز آمفیبول و تشکیل در منطقه فرورانش همخوانی دارد. بر اساس شواهد صحرایی از جمله رابطه مکانی نزدیک دایک‌ها و توده تونالیتی میزبان و فراوانی کم آمفیبول در توده‌های نفوذی منطقه، متداول بودن هورنبلندیت به‌صورت کومولا در نوارهای کوهزایی، تعادلات فازی بازالت آب‌دار، منشأ ماگمایی آمفیبول و تبلور آن در عمق نسبتاً زیاد، شاخص‌های شیمیایی سنگ کل دایک‌ها (مقادیر کم سیلیس و تقعر رو به بالای عناصر نادر خاکی میانی در نمودارهای عنکبوتی) و همچنین مقادیر در خور توجه سیلیس و ویژگی‌های آداکیتی بسیار شاخص در تونالیت میزبان، موضوع تفریق آمفیبول از یک مذاب آداکیتی حدواسط حاصل از ذوب بخشی صفحه اقیانوسی فرورو و تشکیل کومولای غنی آمفیبول و مذاب فلسیک تونالیتی- ترونجمیتی، به اثبات رسیده است.

واژه‌های کلیدی: دایک مافیک، هورنبلندیت، تفریق آمفیبول، کومولا، سلطان‌آباد، سبزوار

مقدمه

وجود ماگماهای با طیف ترکیبی وسیع که دارای قرابت پتروژنتیکی نیز هستند در مناطق کوه‌زایی امری متداول است. این چنین تنوع ترکیبی را می‌توان به تنوع ترکیب شیمیایی سنگ منشأ (گوه گوشته‌ای، لیتوسفر اقیانوسی فرورو و رسوبات همراه آن و پوسته تحتانی قاره‌ای در مناطق برخوردی)، نرخ ذوب بخشی، شرایط فشار و حرارت تشکیل ماگما و میزان تأثیر فرآیندهای تفریق ماگمایی، اختلاط ماگمایی و آلایش با مواد پوسته‌ای نسبت داد. تشخیص مشارکت هر یک از این عوامل در ایجاد تنوع ترکیبی ماگما از موضوعات اساسی علم پترولوژی آذرین بوده، مستلزم بهره‌گیری از شواهد صحرایی و میکروسکوپی، شاخص‌های زمین‌شیمیایی کانی‌ها و سنگ کل، داده‌های سن‌سنجی

* nasrabadi@sci.ikiu.ac.ir

و نسبت‌های ایزوتوپی است.

پژوهشگران مختلف (De Bari and Coleman, 1989؛ Burg *et al*., 1998؛ Ulmer, 2007)، هم‌زیستی واحدهای ماگمایی فلسیک، مافیک و الترامافیک (پیروکسنیت و هورنبلندیت) مرتبط با فرورانش را در بسیاری از کمربندهای کوه‌زایی گزارش کرده‌اند. این هم‌زیستی را می‌توان به دگرگونی پیش‌رونده و ذوب بخشی ناشی از ناپایداری آمفیبول (Petford and Atherton, 1996) و یا تبلور ماگمای اولیه در فشار بالا (De Bari and Coleman, 1989؛ Ringuette *et al*., 1999؛ Ulmer, 2007) نسبت داد. با مطالعه طیف‌های سنگی هم‌زاد و متنوع قوس‌های ماگمایی، ضمن شناخت فرآیندهای ماگمایی اعماق پوسته قوس، می‌توان به ارزیابی هر یک از مکانیسم‌های ذوب مجدد پوسته و تبلور تفریقی و نقش جدایش آمفیبول در تولید ماگمای کالک‌آلکالن پرداخت.

تمرکز عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی مناطق کوه‌زایی (آلپ، آند، هیمالیا و آلاسکا) بیانگر آنست که تبلور کانی‌های فقیر از سیلیس مانند گارنت، آمفیبول و اکسیدهای آهن، نقش مهمی در تفریق ماگما و ایجاد کومولاهای غنی از آمفیبول و گارنت همراه با مذاب‌های تفریق یافته غنی از سیلیس ایفا می‌نماید (Jan and Howie, 1981؛ Ulmer *et al*., 1983؛ De Bari and Coleman, 1989؛ Greene *et al*., 2006). تشکیل کومولای غنی از آمفیبول در واحدهای ماگمایی مناطق قوس، مستلزم تفریق ماگما در اعماق متوسط پوسته و فراوانی آب در ماگماست (Fischer and Marty, 2005; Wallace, 2005).

جدایش آمفیبول و گارنت در اعماق بیشتر از ۳۵ کیلومتر به‌صورت فازهای کومولا، از ماگمای حدواسط و بازیک، سبب ایجاد شاخص‌های آداکیتی در مذاب باقی‌مانده می شود (Wareham *et al*., 1997; Mütener *et al*., 2001). تفریق آمفیبول باعث تهی‌شدگی مذاب از عناصر نادر خاکی متوسط و تا اندازه‌ای عناصر نادر خاکی سنگین، افزایش میزان سیلیس و تشدید ماهیت پرآلومین و ایجاد روند کالک‌آلکالن در مذاب‌های تحول‌یافته نهایی می‌گردد (Drummond *et al*., 1996; Wareham *et al*., 1997).

زمین‌شناسی منطقه

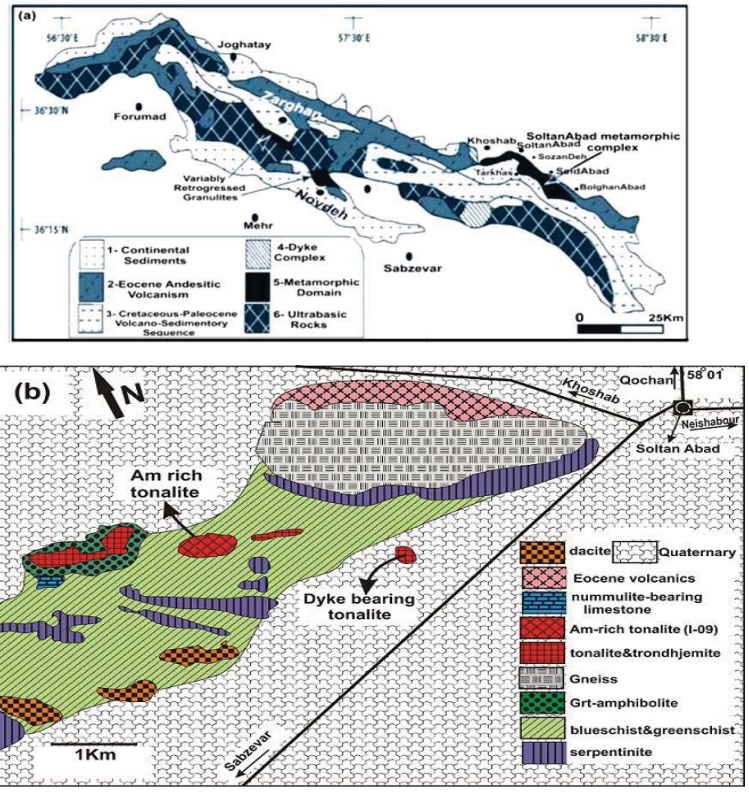
منطقه مورد مطالعه در شمال‌شرق ایران، در استان خراسان رضوی واقع است و بخشی از محدوده نوار افیولیتی شمال سبزوار محسوب می‌شود (شکل ۱- a). در این منطقه، یک مجموعه دگرگونی مرتبط با مجموعه افیولیتی شمال‌شرق سبزوار وجود دارد که برونزد آن در منطقه سلطان‌آباد است. این مجموعه شامل سنگ‌های دگرگونی رخساره‌های شیست سبز، شیست آبی و آمفیبولیت است که چند توده نفوذی با ترکیب تونالیت و ترونجمیت در آن تزریق شده است (شکل ۱- b). یکی از توده‌های نفوذی واقع در جنوب‌غرب سلطان‌آباد، توسط تعداد زیادی دایک هورنبلندیتی در راستای تقریباً شرقی- غربی قطع شده است. هم‌زیستی مکانی نزدیکی بین توده نفوذی میزبان و دایک‌ها وجود دارد. به‌طوری‌که رخنمون صحرایی این نوع دایک‌ها در منطقه افیولیتی شمال سبزوار محدود به توده تونالیتی غرب سلطان‌آباد است.

Baroz و همکاران (۱۹۸۳) با تعیین سن توده‌های نفوذی و سنگ‌های دگرگونی اطراف، به هم‌زمانی ماگماتیسم و دگرگونی در منطقه سلطان‌آباد پی برده و از این رو تشکیل توده‌های نفوذی را مرتبط با فرآیند دگرگونی منطقه در نظر گرفته‌اند. جعفری (۱۳۸۰) و نصرآبادی (۱۳۸۲) توده‌های نفوذی منطقه سلطان‌آباد را از نوع ماگمای کالک‌آلکالن جزایر قوسی در نظر گرفته و منشأ آن‌ها را به ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای نسبت داده‌اند.

تعیین ترکیب شیمیایی دقیق این گرانیتوئیدها به روش ICP-MS، مشخص کرد که این سنگ‌ها ترونجمیت و تونالیت هستند. همچنین با توجه به

مقادیر کم پتاسیم، تهی‌شدگی از عناصر خاکی سنگین (مانند ایتریم و ایتربیم)، مقادیر بالای آلومینیم و غنی‌شدگی از استرانسیم، خصوصیات آداکیتی را نشان می‌دهند (نصرآبادی، ۱۳۸۸). سن این توده‌ها به روش اورانیم- سرب زیرکن، پالئوسن میانی به‌دست آمده است (نصرآبادی، ۱۳۸۸). از نظر چینه‌شناسی نیز وجود قطعاتی از توده‌های نفوذی و سنگ‌های دگرگونی اطراف در آهک‌های نومولیت‌دار جنوب خوشاب نشان‌دهنده این است که توده‌های نفوذی منطقه در طی ائوسن میانی در بخش‌های سطحی زمین برونزد داشته و فرآیندهای تکتونیکی و دگرگونی منطقه قبل از ائوسن میانی پایان یافته است (نصرآبادی، ۱۳۸۲).

در این نوشتار سعی شده است تا به کمک بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی، آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها و شاخص‌های ژئوشیمیایی سنگ کل، شرایط تشکیل و ژنز دایک‌های مافیک تزریق شده به توده تونالیتی جنوب غرب سلطان‌آباد بحث و بررسی شود.



شکل ۱- a) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از نوار افیولیتی شمال سبزوار و مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد که در شمال‌شرق سبزوار واقع است (با تغییرات از Lensch و همکاران (۱۹۷۷)). b) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از نوار دگرگونی غرب و جنوب‌غرب سلطان‌آباد (نصرآبادی، ۱۳۸۸)

روش انجام پژوهش

روش مطالعه شامل نمونه‌برداری از برونزد دایک‌های مافیک جهت مطالعات میکروسکوپی و آنالیز سنگ کل، تهیه مقاطع نازک از نمونه‌ها، بررسی‌های دقیق پتروگرافی و آنالیز نقطه‌ای ۲۵۰ نقطه از کانی‌های گوناگون دایک‌ها در دانشگاه اشتوتگارت (آلمان) و رم (ایتالیا) است. دستگاه آنالیز الکترون مایکروپروب دانشگاه اشتوتگارت از نوع Cameca SX100 و دانشگاه لاسپینزای رم از نوع Cameca SX50 است. در طول انجام آنالیز نقطه‌ای، ولتاژ شتاب‌دهنده هر دو دستگاه 15 KV، شدت جریان 15 nA و زمان شمارش 30 S بوده است. عناصر اصلی، فرعی و نادر ۱۲ نمونه از دایک‌ها نیز در آزمایشگاه فعال‌سازی (Activation Lab) انتاریای کانادا به روش ICP-MS اندازه‌گیری شده است.

در محاسبه فرمول ساختمانی کانی‌ها از نرم افزار کالک‌مین (Calc Min) و به‌منظور تخمین شرایط حرارت و فشار از دما- فشارسنج آمفیبول، دماسنج آمفیبول- پلاژیوکلاز و محدوده پایداری کانی‌ها استفاده شده است.

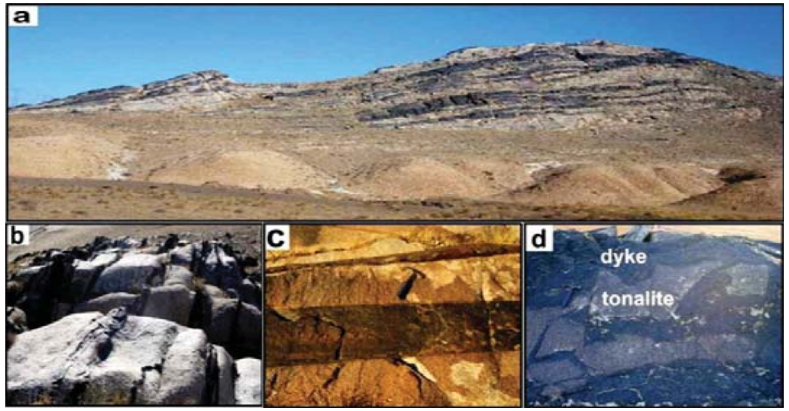
روابط صحرایی

در مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد، چندین برونزد سیل مانند از توده‌های نفوذی فلسیک وجود دارد. یکی از آن‌ها که در غرب سلطان‌آباد و در بخش جنوبی ارتفاعات گنیسی چیلی واقع است، دارای ترکیب تونالیتی بوده و با داشتن دایک‌های بازیک متعدد، نظر هر بیننده‌ای را به خود جلب می‌کند (شکل ۲- a). دایک‌ها تقریباً موازی با یکدیگر بوده و دارای امتداد شرقی- غربی هستند (N89E-N110E) و شیب آن‌ها به‌طرف شمال‌شرق (65-85NE) است (شکل‌های ۲- a و b). ضخامت این دایک‌ها از مقیاس سانتی‌متری تا ۵ متر متغیر است. ترکیب بازالتی و مقادیر زیاد آب (فراوانی کانی‌های آب‌دار) با کم کردن گرانروی، باعث نفوذ مذاب غنی از آمفیبول به شکاف‌های باریک (شکل ۲- c) شده است. در بعضی از دایک‌ها می‌توان قطعات زاویه‌دار (شکل ۲- d) تا مدور از سنگ میزبان تونالیتی را مشاهده کرد. با توجه به ضخامت کم دایک‌ها، تأثیر حرارتی آن‌ها کمتر از آن بوده که سبب ذوب بخشی توده تونالیتی شده باشد و شواهد ذوب بخشی نیز در سنگ میزبان دیده نمی‌شود. در نمونه دستی، سوزن‌های آمفیبول، سازنده اصلی سنگ است و با توجه به فراوانی مودال آمفیبول، فلدسپات و اپیدوت، نمونه‌های مورد مطالعه از نظر ضریب رنگینی مزوکرات تا هولوملانوکرات هستند. در بیشتر نمونه‌ها، منشورهای آمفیبول، غیر جهت یافته هستند اما در مواردی نیز بر اثر فرآیند میلونیت‌زایی، برگوارگی پیدا کرده‌اند. از نکات در خور توجه دیگر، وجود بیگانه‌سنگ‌های بزرگ ورقه‌ای از شیست آبی به طول چندین متر و به موازات دایک‌های مافیک در توده تونالیتی است. نمونه دستی این بیگانه‌سنگ‌های بزرگ، دارای برگ‌وارگی بوده و در زیر میکروسکوپ باقی‌مانده‌هایی از بلور گلوکوفان با چندرنگی آبی را نشان می‌دهند.

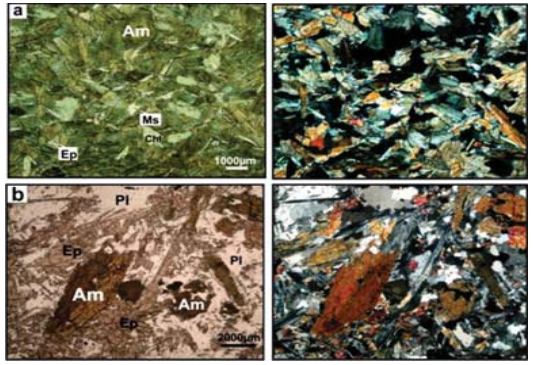
پتروگرافی

کانی سنگ‌ساز اصلی در بیشتر نمونه‌ها آمفیبول است و بیش از ۹۰ درصد سنگ را شامل می‌شود (شکل ۳- a). از کانی‌های اصلی دیگر، می‌توان به پلاژیوکلاز غنی از آلبیت و اپیدوت اشاره کرد که در نمونه‌های مختلف دارای فراوانی مودال متغیر هستند (شکل ۳- b). کانی‌های فرعی و ثانویه سنگ، کلریت، میکای سفید، اسفن و اکسید آهن هستند. به غیر از انواع میلونیتی‌شده، بلورهای آمفیبول، هیچ‌گونه جهت‌یافتگی

ترجیحی نشان نمی‌دهند. در نمونه‌های غنی از پلاژیوکلاز، این کانی، سازنده زمینه سنگ است و فضای بین بلورهای اپیدوت و آمفیبول را پر می‌کند (شکل ۳- b). اپیدوت به‌صورت بلورهای درشت خودشکل (شکل ۳- b) و یا تجمع‌هایی از بلورهای ریزتر در سنگ حضور دارد.



شکل ۲- a) نمایی از توده تونالیتی غرب سلطان‌آباد و دایک‌های مافیک تزریق شده به داخل آن، b) نمایی نزدیک از دایک‌های مافیک باریک که بیانگر گرانروی کم ماگما است، c) مرز واضح بین دایک‌های مافیک و توده تونالیتی میزبان و d) قطعات زاویه‌دار سنگ میزبان تونالیتی در یک دایک ضخیم‌تر که بیانگر منجمد بودن توده نفوذی در زمان تزریق دایک‌های مافیک است.



شکل ۳- مقاطع میکروسکوپی دایک‌های مافیک: a) سازنده اصلی بیشتر دایک‌های مافیک آمفیبول است و بیش از ۹۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد، b) در بعضی از نمونه‌ها، اپیدوت نوع فقیر از آهن و پلاژیوکلاز از فراوانی در خور توجهی برخوردار هستند و فضای بین بلورهای آمفیبول را پر می‌کنند (تصاویر سمت چپ در نور طبیعی و سمت راست در نور پلاریزه).

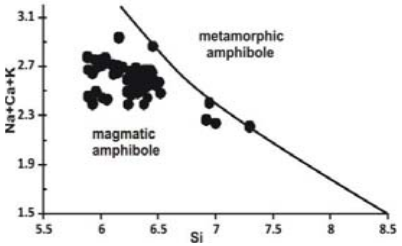
ترکیب کانی‌شناسی

برای شناخت ترکیب شیمیایی کانی‌ها و متعاقب آن، انجام محاسبات دما- فشارسنجی، از کانی‌های سه نمونه از دایک‌های مافیک، بیش از ۲۵۰ آنالیز نقطه‌ای انجام

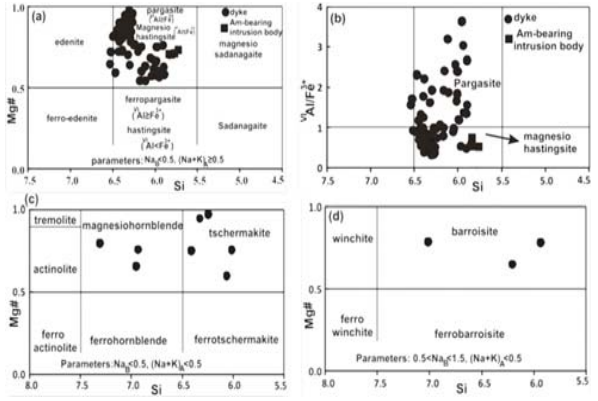
شد. در این بخش، ترکیب کانی‌های سازنده دایک‌های مافیک تشریح می‌شود.

آمفیبول

آنالیز نقطه‌ای آمفیبول‌های دو نمونه از دایک‌های مافیک و یک نمونه تونالیت آداکیتی غنی از آمفیبول در جدول ۱ ارائه شده است. همان‌طور که از نتایج آشکار است، یکی از شاخص‌های زمین‌شیمیایی بارز در مورد آمفیبول دایک‌های مورد مطالعه، مقادیر زیاد آلومینیم در ترکیب شیمیایی آن‌هاست؛ به طوری‌که میزان آن تا ۱۷/۷۹ درصد نیز می‌رسد. در راستای شناخت منشأ این آمفیبول‌ها، از نمودار متمایز کننده آمفیبول‌های آذرین از انواع دگرگونی (Leake, 1971) استفاده شد. بر اساس این نمودار (شکل ۴)، آمفیبول‌های مورد مطالعه از نوع آذرین هستند. در نمودارهای طبقه‌بندی آمفیبول (Leake *et al*., 2004)، بیشتر آن‌ها از گروه کلسیک (پارگازیت، منیزیوهاستینگزیت، چرماکیت و منیزیوهورنبلند) و به ندرت کلسیک- سدیک (باروئیزیت) هستند (شکل ۵). میزان کاتیون‌های آلومینیم و تیتانیم در مرکز بلورهای آمفیبول نسبت به حاشیه بیشتر است و منطقه‌بندی ترکیبی در آمفیبول‌ها به‌صورت آمفیبول نوع منیزیوهاستینگسیت و پارگازیت در مرکز، تا چرماکیت، منیزیوهورنبلند و باروئیزیت در حاشیه بلور رخ داده است. این منطقه‌بندی ترکیبی احتمالاً بیانگر تبلور حاشیه آمفیبول در شرایط دما و فشار کمتر نسبت به شرایط تبلور مرکز بلور است. از طرفی، ممکن است آمفیبول نوع باروئیزیت موجود در حاشیه آمفیبول‌های کلسیک، حاصل دگرسانی باشد، به‌طوری‌که فرآیندهای سوسوریت‌زایی و سریسیت‌زایی با جایگزینی آمفیبول‌های ماگمایی توسط انواع دگرگونی در بعضی از نمونه‌ها همراه بوده است. همان‌طور که در شکل های ۵- a و ۵- b مشاهده می‌شود، آمفیبول موجود در تونالیت آداکیتی منطقه نیز از نوع کلسیک بوده و مانند انواع موجود در دایک‌های مافیک، دارای ترکیب منیزیوهاستینگزیت است.



شکل ۴- با توجه به نمودار متمایز کننده آمفیبول‌های ماگمایی و دگرگونی (Leake, 1971) اکثر آمفیبول‌های مورد مطالعه دارای منشأ ماگمایی هستند.



شکل ۵- طبقه‌بندی آمفیبول‌های مورد مطالعه بر اساس تقسیم‌بندی Leake و همکاران (۲۰۰۴). مطابق این نمودارها، آمفیبول‌ها، از گروه کلسیک (پارگازیت، منیزیوهاستینگزیت، چرماکیت و منیزیوهورنبلند (شکل‌های a، b و c) و کلسیک- سدیک (باروئیزیت (شکل d)) هستند. از نکات شایان توجه، شباهت ترکیبی آمفیبول در تونالیت آداکیتی و دایک‌های غنی از هورنبلند است (شکل‌های a و b).

میکای سفید

آنالیز شیمیایی میکای سفید در جدول ۲ ارائه شده است. متشکله‌های اصلی میکای سفید شامل موسکویت (۵۳ تا ۵۷ درصد)، سلادونیت (۱۴ تا ۲۱ درصد)، پاراگونیت (۱۳ تا ۲۲ درصد) هستند.

فلدسپار

فلدسپار نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر از نوع آلبیت است و در بعضی از موارد، میزان سازنده آنورتیت تا ۱۶ درصد فلدسپات را تشکیل می‌دهد (جدول ۲). با توجه به حضور بلورهای اپیدوت ثانویه، بیشتر بلورهای فلدسپات متحمل دگرسانی شده‌اند.

اپیدوت

از اپیدوت موجود در یکی از دایک‌های حدواسط غنی از اپیدوت و پلاژیوکلاز، آنالیز نقطه‌ای به‌عمل آمده است (جدول ۲). میزان سازنده پیستاشیت در اپیدوت‌ها از ۹ تا ۳۱ درصد متغیر است. احتمالاً اپیدوت‌های خودشکل و درشت موجود در دایک‌های حدواسط دارای منشأ ماگمایی هستند. از نظر زمین‌شیمیایی، اپیدوت‌های ماگمایی دارای بیشتر از ۲۵ درصد سازنده پیستاشیت هستند (Tulloch, 1979). با وجود آمفیبول‌های ماگمایی غنی از آلومینیم، امکان حضور اپیدوت‌های ماگمایی در نمونه‌های مورد مطالعه وجود دارد. لازم به ذکر است که در توده تونالیتی میزبان نیز اپیدوت ماگمایی وجود دارد (نصرآبادی، ۱۳۹۰). بنابر این، با توجه به مقادیر پیستاشیت (۹ تا ۳۱ درصد)، اپیدوت موجود در دایک‌های منطقه از هر دو نوع ماگمایی و دگرسانی هستند.

کلریت

کلریت‌ها دارای منشأ ثانویه بوده و حاصل تجزیه آمفیبول‌ها هستند. از ویژگی‌های ترکیبی این کانی، فراوانی منیزیم در آن است (جدول ۲).

اسفن

مقادیر کم آلومینیم موجود در اسفن، بیانگر منشأ ثانویه و تشکیل آن‌ها تحت شرایط دگرسانی است. زیرا مقادیر کم آلومینیم (۱ تا ۲ درصد) نشان‌دهنده خاستگاه دگرسانی اسفن است (Franz and Spear, 1985).

بحث

حرارت و عمق تشکیل ماگمای سازنده دایک‌ها

دما- فشار سنجی آمفیبول

آمفیبول از جمله کانی‌های معمول موجود در ماگماهای آب‌دار تبلور یافته در بخش‌های عمقی پوسته است. ترکیب شیمیایی آمفیبول، تحت تأثیر عواملی مانند فشار، حرارت، ترکیب شیمیایی مذاب، فوگاسیته اکسیژن و میزان آب است (Spear, 1981; Heltz, 1982). وجود یک رابطه خطی مستقیم بین میزان آلومینیم و تیتانیم آمفیبول و عمق و دمای تبلور ماگما توسط مطالعات آزمایشگاهی بسیاری از پژوهشگران به اثبات رسیده است (Hammarstrom and Otten, 1984؛ Hollister *et al*., 1987؛ Zen, 1986؛ Johnson and Rutherford, 1989؛ Schmidt, 1992؛ Anderson and Smith, 1995). به‌واسطه این رابطه، دما- فشار سنجی آمفیبول توده‌های نفوذی و آتشفشانی، به‌منظور تخمین عمق تبلور و جایگزینی و دمای انجماد ماگما استفاده می‌شود. تعداد کاتیون‌های آلومینیم موجود در آمفیبول دایک‌های مورد مطالعه، از ۳/۱۱ در مرکز تا ۲/۲۷ در حاشیه بلور و به استثنای یکی از آمفیبول‌ها که دارای بیش از ۱۰ درصد وزنی تیتانیم است (کرسوتیت) میزان کاتیون‌های تیتانیم از ۰/۳۸ در مرکز تا ۰/۱۳ در حاشیه بلور متغیر است. این مقادیر، معادل فشار ۹ تا ۱۲ کیلوبار و حرارت ۹۸۰ درجه‌سانتیگراد برای تبلور مرکز

آمفیبول و فشار ۶ تا ۸ کیلوبار و حرارت ۷۰۳ درجه سانتیگراد در طی تبلور حاشیه آمفیبول است (جدول ۳).

به‌نظر می‌رسد که شرایط فشار و حرارت محاسبه شده با کمک داده‌های مرکز آمفیبول‌ها، معادل عمق تبلور فاز آمفیبول در ماگمای سازنده دایک‌هاست در حالی‌که مقادیر کمتر دما و فشار محاسبه شده به کمک داده‌های حاشیه آمفیبول، معرف جایگزینی و تزریق دایک‌ها در بخش‌های سطحی‌تر و یا تأثیر فرآیندهای دگرسانی بر حاشیه آمفیبول‌هاست.

جدول۱- نتایج آنالیز شیمیایی آمفیبول، آهن کل به‌صورت FeO_t است.

Sample	D-G200 (dyke)					D23 (dyke)				
SiO_2	39.68	38.95	39.12	42.71	41.64	40.89	40.45	39.13	39.89	40.49
TiO_2	1.31	10.17	1.71	1.34	1.36	1.28	1.51	1.37	3.43	1.4
Al_2O_3	14.75	11.42	16.11	13.14	12.5	14.45	14.86	15.29	15.25	15.78
FeO^t	13.69	13.68	16.15	11.46	13.41	14.3	15.23	15.35	15.03	14.69
MnO	0.32	0.35	0.35	0.24	0.28	0.24	0.37	.024	0.34	0.31
MgO	11.22	9.55	9.18	13.17	12.16	11.41	10.74	10.59	9.84	10.32
CaO	11.0	8.54	10.49	10.52	10.36	11.25	9.95	9.84	10.69	10.61
Na_2O	2.85	2.81	2.81	2.95	2.91	2.93	2.79	2.64	2.96	3.04
K_2O	0.69	0.32	0.68	0.67	0.64	0.79	0.65	0.75	0.71	0.79
Total	95.6	95.82	96.68	96.2	95.26	97.54	96.53	96.41	98.14	97.41
O# 23										
Si	5.98	5.89	5.88	6.28	6.25	6.04	5.97	5.9	5.6	5.68
Ti	0.14	1.15	0.19	0.14	0.15	0.14	0.17	0.19	0.38	0.16
Al^{IV}	2.01	2.03	2.11	1.71	1.74	1.96	2.04	2.1	2.1	2.02
Al^{VI}	0.61	0	0.73	0.56	0.47	0.55	0.55	0.56	0.55	0.72
Fe^{2+}	1.09	1.51	1.3	0.8	0.96	1.19	0.8	0.74	1.44	1.2
Fe^{3+}	0.99	0.19	0.65	0.54	0.65	0.58	1.08	1.15	0.41	0.61
Mn	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.04	0.04
Mg	2.52	2.15	2.05	2.89	2.72	2.51	2.36	2.33	2.17	2.27
Ca	1.77	1.38	1.69	1.66	1.64	1.78	1.57	1.56	1.69	1.68
Na	0.83	0.82	0.81	0.84	0.4	0.84	0.8	1.76	0.85	0.87
K	0.13	0.06	0.19	0.12	0.12	0.15	0.12	0.14	0.13	0.15
Sum Cat.	15.16	15.26	15.63	15.57	15.59	15.77	15.49	15.45	15.68	15.7
Na_B	0.3	0.64	0.38	0.4	0.39	0.22	0.43	0.44	0.3	0.32
Mg#	0.69	0.58	0.61	0.78	0.73	0.68	0.75	0.76	0.6	0.65

جدول۱- ادامه.

Sample	D23 (dyke)					I-09 (Am-bearing tonalite)			
SiO_2	39.93	40.58	39.67	40.07	39.75	38.81	39.4	39.42	39.07
TiO_2	1.58	1.26	1.3	1.27	1.18	1.3	1.44	1.1	1.31
Al_2O_3	15.85	16.37	16.48	17.25	17.79	15.74	15.26	16.45	15.54
FeO^t	16.59	15.17	14.87	14.65	14.89	18.17	17.83	16.81	17.56
MnO	0.27	0.26	0.26	0.29	0.27	0.18	0.22	0.1	0.21
MgO	9.1	9.28	9.95	9.21	9.04	8.38	8.2	8.29	8.47
CaO	11.53	10.92	11.15	11.13	10.75	10.86	10.67	10.39	10.62
Na_2O	2.15	2.82	2.89	2.86	3.04	2.75	2.8	3.11	2.42
K_2O	0.97	0.86	0.87	0.88	1	1.05	1.07	1.01	1.07
Total	97.97	97.5	97.44	97.59	97.7	97.24	96.89	96.59	96.27
O# 23									
Si	5.94	6.03	5.89	5.95	5.89	5.75	5.87	5.84	5.83
Ti	0.18	0.14	0.15	0.14	0.13	0.15	0.16	0.11	0.15
Al^{IV}	2.07	1.98	2.11	2.05	2.11	2.25	2.14	2.16	2.17
Al^{VI}	0.71	0.89	0.77	0.97	1	0.5	0.54	0.72	0.57
Fe^{2+}	1.55	1.53	1.35	1.55	1.47	1.49	0.9	1.33	0.82
Fe^{3+}	0.52	0.35	0.5	0.27	0.38	0.76	1.32	0.75	1.37
Mn	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.82
Mg	2.02	2.05	2.2	1.04	2	1.85	1.82	1.83	1.89
Ca	1.84	1.74	1.77	1.77	1.71	1.72	1.7	1.65	1.7
Na	0.62	0.81	0.83	0.82	0.87	0.79	0.81	0.89	0.7
K	0.18	0.16	0.17	0.17	0.19	0.2	0.2	0.18	0.2
Sum Cat.	15.65	15.71	15.77	15.76	15.77	15.28	15.49	15.29	16.22
Na_B	0.16	0.26	0.22	0.23	0.29	0.28	0.3	0.35	0.3
Mg#	0.57	0.57	0.62	0.57	0.58	0.71	0.67	0.71	0.7

جدول ۲- نتایج آنالیز نقطه‌ای کانی‌های میکای سفید، اپیدوت، آلبیت، کلریت و اسفن. جدایش آهن دو و سه ظرفیتی به روش تعادل بار صورت گرفته و آهن کل به‌صورت FeO_t محاسبه شده است. Ti-Mn-Ca-WM متشکله میکای سفید دارای تیتانیم، منگنز و کلسیم است. XPs درصد متشکله پیستاشیت کانی اپیدوت است.

Sample	G-D200							D23			
mineral	میکای سفید	کلریت	اپیدوت			اسفن	پلاژیوکلاز	میکای سفید		پلاژیوکلاز	
SiO_2	47.06	27.22	38.03	38.8	38.48	30	65.46	47.46	47.21	66.44	68.29
TiO_2	0.44	0	0.16	0.22	0.06	36.69	0.01	0.63	0.28	0.01	0.02
Al_2O_3	30.22	21.15	20.52	30.57	27.37	1.51	20.57	33.06	30.5	20.93	19.6
FeO^t	2.66	18.52	14.16	4.82	9.48	0.47	0.12	2.66	3.64	0.14	0.21
MnO	0.01	0.38	0.16	0.06	0.33	0.06	0	0	0	0	0
MgO	2.21	20.1	0.06	0.02	0.03	0	0.01	1.62	2.22	0	0.07
CaO	0.01	0	22.35	23.25	22.9	28.03	1.34	0.07	0	2.14	0.19
Na_2O	0.99	0	0.1	0	0	0.04	10.53	1.96	1.13	10.67	11.49
K_2O	9.38	0	0	0	0	0	0.03	8.91	10.42	0.05	0.28
Total	93.49	87.71	97.37	97.82	98.7	96.84	98.09	94.57	95.01	100.41	100.19
O#	**22**	**28**	**12.5**			**4**	**8**	**22**		**8**	
Si	6.42	5.53	3.08	2.94	2.93	1	2.92	6.26	6.34	3.08	3.17
Ti	0.04	0	0	0.01	0	0.92	0	0.06	0.08	0	0
Al AlIV	1.57	2.46	1.96	2.73	2.46	0.05	1.08	1.73	1.65	1.14	1.07
Al AlVI	3.29	2.6						3.41	3.17		
Fe^{2+}	0.3	3.15	0	0	0	0	0	0.29	0.28	0	0
Fe^{3+}	0	0	0.88	0.27	0.54	0.01	0	0	0.1	0	0
Mn	0	0.06	0.01	0	0.01	0	0	0	0	0	0
Mg	0.45	6.09	0	0	0	0	0	0.31	0.44	0	0.07
Ca	0	0	1.94	1.89	1.87	1	0.06	0.1	0	0.1	0.009
Na	0.26	0	0.01	0	0	0	0.91	0.44	0.29	0.9	0.97
K	0.63	0	0	0	0	0	0	1.5	1.78	0.003	0.01
Sum Cat.	13.71	19.89	7.88	7.83	7.81	2.98	4.97	14.15	14.13	5.22	5.2
X_{Ps}			0.31	0.09	0.18						
Ms	57.5							57.8	53.2		
Cel	21.4							14.6	19.3		
Pg	13.8							22.5	18.5		
Ti-Mn-Ca-Ms	2.6							4.4	4		
Ab							93.27			82.9	96
An							6.5			16.6	1.6
Or							0.1			0.5	2.4

جدول ۳- نتایج دما- فشار سنجی آمفیبول دایک‌ها

sample	Al and Ti Cantions of amphibole		Pressure (Kb)										Temperature (°C)
			H and Z		H	J and R	S	A and S					O
								O			H and B		
								730°C	752°C	735°C	726°C	686°C	671°C	
G-D200	Al	Max	2.84	10.36	11.25	8.55	10.5	9.34				10.3	10.57	
		Min	2.27	7.49	8.04	6.14	7.79	6.82				7.63	7.85	
		Med	2.39	8.1	8.7	6.64	8.3	7.35				8.11	8.42	
	Ti	Max	0.19											777
		Min	0.14											723
		Med	0.15											730
D23	Al	Max	3.11	11.73	12.78	9.69	11.79	-	9.93	10.4	10.64			
		Min	2.51	8.7	9.39	7.15	8.93	-	7.36	7.77	7.97			
		Med	2.78	10.06	10.91	8.29	10.22		8.51	8.95	8.41			
	Ti	Max	0.38											981
		Min	0.13											703
		Med	0.17											752

O: [Otten, 1984]; H and Z: [Hammarstrom and Zen, 1986]; H: [Hollister *et al*., 1987]; J and R: [Johnson and Rutherford, 1989]; S: [Schmidt, 1992]; A and S: [Anderson and Smith, 1995]; H and B: [Holland and Blundy, 1994].

P (±3 kbar)=-3.92+5.03 Altot, r_2=0.80 [Hammarstrom and Zen, 1986]

P (±1 kbar)=-4.76+5.64 Altot, r_2=0.97 [Hollister *et al*., 1987]

P (±0.5 kbar)=-3.46+4.23 Altot, r_2=0.99 [Johnson and Rutherford, 1989]

P (±0.6 kbar)=-3.01+4.76 Altot, r_2=0.99 [Schmidt, 1992]

P (±0.6 kbar)= 4.76 Altot -3.01 - $\{[(T^{\circ}C) - 675]/85\}\times\{0.530\ Al+0.005294\ [T(^{\circ}C) - 675]\}$, r_2=0.99 [Anderson and Smith, 1995]

وجود ادخال‌های زاویه‌دار تا گرد شده از تونالیت در دایک‌های مافیک، بیانگر سرد بودن سنگ میزبان در حین تزریق دایک‌هاست. با توجه به گرادیان زمین‌گرمایی پایین مربوط به منطقه تزریق توده‌های نفوذی و دایک‌ها (نصرآبادی و همکاران، ۱۳۹۱) امکان سرد شدن آن‌ها در عمق نسبتاً زیاد نیز امکان‌پذیر بوده است. لازم به ذکر است که شرایط تبلور آمفیبول دایک‌های مافیک منطقه به‌ویژه از نظر فشار، بسیار مشابه آمفیبول‌های ماگمایی موجود در توده‌های تونالیتی همجوار است (نصرآبادی، ۱۳۸۸).

دما- فشارسنجی آمفیبول- پلاژیوکلاز

روش دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز، مهم‌ترین روش تعیین دمای انجماد توده‌های ماگمایی است. نخست، Blundy و Holland (۱۹۹۰)، بر مبنای جانشینی ادنیتی و چرماکیتی صورت گرفته در ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها، اولین دماسنجی بر مبنای زوج کانی هورنبلند- پلاژیوکلاز را ابداع نمودند و سپس Holland و Blundy (۱۹۹۴) این نوع دماسنجی را مجدداً کالیبره نموده و با توجه به واکنش‌های:

Edenite + 4 quartz = tremolite +albite
Edenite + albite = richterite + anorthite

دو دماسنج مستقل، برای سنگ‌های کوارتزدار و عاری از کوارتز ارائه نمودند. دماهای حاصل از دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز در جدول ۴ ارائه شده است. در گستره فشار بین ۵ تا ۱۰ کیلوبار، دما از ۶۷۱ تا ۷۳۵ درجه سانتیگراد متغیر است که معادل حرارت سرد شدن توده بعد از تبلور پلاژیوکلاز و آمفیبول است.

جدول ۴- نتایج دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز (Holland and Blundy, 1994) دایک‌های مافیک

Sample	P (Kb)	5	10
D23	T (ed-tr) °c	726	735
g-d200	T (ed-tr) °c	686	671

ترکیب شیمیایی سنگ کل دایک‌ها

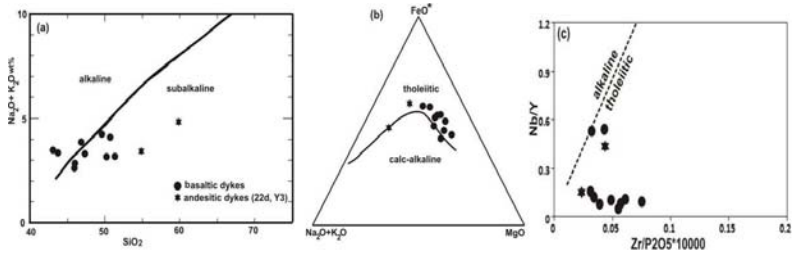
به‌منظور بررسی شیمی سنگ کل، ۱۲ نمونه از دایک‌های منطقه به روش ICP-MS در مؤسسه آزمایشگاهی فعال‌سازی شهر اونتاریای کانادا آنالیز شد (جدول ۵). همان‌طور که قابل پیش‌بینی است با توجه به مقادیر زیاد آمفیبول در نمونه‌های تجزیه شده (غیر از نمونه Y3) ترکیب شیمیایی سنگ کل آن‌ها تقریباً معادل ترکیب شیمیایی آمفیبول است. مقدار سیلیس بیشتر نمونه‌ها کمتر از ۵۰ درصد است و از مقادیر اندکی پتاسیم (۰/۵۶ تا ۱/۳۶) نیز برخوردار هستند. میزان آلومینیم آن‌ها بالا بوده، از ۱۳/۱۲ تا ۱۷/۷۹ درصد متغیر است. عدد منیزیم بیشتر نمونه‌ها نیز بیشتر از ۰/۵ است. تفاوت در عناصر اصلی و نادر نمونه‌های مختلف را می‌توان به فراوانی مودال متغیر کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز و فازهای فرعی مانند مگنتیت نسبت داد.

بر طبق نمودارهای متمایزکننده سری ماگمایی، بیشتر نمونه‌های مطالعه شده از ماهیت تولئیتی برخوردارند (شکل ۶). در غالب نمونه های بازیک و الترابازیک به‌هنجارشده نسبت به کندریت، الگوی نسبتاً مسطح و تفریق نیافته، همراه با غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی میانی (MREE) را شاهد هستیم (شکل ۷- a). این الگو، نشأت گرفته از تجمع آمفیبول در این سنگ‌هاست. زیرا آمفیبول در طی تفریق ماگمایی، بخش زیادی از عناصر نادر خاکی میانی را جذب می‌کند (Davidson *et al*., 2007). از طرفی، الگوی نسبتاً مسطح و تفریق نیافته عناصر نادر خاکی در این نمونه‌ها بیانگر آن است که تمرکز عناصر خاکی تحت تأثیر فرآیندهای دگرگونی ثانوی، قرار نگرفته است (Sun and McDonough, 1989). در نمونه‌های حدواسط و دو نمونه بازیک نیز، الگویی تفریق‌یافته به‌صورت غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به سنگین وجود دارد (شکل ۷- a). این امر را می‌توان به غنی‌شدگی ثانوی حاصل از اضافه

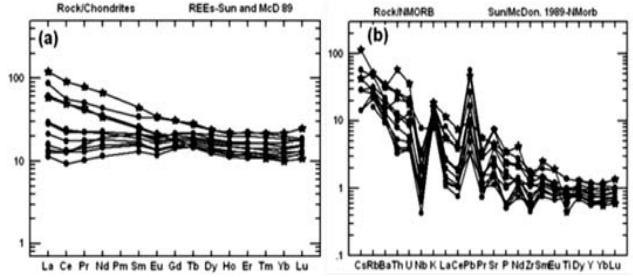
شدن سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورانده یا نرخ‌های متفاوت انباشتگی آمفیبول نسبت داد (Gray, 2007). در نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به مورب عادی، تمامی نمونه‌ها از عناصر LILE غنی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۷- b). بی‌هنجاری مثبت سرب و بی‌هنجاری منفی عناصر نیوبیم، زیرکونیم، تیتانیم و فسفر در بیشتر نمونه‌ها بارز و مشخص است. این شاخص‌های زمین‌شیمیایی از ویژگی‌های ماگماتیسم مناطق فرورانش است (Wilson, 1989).

جدول ۵- نتایج آنالیز شیمیایی سنگ کل ۱۲ نمونه از دایک‌های مورد مطالعه که با روش ICP-MS اندازه‌گیری شده است.

Samples	25d	2d	316d	204d	24d	4d	23d	26d	21d	3d	22d	Y3
wt%												
SiO_2	43.18	43.77	45.96	46.09	46.94	47.3	49.58	50.31	50.77	51.41	54.95	59.88
TiO_2	1.28	1.231	1.182	1.758	1.072	1.055	0.948	1.173	0.955	0.817	0.754	0.567
Al_2O_3	15.5	15.22	13.12	15.6	14.35	13.9	15.05	17.53	15.86	18.22	18.59	18.55
FeO^*	14.13	13.43	9.22	8.82	11.67	11.6	9.44	11.19	10.25	9.4	8.12	5.35
MnO	0.209	0.21	0.225	0.112	0.169	0.158	0.159	0.193	0.19	0.206	0.198	0.171
MgO	9.27	10.32	5.73	5.56	10.14	11.83	9.15	5.38	7.25	3.94	2.36	1.51
CaO	10.3	9.87	15.61	15.31	8.94	9.9	8.54	9.15	8.67	9.56	9.16	6.95
Na_2O	2.46	2.27	1.88	2.27	2.86	2.31	3.55	2.15	2.72	1.91	2.09	3.64
K_2O	1.01	1.05	0.74	0.56	0.98	1	0.68	0.99	1.36	1.27	1.35	1.17
P_2O_5	0.07	0.12	0.13	0.42	0.07	0.06	0.06	0.21	0.17	0.29	0.41	0.28
LOI	1.87	1.64	5.76	2.247	1.7	1.77	1.61	2.16	1.42	2.69	1.96	1.9
Totale	99.27	99.13	99.57	98.74	98.89	100.9	98.75	100.4	99.64	99.42	99.93	99.98
ppm												
Sc	52	56	36	40	59	64	53	27	41	24	15	7
Be	<1	<1	1	2	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1	1
V	431	465	264	209	441	485	380	265	333	213	127	78
Cr	50	<20	270	330	140	90	250	20	90	30	<20	<20
Co	46	60	31	23	47	63	42	28	35	21	12	7
Ni	30	<20	30	70	70	70	70	20	40	<20	<20	<20
Cu	160	180	70	60	180	320	120	110	110	100	60	30
ZN	100	110	100	120	80	70	70	120	80	110	80	110
Ga	16	16	15	18	13	14	12	21	16	20	21	19
Ge	1.6	1.9	1	2	1.7	1.6	1.6	1.6	1.6	1.8	1.9	1.2
As	<5	<5	9	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Rb	14	16	16	12	12	15	9	18	26	29	29	29
Sr	140	144	253	669	102	133	190	361	226	389	409	658
Y	23.4	23.1	28	34	17.8	19	17.7	15.7	20. 5	26.8	32.9	17.4
Zr	34	47	79	134	40	33	45	90	58	91	98	123
Nb	2.4	1.8	3	18	1.5	1	1.7	8.5	2.4	4.2	4.9	7.5
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Ag	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
In	<0.1	<0.1	3.3	<0.2	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<01	<0.1	<0.1	<0.1
Sn	1	1	4	6	<1	<1	<1	2	<1	1	1	<1
Sb	<0.2	<0.2	<0.5	<0.5	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	<0.2	1.1
Cs	0.2	0.3	0.4	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.4	0.3	0.3	0.8
Ba	61	82	108	95	63	74	58	137	126	195	199	22.1
La	2.99	6.54	6.7	20.6	3.75	3.23	2.7	4.98	6.98	14.5	28.6	13.8
Ce	7.73	14.6	13.4	34.2	8.27	7.85	5.7	10.6	14.2	30.3	55.7	29.9
Pr	1.51	2.12	2.1	4.78	1.38	1.24	0.98	1.68	2.13	3.8	7.46	4.1
Nd	8.87	10.5	10.4	20.3	7.39	6.82	539	8.41	10	16.7	31	15.6
Sm	3.19	3.2	3.2	5.2	2.5	2.38	2	2.6	2.89	3.95	6.72	3.79
Eu	1.07	1.01	1.13	1.9	0.808	0.796	0.687	0.782	0.946	1.23	1.98	1.2
Gd	4.37	3.85	4.3	6.3	3.21	3.11	2.93	3.14	3.61	3.95	6.32	3.6
Tb	0.8	0.69	0.8	1	0.61	0.55	0.56	0.55	0.65	1.23	1.05	0.58
Dy	4.69	4.24	5.2	6	3.66	3.42	3.47	3.14	3.98	4.44	5.99	3.43
Ho	0.96	0.85	1.1	1.2	0.76	0.69	0.75	0.64	0.85	0.91	1.24	0.68
Er	2.76	2.39	3.3	3.7	2.08	1.98	2.13	1.8	2.36	2.72	3.55	1.95
Tm	0.417	0.351	0.49	0.54	0.306	0.283	0.319	0.282	0.371	0.414	0.547	0.277
Yb	2.52	2.19	3.1	3.4	1.93	1.75	2.05	1.86	2.36	2.82	3.67	1.69
Lu	0.397	0.334	0.44	0.47	0.308	0.269	0.34	0.313	0.394	0.456	0.621	0.273
Hf	1.2	1.6	2.4	3.6	1.2	1.2	1.3	2.5	1.6	2.4	2.6	2.9
Ta	0.17	0.11	0.3	1	0.11	0.05	0.07	0.64	0.17	0.29	0.38	0.6
Tl	0.11	0.1	0.3	0.3	0.1	0.9	0.6	0.11	0.21	0.16	0.19	0.22
Pb	2.5	5	5	17	1.5	5	1	1	2	8	3	14
Th	0.4	0.95	1.4	2.5	0.63	0.49	0.45	1.2	1.56	3.16	6.95	3.16
U	0.18	0.27	0.4	0.9	0.23	0.19	0.18	0.61	0.46	0.99	1.68	0.83



شکل ۶- در نمودارهای متمایزکننده سری ماگمایی بیشتر نمونه‌ها دارای ماهیت تولئیتی هستند:
(a: Kuno, 1968; Irvine and Baragar, 1971; b: Irvine and Baragar, 1971; c: Winchester and Floyd, 1976)



شکل ۷- نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های مورد مطالعه (Sun and McDonough, 1989). علامت دایره معرف نمونه‌های بازیک و الترابازیک و علامت ★ نشان‌دهنده نمونه‌های حدواسط است.

پتروژنز دایک‌ها

در رابطه با پتروژنز دایک‌های هورنبلندیتی تزریق شده به توده تونالیتی چندین فرضیه را می‌توان مطرح کرد. توده‌های نفوذی فلسیک منطقه ممکن است ناشی از ذوب‌بخشی یک پروتولیت بازیک آب‌دار باشند. به‌طوریکه مذاب حاصل از ذوب بخشی با ترکیب ترونجمیت و تونالیت، سازنده توده‌های نفوذی منطقه بوده و تفاله باقی‌مانده، دایک‌های غنی از آمفیبول را به‌وجود آورده است. با توجه به مطالعات آزمایشگاهی مرتبط با ذوب بخشی متابازیت‌ها، گارنت از جمله فازهای معمول در مجموعه رستیت حاصل از ذوب بخشی است (Sen and Dunn, 1994؛ Rapp *et al*., 1991؛ Wolf and Wyllie, 1991؛ Rapp and Watson, 1995؛ Rapp *et al*., 1999). نبود گارنت در دایک‌های مافیک منطقه در مغایرت با این فرضیه است.

لازم به ذکر است که در انتهای بخش غربی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد، بلوک‌هایی از گارنت- هورنبلندیت وجود دارند (شکل ۱- b). کانی‌شناسی این بلوک‌ها شامل آمفیبول غنی از آلومینیم (هاستینگزیت و چرماکیت)، گارنت غنی از آلماندن، اپیدوت، روتیل ± میکای سفید ± کوارتز ± آلبیت است (نصرآبادی، ۱۳۸۸). بعضی از پژوهشگران مانند Storkey و همکاران (۲۰۰۵) و García-Casco و همکاران (۲۰۰۸) این لیتولوژی‌های غنی از آمفیبول و گارنت و فقیر یا عاری از پلاژیوکلاز را رستیت‌های حاصل از ذوب بخشی متابازیت در نظر گرفته‌اند. شرایط فشار و حرارت مرحله اوج دگرگونی گارنت- هورنبلندیت‌ها (حرارت بیشتر از ۶۵۰ درجه سانتیگراد و فشار بالاتر از ۱۵ کیلوبار) فراتر

از منحنی سالیدوس بازالت آب‌دار بوده و بیانگر انجام فرآیند ذوب بخشی در این مرحله است به‌طوری که می‌توان لوکوسوم‌هایی متشکل از کوارتز و آلبیت که موفق به جدایش از فاز رستیت نشده‌اند را نیز شناسایی کرد. ترکیب شیمیایی لوکوسوم‌ها با دارا بودن ویژگی‌های آداکیتی، بسیار مشابه توده‌های تونالیتی و ترونجمیتی همجوار بوده و از طرفی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ کل گارنت- هورنبلندیت‌ها نیز مؤید منشأ تفاله‌ای آن‌هاست. به‌علاوه، سن تشکیل توده‌های نفوذی منطقه (سن‌سنجی اورانیم- سرب زیرکن) هم‌زمان با انجام مرحله اوج دگرگونی و ذوب بخشی گارنت- هورنبلندیت‌ها (سن‌سنجی اورانیم - سرب زیرکن محصور در لوکوسوم گارنت- هورنبلندیت‌ها)، حدود ۵۷ تا ۶۱ میلیون سال پیش (پالئوسن میانی) بوده است (نصرآبادی، ۱۳۸۸). اما همان‌طور که در بخش ترکیب شیمیایی کانی‌ها نیز بیان شد، آمفیبول دایک‌های هورنبلندیتی دارای منشأ آذرین بوده و بیانگر تبلور از یک مذاب آب‌دار حدواسط یا بازیک است. بنابراین، با توجه به مطالب یاد شده، رستیت حاصل از فرآیند ذوب بخشی در منطقه، بلوک‌های گارنت- هورنبلندیتی هستند، نه دایک‌های هورنبلندیتی عاری از گارنت.

از طرفی، پروتولیت این دایک‌ها می‌تواند پیروکسنیت و یا دیاباز باشد که تحت شرایط آخرین فاز دگرگونی حاکم بر منطقه تبدیل به هورنبلندیت شده‌اند. با انجام مطالعات دقیق پتروگرافی و آنالیز نقطه‌ای، هیچ اثری از پیروکسن اولیه یافت نشد. از طرفی، در صورت تبدیل پیروکسن به آمفیبول در شرایط دگرگونی، شاهد تشکیل آمفیبول‌های دگرگونی خواهیم بود در صورتی‌که آمفیبول دایک‌ها، از نوع آذرین هستند.

سومین فرضیه ممکن برای منشأ دایک‌های مافیک، تصور وجود ماگمای بازیک آب‌داری است که فاقد هر گونه ارتباط ژنتیکی با توده‌های نفوذی فلسیک بوده و در واقع یک رخداد ماگمایی مجزای از پلوتونیسم اسیدی است. اما یک رابطه مکانی نزدیک بین این دو رخداد ماگمایی وجود دارد. به‌طوری‌که ماگماتیسم بازیک آب‌دار، تنها به‌صورت دایک‌های هورنبلندیتی در توده تونالیتی جنوب‌غرب سلطان‌آباد دیده می‌شود و هیچ اثری از این دایک‌ها در سنگ‌های دگرگونی و مجموعه افیولیتی اطراف دیده نمی‌شود. این هم‌زیستی استثنایی بین ماگماتیسم اسیدی و بازیک، بیانگر وجود ارتباط پتروژنتیکی بین آن‌هاست.

در نهایت، این دایک‌ها ممکن است دارای منشأ کومولایی باشند (Hatch *et al*., 1975) به‌طوری‌که اگر ماگمای حدواسط آب‌دار منطقه فرورانش (تونالیت آداکیتی غنی از آمفیبول منطقه) متحمل تفریق شود، بر اثر جدایش آمفیبول در اعماق، کومولای هورنبلندیتی (دایک) و ماگمای تحول یافته (توده های تونالیتی- ترونجمیتی فقیر از آمفیبول منطقه) تشکیل خواهد شد.

همان‌طور که قبلاً نیز اشاره شد، تمرکز عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی مناطق کوه‌زایی (آلپ، هیمالیا، آند و آلاسکا)، بیانگر آنست که تبلور کانی‌های فقیر از سیلیس مانند آمفیبول، گارنت و اکسیدهای فلزی نقش مهمی را در تفریق ماگمایی این مناطق ایفا کرده است (Hatch *et al*., 1975؛ Jan and Howie, 1981؛ Ulmer *et al*., 1983؛ De Bari and Coleman, 1989؛ Greene *et al*., 2006). تعادل فازی در بازالت‌های آب‌دار، بیانگر آن است که با افزایش فشار و فوگاسیته آب، محدوده پایداری آمفیبول افزایش و پلاژیوکلاز کاهش می‌یابد (Grove *et al*., 2003; Barclay and Carmichael, 2004). بنابراین، بر اثر فرآیند تفریق در فشار زیاد، مایعات با ترکیب آندزیتی تا داسیتی با کومولاهای هورنبلندیتی در تعادل هستند (Pichavant and Macdonald, 2007).

با توجه به مطالب یاد شده، در ماگماهای آب‌دار مناطق فرورانش که تحت فشارهای معادل پوسته قاره‌ای

میانی منجمد می‌شوند، تبلور و تفریق آمفیبول امری رایج است و وجود کومولاهای هورنبلندیتی در بسیاری از مناطق قوس مؤید این موضوع است (Cawthorn and Arculus and Wills, 1980؛ O'Hara, 1976؛ De Bari and Coleman, 1989؛ Ducea and Saleeby, 1996؛ Sisson *et al*., 1996؛ Davidson *et al*., 2007؛ Larocque and Canil, 2010). بالا بودن ضریب جدایش عناصر نادر خاکی حدواسط (MREE) در طی تبلور آمفیبول (Davidson *el al*., 2007) سبب تمرکز بیشتر این گونه عناصر نسبت به عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و سنگین (HREE) در فاز کومولای هورنبلندیتی می‌شود. تحدب رو به بالای الگوی عناصر خاکی به‌هنجارشده نسبت به کندریت، برای بیشتر دایک‌های مافیک (شکل ۷- a) گویای این امر است. تبلور و جدایش آمفیبول از مذاب باعث ایجاد ماهیت پرآلومینوس و ویژگی‌های آداکیتی در مذاب‌های فلسیک حاصل از تفریق ماگمایی شده و یا تشدید شاخص‌های آداکیتی مذاب‌های حاصل از ذوب بخشی صفحه اقیانوسی فرورو را به همراه دارد (Drummond and Defant, 1990؛ Wareham *et al*., 1997؛ Müntener *et al*., 2001؛ Sisson *et al*., 2005؛ Dessimoz *et al*., 2011) که وجود شاخص‌های آداکیتی بسیار بارز (Sr/Y: 148-842 ppm؛ Yb: 0.03-0.58 ppm؛ Y: 0.5-3.3 ppm) و مقادیر سیلیس (SiO_2=63-73 %) و آلومینیم زیاد (Al_2O_3=15-18) و کاهش نسبت Dy/Yb با افزایش SiO_2 توده‌ای ترونجمیتی و تونالیتی منطقه (نصرآبادی، ۱۳۸۸) می‌تواند مربوط به تأثیر هم‌زمان انجام فرآیند ذوب بخشی صفحه اقیانوسی فرورو تحت فشار بالا و تفریق آمفیبول از مذاب آداکیتی حدواسط اولیه باشد. فراوانی مودال کم آمفیبول در توده‌های ترونجمیتی و تونالیتی منطقه سلطان‌آباد (نصرآبادی، ۱۳۸۸ و ۱۳۹۰) نیز گویای جدایش آمفیبول در طی تفریق ماگمایی است. همچنین، از نظر ترکیب شیمیایی، آمفیبول موجود در توده نفوذی حدواسط آداکیتی غنی از آمفیبول و انواع موجود در دایک‌های هورنبلندیتی یکسان است. شرایط تشکیل تعدادی از آمفیبول‌های ماگمایی موجود در توده‌های ترونجمیتی منطقه به‌ویژه از نظر عمق نیز مشابه آمفیبول دایک‌های مورد مطالعه است (نصرآبادی، ۱۳۹۱).

چگالی کمتر ماگمای غنی از هورنبلند نسبت به پریدوتیت، مانع از فرو رفتن آن به بخش‌های عمیق گوشته می‌شود. فراوانی آب در ماگمای بازیک حاوی آمفیبول باعث کاهش چگالی و گرانروی آن شده است و در نتیجه عملکرد رژیم تکتونیکی کششی، با تحرک مجدد کومولای غنی از هورنبلند، جایگزینی آن به‌صورت دایک‌های موازی در شکستگی‌های توده تونالیتی سرد شده در منشورهای بهم افزوده منطقه فرورانش، رخ داده است. لازم به ذکر است که گرادیان زمین‌گرمایی پایین (۹ تا ۱۰ درجه سانتیگراد بر کیلومتر) موجود در این منطقه (نصرآبادی و همکاران، ۱۳۹۱)، سرد شدن سریع و ایجاد شکستگی کششی توده تونالیتی را در عمق زیاد ممکن ساخته است. در حال حاضر با توجه به کمبود داده‌های دقیق در منطقه، مکانیسم جایگزینی کومولای غنی از هورنبلند به‌صورت دایک روشن نیست اما آنچه که مسلم است عملکرد تکتونیک در جایگزینی آن‌ها به‌صورت دایک نقش اساسی را داشته است. تحرک مجدد مجموعه‌های کومولایی غنی از هورنبلند و تشکیل دایک‌های هورنبلندیتی با منشأ کومولایی از سایر مناطق کوه‌زایی دنیا گزارش شده است (Peltonen *et al*., 1998; Dungan and Davidson, 2004).

نتیجه‌گیری

بر اساس شواهد صحرایی، ترکیب شیمیایی آمفیبول و شواهد زمین‌شیمیایی سنگ کل دایک‌ها و توده‌های تونالیتی و ترونجمیتی منطقه، منشأ کومولایی دایک‌های مافیک منطقه، استنباط شده است. هم‌زیستی مکانی نزدیک بین دایک‌های

مافیک و حدواسط و توده تونالیتی میزبان، بیانگر وجود ارتباط پتروژنتیکی بین آن‌هاست. شاخص‌های زمین‌شیمیایی آمفیبول و محاسبات دما- فشارسنجی نیز نشان‌دهنده منشأ ماگمایی آمفیبول‌ها و تشکیل آن‌ها در شرایط فشار نسبتاً زیاد حاکم در بخش‌های عمقی پوسته است. از طرفی، مقادیر کم سیلیس در ترکیب شیمیایی سنگ کل دایک‌ها و تحدب رو به بالای الگوی عناصر نادر خاکی اکثر آن‌ها، مؤید تمرکز آمفیبول و منشأ کومولایی دایک‌های هورنبلندیتی است. با توجه به وجود شاخص‌های آداکیتی بسیار بارز در توده‌های نفوذی فلسیک همجوار با دایک‌ها، احتمالاً توده‌های فلسیک ترونجمیتی و تونالیتی فقیر از آمفیبول منطقه سلطان‌آباد و دایک‌های مافیک آن‌ها، اعضاء نهایی حاصل از تفریق ماگمای آداکیتی حدواسط اولیه غنی از آمفیبول هستند. چنین ماگمایی از ذوب صفحه اقیانوسی فرورو با نرخ ذوب بخشی بالا حاصل شده است. احتمالاً توده تونالیتی غنی از آمفیبول منطقه معرف ماگمای اولیه‌ای است که جدایش آمفیبول آن، از یک طرف موجب تشکیل کومولای هورنبلندیتی شده و از طرفی به تشدید ماهیت آداکیتی مذاب‌های فلسیک تحول یافته منجر شده است.

بنابراین، منطقه سلطان‌آباد، از معدود نقاط افیولیتی است که در آن ویژگی آداکیتی ماگماتیسم اسیدی، حاصل تأثیر همراهی ذوب بخشی و تفریق آمفیبول در عمق زیاد است.

سپاسگزاری

از معاونت پژوهشی دانشگاه بین‌المللی امام خمینی برای تأمین اعتبار پژوهشی به شماره ۳۸۷۱۰۸۹۱ در راستای تحقق و انجام این پژوهش، صمیمانه تشکر می‌نمایم. از آقایان دکتر معین‌وزیری و دکتر رضوی از دانشگاه خوارزمی و دکتر محجل از دانشگاه تربیت مدرس که با ارائه نظرات و پیشنهادات علمی، در راستای هر چه پر بارتر شدن این تحقیق نقش ارزنده‌ای را ایفا نمودند سپاسگزارم.

از آقایان پروفسور روزتی و کوتسوپولی و دکتر ویگنارولی از دانشگاه رم ایتالیا و دکتر تیه از دانشگاه اشتوتگارت آلمان که با انجام آنالیزهای مایکروپروب سهم بسزایی در به ثمر رسیدن این تحقیق ایفا نمودند کمال تشکر را دارم. از داوران محترم مجله پترولوژی، که با ارائه پیشنهادات سازنده، به ارتقاء کیفی مقاله مساعدت نمودند صمیمانه سپاسگزارم.

منابع

جعفری، ع. ا. (۱۳۸۰) پتروگرافی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین منطقه سلطان‌آباد (سبزوار) با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدهای این منطقه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (خوارزمی)، تهران، ایران.

نصرآبادی، م. (۱۳۸۲) پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های دگرگونی جنوب سلطان‌آباد. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (خوارزمی)، تهران، ایران.

نصرآبادی، م. (۱۳۸۸) پترولوژی سنگ‌های دگرگونی نوار افیولیتی شمال سبزوار. رساله دکتری، دانشگاه تربیت معلم (خوارزمی)، تهران، ایران.

نصرآبادی، م. (۱۳۹۰) پیدایش کانی‌های غیر معمول در ترونجمیت‌های منطقه سلطان‌آباد (شمال‌شرق سبزوار): شواهدی از شرایط تبلور و جایگزینی ماگما. پترولوژی (۱): ۱۱۳-۱۳۲.

نصرآبادی، م. (۱۳۹۱) دما- فشارسنجی توده‌های نفوذی منطقه سلطان‌آباد (شمال‌شرق سبزوار) با نگرشی ویژه به هاله مجاورتی و حاشیه واکنشی اطراف توده‌ها. پترولوژی ۹(۱): ۸۵-۱۰۴.

نصرآبادی، م.، روزتی، ف.، معین‌وزیری، ح.، رضوی، م. ح. و محجل، م. (۱۳۹۱) کانی‌شناسی و دما- فشارسنجی شیست‌های آبی مجموعه دگرگونی سلطان‌آباد (شمال‌شرق سبزوار). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ۱: ۱۲۳-۱۴۰.

Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. American Mineralogist 80: 549-559.

Arculus, R. J. and Wills, K. J. A. (1980) The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles Island arc. Journal of Petrology 21: 743-799.

Barclay, J. and Carmichael, I. S. E. (2004) A hornblende basalt from Western Mexico: water-saturated phase relations constrain a pressure-temperature window of eruptability. Journal of Petrology 45: 485-506.

Baroz, J., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghreyan, M., Ohnenstetter, M. and Rocci, G. A. (1983) Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar (Iran) and possible geotectonic reconstructions. Geodynamic Project (Geotraverse) in Iran, Geological Survey of Iran, Rep. No.: 51.

Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology 104: 208-224.

Burg, J., Bodinier, J., Chaudhry, S., Hussain, S. and Dawood, H. (1998) Infra arc mantle-crust transition and intra-arc mantle diapirs in the Kohistan Complex (Pakistan, Himalaya): petro-structural evidence. Terra Nova 10: 74-80.

Cawthorn, R. G. and O'Hara, M. J. (1976) Amphibole fractionation in calcalkaline magma genesis. American Journale of Sciences 276: 309-329.

Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C. and Dosseto, A. (2007) Amphibole 'sponge' in the arc crust. Geology 35: 787-790.

De Bari, S. M. and Coleman, R. G. (1989) Examination of the deep levels of an island arc: Evidence from the Tonsina ultramafic-mafic assemblage, Tonsina, Alaska. Journal of Geophysical Research 94: 4373-4391.

Dessimoz, M., Müntener, O. and Ulmer, P. (2011) A case for hornblende dominated fractionation of arc magma: the Chelan complex (Washington Cascades). Contributions to Mineralogy and Petrology 163 (4): 567-589.

Drummond, M. S. and Defant, M. J. (1990) A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. Journal of Geophysical Research 95: 21503-21521.

Drummond, M. S., Defant, M. J. and Kepezhinskas, P. K. (1996) Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 87: 205-215.

Ducea, M. N. and Saleeby, J. B. (1996) Buoyancy sources for a large, unrooted mountain range, the Sierra Nevada, California: Evidence from xenolith thermobarometry. Journal of Geophysical Research 101: 8229-8244.

Dungan, M. A. and Davidson, J. P. (2004) Partial assimilative recycling of the mafic plutonic roots of arc volcanoes: An example from the Chilean Andes: Geology 32: 773-776.

Fischer, T. P. and Marty, B. (2005) Volatile abundancesin the sub-arc mantle: Insights fromvolcanic and hydrothermal gas discharges. Journal of Volcanology and Geothermal Research 140: 205-216.

Franz, G. and Spear, F. S. (1985) Aluminous titanite (sphene) from eclogite zone, south-central Tauern window, Austria. Chemical Geology 50: 33-46.

García-Casco, A., Lázaro, C., Torres-Roldán, R. L., Núñez, Cambra, K., Rojas, Agramonte, Y., Kröner, A., Neubauer, F., Millán, G. and Blanco Quintero, I. (2008) Partial melting and counterclockwise P-T path of subducted oceanic crust (Sierra del Convento mélange, Cuba). Journal of Petrology 49: 129-161.

Gray, E. B. (2007) Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones. Earth and Planetary Science Letters 260: 373-393.

Greene, A. R., De Bari, S. M., Kelemen, P. B., Blusztain, J. and Clift, P. D. (2006) A detailed geochemical study of island arc crust: the Talkeetna arc section, south-central Alaska. Journal of Petrology 47: 1051-1093.

Grove, T. L., Elkins-Tanton, L. T., Parman, S. W., Chatterjee, N., Muntener, O. and Gaetani, G. A. (2003) Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends. Contributions to Mineralogy and Petrology 145: 515-533.

Hammarstrom, J. M. and Zen, E. (1986) Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. American Mineralogist 71: 1297-1313.

Hatch, F. H. W., Ells, A. K. and Wells, M. K. (1975) Petrology of the igneous rocks. 15th Edition. George Allen and Uniwin Ltd, London.

Heltz, R. T. (1982) Phase relations and compositions of amphiboles produced in studied of the melting behavior of rocks. Mineralogical Society of American Reviews in Mineralogy 9B: 279-346.

Holland, T. and Blundy, J. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. Contributions to Mineralogy and Petrology 116: 433-447.

Hollister, L. S., Grissom, G. E., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. R. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist 72: 231-239.

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.

Jan, M. Q. and Howie, R. A. (1981) The mineralogy and geochemistry of the metamorphosed basic and ultrabasic rocks of the Jijal complex, Kohistan, NW Pakistan. Journal of Petrology 22: 85-126.

Johnson, M. C. and Rutherford, M. J. (1989) Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. Geology 17: 837-841.

Kuno, H. (1968) Diffrentiation of basaltic magma. In: Hess, H. H. and Polervaart, A. (Eds): basalts. International Science Bulletin 2: 623-688.

Larocque, J. and Canil, D. (2010) The role of amphibole in the evolution of arc magmas and crust: the case from the Jurassic Bonanza arc section, Vancouver Island, Canada. Contributions to Mineralogy and Petrology 159: 475-492.

Leake, B. E. (1971) On aluminous andedenitic hornblendes. Mineralogical Magazine 38: 389-407.

Leake, B. E., Alan, R. W., William, D. B., Ernst, A. J. B., Giovanni, F., Jeol, D. J., Frank, C. H., Hanan, J. K., Vladimir, G. K., John, C. S., Nicholas, C. N. S. and Eric, J. W. W. (2004) Nomenclature of amphiboles: Additions and revisions to the international mineralogical associations amphibole nomenclature. American Mineralogist 89: 883-887.

Lensch, G., Mihm, A. and Alavi Tehrani, N. (1977) Petrography and geologyof the ophiolite belt north of

Sabzevar/Khorasan (Iran). Neues Jahrbuch Fur Geologie un Palaontologie Monatshefte 131: 156-178.

Müntener, O., Kelemen, P. B. and Grove, T. L. (2001) The role of H_2O during crystallisation of primitive arc magmas under upper most mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: and experimental study. Contributions to Mineralogy and Petrology 141: 643-658.

Otten, M. T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites. Contributions to Mineralogy and Petrology 86: 189-99.

Peltonen, P., Kontinen, A. and Huhma, H. (1998) Petrogenesis of the mantle sequence of the Jormua ophiolite (Finland): Melt migration in the upper mantle during Palaeoproterozoic continental break-up. Journal of petrology 39(2): 297-329.

Petford, N. and Atherton, M. (1996) Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholith, Peru. Journal of Petrology 37: 1491-1521.

Pichavant, M. and Macdonald, R. (2007) Crystallization of primitive basaltic magmas at crustal pressures and genesis of the calcalkaline igneous suite: experimental evidence from St Vincent, Lesser Antilles arc. Contributions to Mineralogy and Petrology 154: 535-558.

Rapp, R. P. and Watson, E. B. (1995) Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling. Journal of Petrology 36(4): 891-931.

Rapp, R. P., Shimizu, N. and Norman, M. D. (1999) Reaction between slab- drived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3Gpa. Chemical Geology 160: 335-356.

Rapp, R. P., Watson, E. B. and Miller, C. F. (1991) Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalities. Precambrian Research 51: 1-25.

Ringuette, L., Martignole, J. and Windley, B. (1999) Magmatic crystallization, isobaric cooling and decompression of the garnet-bearing assemblages of the Jijal Sequence (Kohistan Terrane, western Himalayas). Geology 27(2): 139-143.

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

Sen, C. and Dunn, T. (1994) Dehydration melting of basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2 Gpa: Implications for the origin of adakites. Contributions to Mineralogy and Petrology 117: 394-409.

Sisson, T. W., Grove, T. L. and Coleman, D. S. (1996) Hornblende gabbro sill complex at Onion Valley, California and a mixing origin for the Sierra Nevada batholith. Contributions to Mineralogy and Petrology 126: 81-108.

Sisson, T. W., Ratajeski, K., Hankins, W. B. and Glazner, A. F. (2005) Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. Contributions to Mineralogy and Petrology 148(6): 635-661.

Spear, F. S. (1981) An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolites. American Journal of Science 281: 697-734.

Storkey, A. C., Hermann, J., Hand, M. and Buick, I. S. (2005) Using in situ trace-element determinations to monitor partial-melting processes in metabasites. Journal of Petrology 6: 1283-1308.

Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.): Magmatism in ocean basins. Geological Society of London, Special Publication 42: 312-345.

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

Ulmer, P. (2007) Differentiation of mantle-derived calc-alkaline magmas at mid to lower crustal levels:

experimental and petrologic constraints. Periodico di Mineralogia 76(2-3): 309-325.

Ulmer, P., Callegari, E. and Sonderegger, U. (1983) Genesis of the mafic and ultramafic rocks and their genetical relations to the tonalitic-trondhjemitic granitoids of the southern part of the Ademello Batholith, (Northern Italy). Memorie della Soieta Geological Italiana 26: 171-222.

Wallace, P. J. (2005) Volatiles in subduction zone magmas: Concentrations and fluxes based on melt inclusion and volatile gas data. Journal of Volcanology and Geothermal Research 140: 217-240.

Wareham, C. D., Millar, I. L. and Vaughan, A. P. M. (1997) The generation of sodic granite magmas, Western Palmer Land, Antarctic Peninsula. Contributions to Mineralogy and Petrology 128: 81-96.

Wilson, M. (1989) Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Unwin and Hyman, London.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1976) Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed igneous rocks. Earth and Planetary Science Letters 28: 459-469.

Wolf, M. B. and Wyllie, P. J. (1991) Dehydration-melting of solid amphibolite at 10 kbar: Textural development, liquid interconnectivity and applications to the segregation of magmas. Contributions to Mineralogy and Petrology 44: 151-179.

Petrogenesis of hornblenditic dykes from southwest Soltan Abad (NE Sabzevar)

Mohsen Nasrabady *

Department of Geology, Faculty of Sciences, Imam Khomeini International University, Qazvin, Iran

Abstract

The basic and rarely intermediate dyke swarms have been injected into one of the tonalitic bodies in the southwest of Soltan Abad. Amphibole is the main constituent of the most samples and variable modal abundance of epidote, plagioclase and white mica are observed. Chemical characteristics of amphiboles indicate their magmatic origin and compositional indicators along with barometry calculations point to their crystallization at high depths. Whole rock geochemical characteristics of dykes signifying basaltic composition with tholeiitic affinity. Their spider diagrams and rare earth elements patterns are compatible with amphibole accumulation and their generation in the subduction zone. On the basis of field evidences such as intimate spatial relation between dyke and the host tonalitic-trondhjemitic body and the paucity of amphibole in the intrusion bodies of the study area, the prevalence of hornblendite as cumulate in the orogenic belts and phase equilibria of water-bearing basalts a hypothesis of amphibole fractionation from an intermediate adakitic melt produced by subducted oceanic crust partial melting and the formation of amphibole-riched cumulate and felsic tonalitic-trondhjemitic melt. Magmatic origin of amphibole and its crystallization at relatively high depth, whole rock geochemical characteristics of dykes like low contents of SiO_2 and upward convex of middle rare earth elements in the spider diagrams and furthermore according to the considerable contents of SiO_2 and very prominent adakitic characteristics of host tonalite also support this phenomenon.

Key words: Mafic dyke, Hornblendite, Amphibole fractionation, Cumulate, Soltan Abad, Sabzevar

* nasrabadi@sci.ikiu.ac.ir

Evaluation of evolution and emission of Gandom Berian's basaltic flows-north of Shahdad, Kerman

Davoud Raeisi, Seyed Hesam-aldin Moeinzadeh Mirhosseini *, Ahmad Abbasnejad and Sara Dargahi

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

Abstract

Gandom Berian area is a basaltic messa composed of dark flows covering about 480 km^2 of the western part of Lut desert in the northeast of Kerman. In this area, the fault system follows a north-south trend and, basaltic lavas have flowed along this trend. It seems that in Gandom Berian area, the activity of Nayband fault has created a tensional tectonic regime leading to the creation of open fractures in the crust which have conducted the flow of magma to the surface. Comparing maps of the lineation index factor of Nayband fault and also the related maps to situation of volcanic cones admit the role of fault in formation of Gandom Berian basaltic magma.The presence of coarse euhedral olivine crystals along with coarse crystals of clinopyroxenes and the absence of magmatic quartz, all reveal a fast deep ascending magma through fractures system and deep faults. The deep fracturing of Nayband fault has prevented the mixing of magma with crustal contamination. The high La/Nb value (with average 1.7) along with low ratio of Ce/Pb and Pb/Nd indicate low mixing of magma in the studied area. Also, none scattering compatible element plots show negligible magma mixing. Uniformity in crystal size distribution (CSD) plots and its constant slope indicate the low impact of physical processes such as magma mixing in basaltic magma which effects the crystallization of plagioclase microlites during its ascent to the surface. The main cause of steepness in CSD is the rapid quenching of basaltic magma during upwelling which leads to plagioclase fine microliths. The presence of olivine and clinopyroxene phenocrysts indicates that in the primary magma, crystallization had occurred before ascent and eruption. Based on Dy/Yb versus La/Yb plot the Gandom Beryian basalts were formed by 8 to 10% partial melting of a garnet-lehrzolite parental rock. In general, lower partial melting of upper mantle (less than 10%) leads to the creation of alkaline basaltic magma. On the other hand, Gandom Beryian basaltic magma has characteristics similar to a high magnesium parental magma with low degree of evolution.

Key words: Fault system, Lineation factor, Crustal contamination, Garnet-lehrzolite

* h.moeinzade@mail.uk.ac.ir

Sodic-calcic alteration in the host rocks of the Esfordi magnetite-apatite deposit

Sedigheh Taghipour [1], Ali Kananian [1]* and Mahmoud Khalili [2]

[1] Department of Geology, College of Sciences, University of Tehran, Tehran, Iran
[2] Department of Geology, Faculty of Sciencses, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The host rocks of the Esfordi deposit consist of rhyolitic tuff lower Camrianand rhyolite along with dolomites of the Rizu series which are widely affected by sodic-calcic hydrothermal alteration in the north and the east. Typical mineral assemblage in the alteration zone is amphibole, albite, hematite, calcite and chlorite based on petrographic studies. The amphiboles in the Na-Ca alteration zone are within the calcic amphibole group with edenite and actinolite compositions. The average $(Na+K)_A$ content of the edenite and actinolite is 0.67 and 0.11 respectively. Chemically, edenite in comparison with actinolite is enriched in TiO_2 (0.93), Al_2O_3 (11.34), FeO (13.55), Na_2O (2.09) and Cl (1.05). Whole rock analysis reveal appreciable enrichment of FeOt, MgO, CaO, Na_2O, P_2O_5 and Y_2O_3 in the Na-Ca altered rocks relative to unaltered host rocks. The calcite and quartz veins crosscut the Na-Ca altered rocks. The Na-Ca altered rocks and calcite veins $\delta^{18}O$ values (relative to SMOW) vary between 10.5 to 12 ‰ and between 14.1 to 18.1 ‰ respectively, while their $\delta^{13}C$ values (relative to PDB) vary from -3.8 to -4.2 ‰ and -5.5 to -6.3 ‰ correspondingly. On the basis of O and C isotopic data on the host rocks, Na-Ca alteration occurred at 300-400 °C and the calcite veins formed at temperatures lower than 300 °C. According to available data, alteration is interpreted to develop by mixing of meteoric waters with magmatic fluids in Esfordi mine.

Key words: Esfordi deposit, Geothermometry, Magmatic and meteoric fluids, Na-Ca alteration

* kananian@khayam.ut.ac.ir

REE geochemistry in skarn garnets from Khut and Panah-Kuh Ore feposit, West of Yazd

Azam Zahedi [1]*, Mohammad Boomeri [1] and Mohammad Ali Mackizadeh [2]

[1] Department of Geology, Faculty of Sciencse, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran
[2] Department of Geology, Faculty of Sciencses, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract
The Khut and Panah-Kuh skarn deposit is located at about 50 km northwest of Taft in Yazd province. The analyses of major and REE's by microprobe and LA-ICP-MS show that there are two major types of garnet at Khut and Panah Kuh skarns. The garnets in the Khut skarn range from ($Ad_{74.30}Gr_{24.81}$- $d_{32.06}Gr_{66.61}$) to almost pure andradite (Adr>96) in composition whereas all Panh-Kuh skarn garnets are almost pure andradite and isotropic. The REE become commonly enriched in garnets during metasomatic process. On the Fe/Ti versus Al/(Al + Fe + Mn) diagrams, these rocks suggests that over 50% of hydrothermal fluid phase has been effective in the formation of garnets. Comparison of chondrite- normalized REE patterns garnets exhibit that all garnets have light REE (LREE) enrichment and heavy REE (HREE) depletion, with different Eu anomalies. Fe-enriched garnets are characterized with positive Eu anomaly whereas grandite show negative Eu anomaly. Differences in the magnitude of the anomaly reflect local heterogeneities of the system such as protolith as well as metasomatic fluid. The same abundance pattern of REE in the skarn and garnet suggests that garnet is the most important REE host mineral. Therefore, the study of REE geochemical behavior is benefiial in understanding the evolution of metasomatic fluids.
Key words: Geochemistry, REE's, Garnet, Skarn, Khut and Panah-Kuh

* zahedi.geochemistry@gmail.com

The use of quantitative data crystal size distributions (CSD) of pyroxenes crystals in study of petrological process of NE-Qorveh volcanic centers (Kurdistan)

Ashraf Torkian *, Nafiseh Salehi and Masoomeh Kord

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

Abstract
Statistical measurements of crystal size distributions (CSD) are the new method for studying physical and petrological properties of igneous rocks. With emphasis on this method, the Plio-Quaternary lavas volcanic in the NE- Qorveh city are investigated. The lavas are basaltic in composition and there are pyroxenes with sieve texture, skeletal olivines, quartz with gulf corrosion and gneissic xenoliths. Quantity textures are studied in the CSD method. The rate of nucleation and growth timing of crystals are determined by pyroxene crystals size distributions. Timing of growth of pyroxene crystals between 17-36 years suggesting stability of crystallization conditions during eruption in the area. We used the logarithmic population density vs. crystal size diagrams with processing the software CSD correction. In the basaltic rocks of Qezelje-Kand village magmatic contamination occurred. In other volcanoes, such as the Qare-Bolaq volcano, residence time of magma was short.
Key words: Crystal size distribution (CSD), Quaternary, Pyroxene, Magma mixing, Qorveh, Kurdistan

* a-torkian@basu.ac.ir

Petrography and mineral chemistry of Eocene dykes from Kuh-e-Kam Khashak (North of Khur, Isfahan province)

Hamideh Abbasi and Ghodrat Torabi *

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

Abstract

Ku-e-Kam Khashak is located in the NE of Isfahan (North of Khur). Basic dykes trending NE-SW and intermediate dykes with NW-SE trend cross cut the Upper Cretaceous sandstone, limestone and marl. The intermediate dykes are much more abundant and widespread in the area. Field studies show that the basic dykes cross-cutting the intermediate dykes, indicating that intermediate dykes are older. Primary minerals of the basic dykes are olivine (chrysolite), clinopyroxene (diopside, augite), plagioclase (labradorite, oligoclase), sanidine, magnetite, orthopyroxene (enstatite), spinel, phlogopite and secondary minerals are zeolite (natrolite and mesolite), chlorite, calcite and serpentine. The intermediate dykes are composed of clinopyroxene (diopside), plagioclase (labradorite), sanidine, mica (biotite and phlogopite), amphibole (magnesio-hastingsite) and magnetite as primary minerals and chlorite and calcite as secondary minerals. Basic dykes have xenocrysts of quartz and xenoliths with pyroxenite and hornfels in composition. Mineral chemistry of clinopyroxenes reveals pressure less than 5 kbars and variable P_{H2O} for the formation of these phases. Thermometry of the micas in intermediate dykes show 732- 747 °C, whereas the biotites of basic dykes crystallized 699 to 808 °C. Petrography and mineral chemistry of the studied dykes indicate sub- alkaline and calc- alkaline characteristic of the primary magma and their magmatic arc setting.

Key words: Dyke, Eocene, Calc-Alkaline, Kam Khashak, Khur, Central Iran

* torabighodrat@sci.ui.ac.ir

Timing of porphyroblasts growth and their relation to deformation stages in metamorphic rocks of the Hamedan area

Leyli Izadi Kian [1]*, Mohammad Mohajjel Kafshdouz [2], Seyed Ahmad Alavi [3], Ali Asghar Sepahi Garoo [1] and Seyed Jafar Hoseini dust [1]

[1] Department of Geology, Faculty of Sciencse, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran
[2] Department of Geology, Faculty of Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran
[3] Department of Geology, Faculty of Eearth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Abstract

Structural elements of four deformation stages have been recognized in the Hamedan schists. These deformation stages were synchronous with regional and contact metamorphism events. Numerous porphyroblasts have grown in the metamorphic rocks as pre, syn and post deformation stages. Andalusites were generated Pre and syn- D_2 due to regional metamorphism in the area. Andalusites were oriented in NW-SE trend and were extended, boudinaged and distances between boudins filled by quartz fibers. Garnets have been initiated pre, syn and post D_1, syn and post D_2 and syn and post D_3 in the metamorphic rocks. Staurolites were grown pre D_2 probably syn D_1, pre and syn D_2 and post D_3. Sillimanites are found in the andalusites or as fibrolits that were produced during D_4 stage. Cordierites were generated by both regional and contact metamorphism and it is found pre-syn D_2 in regional metamorphic rocks.

Key words: Porphyroblast, Deformation, Metamorphism, Hamedan

* l.izadi@basu.ac.ir

Petrology

4th Year, No. 13, Spring 2013
ISSN (Print): 2228-5210
ISSN (Online): 2322-2182

Content

- **Timing of porphyroblasts growth and their relation to deformation stages in metamorphic rocks of the Hamedan area ……. 1**
  Leyli Izadi Kian, Mohammad Mohajjel Kafshdouz, Seyed Ahmad Alavi, Ali Asghar Sepahi Garoo and Seyed Jafar Hoseini dust

- **Petrography and mineral chemistry of Eocene dykes from Kuh-e-Kam Khashak (North of Khur, Isfahan province) …… 2**
  Hamideh Abbasi and Ghodrat Torabi

- **The use of quantitative data crystal size distributions (CSD) of pyroxenes crystals in study of petrological process of NE-Qorveh volcanic centers (Kurdistan) ……. 3**
  Ashraf Torkian, Nafiseh Salehi and Masoomeh Kord

- **REE geochemistry in skarn garnets from Khut and Panah-Kuh Ore feposit, West of Yazd …… 4**
  Azam Zahedi, Mohammad Boomeri and Mohammad Ali Mackizadeh

- **Sodic-calcic alteration in the host rocks of the Esfordi magnetite-apatite deposit ……. 5**
  Sedigheh Taghipour, Ali Kananian and Mahmoud Khalili

- **Evaluation of evolution and emission of Gandom Berian's basaltic flows-north of Shahdad, Kerman …….. 6**
  Davoud Raeisi, Seyed Hesam-aldin Moeinzadeh Mirhosseini, Ahmad Abbasnejad and Sara Dargahi

- **Petrogenesis of hornblenditic dykes from southwest Soltan Abad (NE Sabzevar) …….. 7**
  Mohsen Nasrabady

Referees committee (4th Year, No. 13, Spring 2013)

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

Dr. Farimah Ayati	Payame Noor University
Dr. Ali akbar Baharifar	Payame Noor University
Dr. Seyed Naeim Emami	University of Shahrekord
Dr. Abdolnaser Fazlnia	University of Urmia
Dr. Ali Kananian	University of Tehran
Dr. Mahmoud Khalili	University of Isfahan
Dr. Azadeh Malekzadeh Shafaroudi	Ferdowsi University of Mashhad
Dr. Fariborz Masoudi	Shahid Beheshti University
Dr. Mohsen Moayyed	University of Tabriz
Dr. Mohsen Moazzen	University of Tabriz
Dr Hesam-aldin Moeinzadeh Mirhosseini	Shahid Bahonar University of Kerman
Dr. Alireza Nadimi Shahraki	University of Isfahan
Dr. Moussa Kalimi Noghreyan	University of Isfahan
Dr. Iraj Noorbehesht	University of Isfahan
Dr. Shahrzad Sherafat	Payame Noor University
Dr. Seyed Mohsen Tabatabaeimanesh	University of Isfahan
Dr. Ghodrat Torabi	University of Isfahan
Dr. Mohammad Hossein Zarrinkoub	University of Birjand

Petrology (Scientific Research Journal)
4th Year, No. 13, Spring 2013
ISSN (Print): 2228-5210
ISSN (Online): 2322-2182

Managing Editor: Dr. Mahmoud Khalili

Editor-in-Chief: Dr. Iraj Noorbehesht

Editorial Board

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

Executive and Manuscript Manager: Fariba Hadian

Scientific English Editor: Dr. Mahmoud Khalili
Professional Layout Designer: Akram sadat Mirlohi
Professional Editor: Akram sadat Mirlohi
Publisher: University of Isfahan

Address: Petrology Office, Technology and Research Department, University of Isfahan, Hezar Jerib Street, Postal Code 81746-73441, Isfahan, Islamic Republic of Iran.
Email: petrology@res.ui.ac.ir
Website: http://uijs.ui.ac.ir/ijp
Tel: +98-311-7934255
Fax: +98-311-7932177

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** for Print and **ISSN: 2322-2182** for Online 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 of Mashhasd."

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
http://ulrichsweb.serialssolutions.com

Publication and Lithography: University of Isfahan Publications
Publisher: University of Isfahan
Published in: Summer 2013

Petrology

4th Year, No. 13, Spring 2013

Published by
University of Isfahan Research Center