



پتروژئولوژی

مجله علمی پژوهشی دانشگاه اصفهان
سال چهارم - شماره شانزدهم - زمستان ۱۳۹۲

شماره چاپی: ۵۲۱۰-۲۳۲۸ شماره الکترونیک: ۲۱۸۲-۲۳۲۲

تعیین سن، منشأ و جایگاه تکتونیکی توده‌های نفوذی جنوب سبزوار ۱-۲۰
ملیحه قورچی رومی، محمد حسن کریمپور و خسرو ابراهیمی نصرآبادی

پتروژئولوژی بازالت آلکان تویره، شهادی بر ولکانیسم الیگوسن درون صفحه قاره‌ای
در شمال غرب خردقاره شرق-ایران مرکزی، جنوب غرب جندق ۲۱-۳۸
نمینه رجیبی و قدرت ترابی

جایگاه متفاوت ژئودینامیکی واحدهای افیولیتی زمین‌دروز سیستان: بررسی روابط
بافتی و شیمی کانی‌های توالی اولترامافیک-مافیک پوسته‌ای ۳۹-۵۸
مرتضی دلآوری

زمین‌شیمی و خاستگاه زمین‌ساختی توده نفوذی مافیک حلب، غرب زنجان
..... ۵۹-۷۲
مژگان سلواتی و رضا رضاپور

پتروگرافی، کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی
اوجستان (جنوب محلات) ۷۳-۸۶
سید محسن طباطبایی منش، زری اسلامی و مرتضی شریفی

بررسی تحولات ماگمایی و پتروژنز توده‌های گرانیتوئید یزد ۸۷-۱۰۴
جواد قاضی اردکانی، حسین مهدی‌زاده شهری، علی فروپیش‌زاده و محمدعلی سکی‌زاده

پتروگرافی و پتروژنز توده‌های نفوذی شمال‌شرق نایبند، شرق ایران ۱۰۵-۱۲۴
آزاده ملکزاده شافارودی، محمد حسن کریمپور و اکبر اسفندیارپور

پتروژئولوژی

علمی-پژوهشی

سال چهارم - شماره شانزدهم - زمستان ۱۳۹۲

Petrology

4th Year, No. 16
Winter 2013

ISSN (print): 2228-5210 ISSN (online): 2228-5210

Dating of age, genesis and tectonic setting of intrusive bodies in south of Sabzevar 1
Maliheh Ghoorchchi Rooki, Mohammad Hassan Karimpour and Khosrow Ebrahimi Nasrabadi

Petrology of Toveireh alkaline basalt an evidence of within-plate Oligocene volcanism in the northwest of Central-East Iranian Microcontinent, southwest of Jandaq 2
Samineh Rajabi and Ghodrat Torabi

Different geodynamic settings for Sistan suture zone ophiolitic units: discussion of textural evidences and mineral chemistry of crustal sequence ultramafic-mafic associations 3
Morteza Delavari

Geochemistry and tectonic setting of Halab Mafic Gabbroic body (West of Zanjan) 4
Mojgan Salavati and Reza Rezapour

Petrography, Mineralogy and Mineralchemistry of Ochestan contact metamorphic rocks (South of Mahallat) 5
Seyed Mohsen Tabatabaei Manesh, Zari Eslami and Morteza Sharifi

Studies of magmatic evolution and petrogenesis of the granitoid bodies of Yazd 6
Javad Ghanei Ardakane, Hossein Mehdizadeh Shahri, Ali Darvishzadah and Mohammad Ali Mackizadeh

Petrography and petrogenesis of intrusive rocks in the northeast of Nayband, East of Iran 7
Azadeh Malekzadeh Shafaroudi, Mohammad Hassan Karimpour and Akbar Esfandiarpour

بِسْمِ اللّٰهِ الرَّحْمٰنِ الرَّحِیْمِ

پتروپولوزی

علمی - پژوهشی

سال چهارم - شماره شانزدهم - زمستان ۱۳۹۲

مجله پتروپولوزی بر اساس ابلاغیه شماره ۳/۱/۲۰۰۳ مورخ ۳۱/۱۲/۰۱ ۱۳۸۸/۱۲/۰۱ کمیسیون نشریات علمی وزارت علوم، تحقیقات و فناوری، دارای درجه علمی-پژوهشی و شماره استاندارد بین‌المللی ۲۲۲۸-۵۲۱۰ (نسخه چاپی) و شماره استاندارد بین‌المللی ۲۳۲۲-۲۱۸۲ (نسخه الکترونیک) از سازمان اسناد و کتابخانه ملی جمهوری اسلامی ایران می‌باشد.

مجله پتروپولوزی حاصل همکاری دانشگاه‌های اصفهان، بوعلی سینا، پیام نور مرکز اصفهان، تبریز، شهید بهشتی، صنعتی شاهرود و فردوسی مشهد است.

متن کامل مجله در پایگاه‌های زیر نمایه و فهرست می‌شود:

http://uijs.ui.ac.ir/ijp	پایگاه اختصاصی مجله
http://www.magiran.com	بانک اطلاعات نشریات کشور
http://www.ISC.gov.ir	پایگاه استادی علوم جهان اسلام
http://www.sid.ir	پایگاه اطلاعات علمی جهاد دانشگاهی
http://www.ebscohost.com	ایسکو: میزبان پایگاه‌های اطلاعاتی
http://ulrichsweb.serialsolutions.com	اولریخ: راهنمای بین‌المللی نشریات ادواری
http://journals.indexcopernicus.com	ایندکس کوپرنیکوس (فهرست مجلات برتر)
http://www.doaj.org	دوآج: فهرست مجلات پژوهشی با دسترسی آزاد

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

شیوه نگارش مقاله (مجله پتروپولوزی)

معرفی و هدف

دانشگاه اصفهان با همکاری دانشگاه‌های بوعلی سینا، پیام نور اصفهان، تبریز، شهید بهشتی، صنعتی شاهرود و فردوسی مشهد، به منظور انجام رسالت‌های علمی-پژوهشی و نشر آخرین دستاوردهای علمی پژوهشگران دانشگاه‌ها و مؤسسات علمی در زمینه پتروپولوزی و علوم مرتبط با آن، مجله علمی-پژوهشی پتروپولوزی با عنوان انگلیسی Petrology را به صورت فصلنامه منتشر می‌نماید.

محورهای موضوعی مجله

مجله پتروپولوزی، مقاله‌های اصیل در زمینه‌های گوناگون پتروپولوزی شامل: پتروپولوزی سنگ‌های آذرین و دگرگونی، پتروپولوزی و زمین‌شناسی اقتصادی، پروتز، پتروپولوزی تجربی، ژئوشیمی سنگ‌ها و کانی‌ها، دگرسانی و سنجش از دور، پتروپولوزی و بازسازی گذشته زمین‌شناسی، پتروپولوزی و زمین‌شناسی زیست محیطی، پتروپولوزی کانسارها و تکنونیک صفحه‌ای، کانی‌شناسی، پتروفاوریک، ژئوکرونولوژی و ژئوشیمی ایزوتوپ‌ها و پتروپولوزی سنگ‌های آسمانی را پس از داوری دقیق به صورت مقاله کامل (full paper) به چاپ می‌رساند.

قوانین حق نشر

- مقاله‌ای که برای بررسی و چاپ به این مجله ارسال می‌گردد نباید قبلاً در جایی به چاپ رسیده باشد و یا هم‌زمان به مجلات دیگر ارائه شده باشد. همچنین، نایستی نتایج آن در گردهمایی‌ها ارائه شده باشد.
- مسئولیت صحت مطالب مقاله بر عهده نویسنده مسؤول است.
- تعداد و ترتیب اسامی نگارندگان مقاله بر اساس توافق بین آنها و نویسنده مسؤول صورت می‌گیرد.
- عدم رعایت شیوه نگارش مقاله موجب عدم پذیرش یا کندی مراحل پذیرش مقاله خواهد شد.
- مدت زمان لازم برای ویرایش مقاله بر اساس نظرات داوران حداکثر ۴۰ روز است. پس از گذشت این مدت، مقاله از دستور کار مجله خارج می‌گردد. در صورت ارسال مجدد به عنوان مقاله‌ای جدید بررسی خواهد شد.
- مقاله‌های دریافت شده توسط دبیران و داوران متخصص بررسی می‌شود و پس از پذیرش علمی توسط هیأت تحریریه با رعایت نوبت به چاپ می‌رسد.
- مجله در پذیرش، رد و ویرایش مقاله بر اساس نظر اکثریت داوران متخصص و قوانین مصوب این مجله عمل می‌نماید.

تدوین مقاله در یک نگاه

متن مقاله بایستی به زبان فارسی باشد. رعایت قواعد دستور زبان فارسی و روان و رسا بودن عبارات مورد توجه داوران این مجله است.

مقاله کامل (full paper) به ترتیب شامل: عنوان، نام نگارندگان، وابستگی سازمانی نگارندگان، چکیده فارسی، واژه‌های کلیدی، مقدمه، زمین‌شناسی منطقه (تسلیح بررسی‌های صحرائی و روابط واحدهای سنگی)، روش انجام پژوهش، پتروگرافی، شیمی کانی‌ها، ژئوشیمی، بحث، نتیجه‌گیری، سپاسگزاری، منابع، Author(s) Affiliation(s), Author(s) Name(s), Title, Key words و Abstract در ۲۰ صفحه در فرمت نهایی مجله تنظیم شود.

پتروپولوزی
شماره استاندارد بین‌المللی (چاپی): ۲۲۲۸-۵۲۱۰
شماره استاندارد بین‌المللی (الکترونیک): ۲۳۲۲-۲۱۸۲
سال چهارم - شماره شانزدهم - زمستان ۱۳۹۲
علمی - پژوهشی

صاحب امتیاز: معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان

مدیر مسؤول: دکتر محمود خلیلی
سرمدیر: دکتر ایرج نوربهبشت
استاد، دانشگاه اصفهان
استاد، دانشگاه اصفهان

اعضای هیأت تحریریه

دکتر ناصر ارزانی
دکتر داریوش اسماعیلی
دکتر صدرالدین امینی
دکتر محمود خلیلی
دکتر علی درویش‌زاده
دکتر محمد رهگشای
دکتر علی اصغر سیاهی‌گرو
دکتر محسن مؤذن
دکتر سید احمد مظاهری
دکتر حسین مهدی‌زاده شهری
دکتر ایرج نوربهبشت

مدیر اجرایی: فریبا هادیان (کارشناس ارشد)

ویراستار انگلیسی تخصصی: دکتر محمود خلیلی
ویراستار تخصصی: افسانه صفری میرقلعه
صفحه‌آرایی تخصصی: افسانه صفری میرقلعه
ناشر: انتشارات دانشگاه اصفهان

نشانی: اصفهان - خیابان هزار جریب - دانشگاه اصفهان - ساختمان کتابخانه مرکزی - معاونت پژوهش و فناوری - طبقه دوم
اداره چاپ، انتشارات و مجلات - کد پستی: ۸۱۷۴۶۷۲۴۴۱ - دفتر مجله پتروپولوزی
نشانی پست الکترونیک: petrology@res.ui.ac.ir
پایگاه اختصاصی مجله: http://uijs.ui.ac.ir/ijp
شماره تماس: ۰۹۸-۳۱۱-۷۹۲۴۵۵
شماره دورنگار: ۰۹۸-۳۱۱-۷۹۲۴۱۷۷

منابع (بر اساس شیوهنامه انجمن روان‌شناسی آمریکا، APA)

منابع استفاده شده در سراسر مقاله فقط به زبان انگلیسی و سال میلادی باشد.

منابعی که در اصل فارسی زبان هستند، با درج عبارت (in Persian) در انتها مشخص شوند.

منابع استفاده شده در متن مقاله در چهار مورد با فهرست منابع کاملاً منطبق باشد: استفاده شدن یا نشدن در متن یا انتها، داشتن املا صحیح و یکسان، داشتن یا نداشتن همکار، یکسان بودن سال.

استناد در متن (references in text): به صورت نام نویسنده یا نویسنده‌گان (بدون نام کوچک) و سال انتشار نوشته شود.

ابتدای جمله

Kouzekoulani و Fazlnia (۲۰۱۳) با بررسی ذوب بخشی و کانی‌های دخیل در فرآیند ذوب ...

Rajabzadeh و همکاران (۲۰۱۲) در مطالعه‌ای پیرامون کانه‌زایی کاتسار همایشی ...

وسط جمله

بر اساس پژوهش Baharifar (۲۰۱۱) در مورد منشأ گارنت در سنگ‌های آتشفشانی ...

نتایج به دست آمده از بررسی‌های Shabanian Boroujeni و همکاران (۲۰۱۲) در پهنه سندیج-سیرجان ...

انتهای جمله (از قدیم به جدید)

(Baharifar, 2011; Rajabzadeh et al., 2012; Shabanian Boroujeni et al., 2012; Fazlnia and Kouzekoulani, 2013)

عبارت et al. بایستی به صورت مورب باشد (به دلیل لاتین بودن).

منابع (in list references)

منابع بر اساس حروف الفبا مرتب شود و به اندازه ۰/۵ سانتی‌متر به صورت Hanging ترفنگی داشته باشد. 11 Times New Roman

استناد به مقاله (paper)

به ترتیب شامل: عنوان نویسنده یا نویسنده‌گان، سال، عنوان مقاله، عنوان مجله، شماره مجله، شماره صفحات است (به علامت‌های جدا کننده ویرایشی توجه شود).

پیش از عنوان آخرین نویسنده، واژه ربط and استفاده شود (استفاده از & مجاز نیست).

برای استناد به مقاله‌هایی که هنوز چاپ نشده‌اند، به جای سال، از عبارت (in press) استفاده شود.

عنوان مقاله با حروف کوچک نوشته شود، به استثنای نخستین حرف از: نخستین واژه، اسامی خاص و زمان‌های زمین‌شناسی.

عنوان مجله به صورت کامل (نه مخفف) و منطبق با نام رسمی آن نوشته شود.

حروف نخستین عنوان مجله به صورت بزرگ (capital) نوشته شود.

Doroozi, R. and Masoudi, F. (2013) Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of Kamarbon Theraltic, Teschenitic gabbroic intrusion (Central Alborz). *Petrology* 3(12): 89-109 (in Persian).

Poitrasson, F., Delpech, G. and Grégoire, M. (2013) On the iron isotope heterogeneity of lithospheric mantle xenoliths: implications for mantle metasomatism, the origin of basalts and the iron isotope composition of the Earth. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 165(6): 1243-1258.

تدوین مقاله با شرح جزئیات (رعایت ترتیب در متن)

فایل مقاله با نرم‌افزار Microsoft Office Word در فرمت ذخیره 2003، در کاغذ A4، با حاشیه‌های ۳ سانتی‌متر از چهار سوی، فاصله خطوط (single) و به صورت یک ستونی تهیه شود.

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

نام نگارندگان: فارسی: 11 B Nazanin، انگلیسی: 9 Times New Roman

درج شماره مربوط به وابستگی سازمانی هر نگارنده پس از نام نگارنده به صورت superscript

درج ستاره (*) برای نویسنده مسؤول (Corresponding Author)

وابستگی سازمانی نگارندگان: فارسی: 10 B Nazanin و انگلیسی: 8 Times New Roman

درج شماره مربوط به وابستگی سازمانی هر نگارنده پیش از نشانی به صورت superscript

نشانی پست الکترونیک نگارنده مسؤول: 10 Times New Roman

چکیده: فارسی: 11 B Nazanin، انگلیسی: 9 Times New Roman

حدائق ۱۰۰ و حداکثر ۲۵۰ واژه، از به کار بردن واژه‌های اختصاری اجتناب شود.

واژه‌های کلیدی: حداکثر ۷ واژه مرتبط، ترتیب و واژه‌ها از جزء به کل باشد و در پایان، به نام دقیق منطقه و پهنه زمین‌شناسی اشاره شود.

متن مقاله: به ترتیب شامل: مقدمه، زمین‌شناسی منطقه (تشیخ بررسی‌های صحرایی و روابط واحدهای سنگی)، روش انجام پژوهش، پتروگرافی، شیمی کانی‌ها، ژئوشیمی، بحث، نتیجه‌گیری، سپاسگزاری است. فارسی: 13 B Nazanin، انگلیسی: 11 Times New Roman

از درج باورقی برای بیان توضیحات انگلیسی و فارسی و بالعکس خودداری شود و در صورت نیاز، در درون پراش و در متن مقاله آورده شود.

جدول‌ها

محتویات جدول‌ها بایستی به زبان انگلیسی باشد و به همراه توضیحات آنها در متن مقاله آورده شود.

شماره گذاری و توضیحات جدول‌ها به صورت بالانویس باشد. فارسی: 11 B Nazanin، انگلیسی: 9 Times New Roman

فرمت جدول‌ها در بخش Text wrapping، به صورت None انتخاب شود.

جدول‌های طولانی به صورت جدولی یکپارچه طراحی شود.

شکل‌ها

محتویات شکل‌ها بایستی به زبان انگلیسی باشد و به همراه توضیحات آنها در متن مقاله آورده شود.

شماره گذاری و توضیحات شکل‌ها به صورت زیرنویس باشد. فارسی: 11 B Nazanin، انگلیسی: 9 Times New Roman

فرمت شکل‌ها در بخش Layout، به صورت In line with text انتخاب شود.

شکل‌ها از حالت گروه‌بندی (group) خارج شود و به صورت یکپارچه باشد.

شکل‌های چند قسمتی فقط با حروف انگلیسی بزرگ (بالا، چپ) برچسب گذاری شوند.

شکل‌هایی که از جنس نمودار هستند به صورت دو بعدی، سیاه و سفید، بدون سایه، با بافت ساده و بدون خطوط افقی طراحی شوند.

شکل‌هایی که از جنس تصویر هستند به صورت دو بعدی، بدون سایه و با کیفیت متوسط ارسال شوند.

شرح نقشه

به ترتیب شامل: نام نویسنده‌گان، سال، عنوان نقشه و مقیاس آن، شماره یا شیت نقشه، نام شرکت یا مؤسسه تحقیقاتی، نام شهر. Emami, M. H. (1991) Explanatory text of Qom. Geological Quadrangle Map 1:250000. No. E6, Geological Survey of Iran, Tehran.

Title: دقیقاً منطبق با عنوان فارسی مقاله باشد. 14 Times New Roman Bold

(s) Author(s) Name: دقیقاً منطبق با نام نگارندگان فارسی باشد. 11 Times New Roman Bold

درج شماره مربوط به وابستگی سازمانی هر نگارنده پس از نام نگارنده به صورت superscript

درج ستاره (*) برای نویسنده مسؤول (Corresponding Author)

(s) Affiliation (Author(s): دقیقاً منطبق با وابستگی سازمانی فارسی باشد. درج شماره مربوط به وابستگی سازمانی هر نگارنده پیش از نشانی به صورت 10 Times New Roman superscript

Email: 10 Times New Roman

Abstract: دقیقاً منطبق با چکیده فارسی باشد. 12 Times New Roman

Key words: دقیقاً منطبق با واژه‌های کلیدی فارسی باشد. 12 Times New Roman

ارسال مقاله

فایل مقاله با نرم‌افزار Microsoft Office Word در فرمت ذخیره 2003 تنظیم و به همراه فایل پیش‌نویس (copyright) توسط عضو هیأت علمی در پایگاه اختصاصی مجله پتروولوژی به نشانی <http://uijs.ui.ac.ir/ijp> ارسال گردد.

تماس با مجله پتروولوژی

شماره تماس: ۰۲۱-۷۹۳۴۲۵۵-۹۸

دورنگار: ۰۲۱-۷۹۳۴۲۵۵-۹۸

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

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

نشانی: اصفهان - خیابان هزار جریب - دانشگاه اصفهان - ساختمان کتابخانه مرکزی - طبقه دوم - اداره چاپ، انتشارات و مجلات - دفتر مجله پتروولوژی، کدپستی: ۸۱۷۶۷۳۴۴

استناد به کتاب (book)

با توجه به اینکه ترجمه اغلب کتاب‌ها بدون دریافت مجوز از نویسنده و ناشر اصلی انجام می‌شود، استفاده از آنها در مجامع بین‌المللی موجب بروز مشکلاتی می‌شود. بنابراین، استناد به ترجمه‌های فارسی مجاز نیست. در صورت نیاز، اصل کتاب تهیه، مطالعه و به آن ارجاع داده شود.

به ترتیب شامل: عنوان نویسنده یا نویسنده‌گان، سال، عنوان کتاب، شماره ویرایش در صورت وجود، نام انتشارات، نام نخستین شهر محل انتشارات.

Torabi, G. (2013) Central Iran ophiolites. Jahad-e-Daneshgahi Publication, Isfahan (in Persian).

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

استناد به بخشی از کتاب (chapter in book) به طوری که هر بخش دارای نویسنده جداگانه باشد:

به ترتیب شامل: عنوان نویسنده یا نویسنده‌گان، سال، عنوان بخش، عنوان مقاله، استفاده از واژه Ed: عنوان اصلی کتاب، نام ویراستار اصلی، شماره ویرایش در صورت وجود، شماره صفحه آغاز و پایان بخش، نام انتشارات، نام نخستین شهر محل انتشارات.

توضیح: اگر ویراستار اصلی (chief editor) یک نفر باشد، از Ed. و اگر بیش از یک نفر باشد (chief editors) Eds. استفاده می‌شود.

Hofman, A. W. (2005) Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. In: *The mantle and core* (Ed. Carlson, R. W.) 61-101. Elsevier, Amsterdam.

Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M. and Muttoni, G. (2009) The Cimmerian evolution of the Nakhlak-Anarak area, Central Iran and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. In: *South Caspian to Central Iran basins* (Eds. Brunet, M. F., Wilmens, M. and Granath, J. W.) special publications 312: 261-286. Geological Society, London.

استناد به پایان‌نامه کارشناسی ارشد و رساله دکتری

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

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

Nosouhian, N. (2012) Petrology of the Bayazeh ophiolite (south of Khur, Isfahan province, Iran). MSc thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

استناد به همایش (سمینار، سمپوزیوم، کنفرانس، میتینگ و ...)

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

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

استناد به مقاله کامل همایش (سمینار، سمپوزیوم، کنفرانس، میتینگ و ...): Proceedings

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

Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Samadi, R. (2012) Spinel composition in pillow lavas from Mesozoic ophiolites of Nain and Ashin (Central-East Iranian microplate). In: *Proceeding of the 6th International Siberian Early Career GeoScientists Conference*, Novosibirsk, Russia.

Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Samadi, R. (2013) Composition of serpentinite after olivine and orthopyroxene: Serpentinized peridotites of Nain ophiolite (Isfahan province, Iran). In: *Proceeding of the Goldschmidt 2013*, Florence, Italy.

داوران علمی این شماره (سال چهارم - شماره شانزدهم - زمستان ۱۳۹۲)

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

دکتر محسن آروین	دانشگاه شهید باهنر کرمان
دکتر عباس آسیابانهای رضایی	دانشگاه بین‌المللی امام خمینی (ره)
دکتر احمد احمدی خلجی	دانشگاه لرستان
دکتر حمید احمدی پور	دانشگاه شهید باهنر کرمان
دکتر محمدرضا ایران‌نژادی	دانشگاه صنعتی اصفهان
دکتر اشرف ترکیان	دانشگاه بوعلی سینا
دکتر بتول تقی‌پور	دانشگاه شیراز
دکتر مهناز خدای	دانشگاه آزاد اسلامی واحد محلات
دکتر محمود خلیلی	دانشگاه اصفهان
دکتر حسین زرین کوب	دانشگاه بیرجند
دکتر عادل ساکی	دانشگاه شهید چمران اهواز
دکتر علی اصغر سیاهی گرو	دانشگاه بوعلی سینا
دکتر ناهید شبانین بروجنی	دانشگاه شهرکرد
دکتر شهرزاد شرافت	دانشگاه پیام نور مرکز شاهین شهر
دکتر مژگان سلواتی	دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان
دکتر زهرا طهماسبی	دانشگاه لرستان
دکتر محسن مؤذن	دانشگاه تبریز
دکتر مهین منصوری اصفهانی	دانشگاه صنعتی اصفهان
دکتر موسی کلیمی نقره‌تپان	دانشگاه اصفهان
دکتر بابک وهابی مقدم	دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان

مجله علمی - پژوهشی پتسرولوژی

سال چهارم - شماره شانزدهم - زمستان ۱۳۹۲

شماره استاندارد بین‌المللی (جایی): ۵۲۱۰-۲۲۲۸

شماره استاندارد بین‌المللی (الکترونیک): ۲۱۸۲-۲۳۲۲

فهرست

- ◆ تعیین سن، منشأ و جایگاه تکنیکی توده‌های نفوذی جنوب سبزوار ۲۰-۱
ملیحه قورچی روکی، محمد حسن کریم‌پور و خسرو ابراهیمی نصرآبادی
- ◆ پتسرولوژی بازالت آلکانل توبره، شهادی بر ولکانیسم الیگوسن درون صفحه قاره‌ای در شمال غرب خردقاره شرق-ایران مرکزی، جنوب غرب جندق ۲۱-۳۸
نمینه رجایی و قدرت تریلی
- ◆ جایگاه متفاوت ژئودینامیکی واحدهای افیولیتی زمین‌درز سیستان: بررسی روابط بافتی و شیمی کانی‌های توالی اولترامافیک-مافیک پوسته‌ای ۳۹-۵۸
مرتضی دلآوری
- ◆ زمین‌شیمی و خاستگاه زمین‌ساختی توده نفوذی مافیک حلب، غرب زنجان ۵۹-۷۲
مژگان سلواتی و رضا رضابور
- ◆ پتروگرافی، کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی اوچستان (جنوب محلات) ۷۳-۸۶
سید محسن طباطبایی منش، زری اسلامی و مرتضی شریفی
- ◆ بررسی تحولات ماگمایی و پتروژنز توده‌های گرانیتوئید یزد ۸۷-۱۰۴
چواد قاضی اردکانی، حسین مهدی‌زاده شهری، علی درویش‌زاده و محمدعلی مکی‌زاده
- ◆ پتروگرافی و پتروژنز توده‌های نفوذی شمال شرق نایبند، شرق ایران ۱۰۵-۱۲۴
آزاده ملکزاده شقرودی، محمد حسن کریم‌پور و اکبر اسفندیاریور

وجود رسوبات آتشفشانی-پلازیک و سنگ‌های افیولیتی در این پهنه، نشانه اقیانوسی اندکی بزرگتر از دریای سرخ در کرتاسه پسین دانسته شده است (Ghorbani, 2002). بخش دوم شامل رخنمون‌های متعددی از توده‌های آذرین نفوذی و نیمه‌عمیق به اشکال باتولیت، استوک، دایک و گنبد و سنگ‌های آتشفشانی جوان تر است (شکل ۱).

پژوهشگران بسیاری به بررسی زمین‌شناسی و حوادث تکتونیکی این ناحیه پرداخته‌اند. بر اساس نظر Lindenberge و همکاران (۱۹۸۳) و Spies و همکاران (۱۹۸۴) حدود ۸۰ میلیون سال پیش حوضه اقیانوسی فعالی در منطقه سبزوار وجود داشته است که در فاصله زمانی کرتاسه پایانی- اوایل ترسیر بسته شده است. آنها در شرح رخداد‌های کرتاسه تا اواخر پالئوژن در شمال‌شرق ایران به پهنه فرورانش به سمت شمال در اواخر کرتاسه اشاره کرده‌اند.

پژوهشگرانی مانند: Eftekharijad و همکاران (۱۹۷۶)، Jafarian و Jalali (۱۹۹۸) و Soltani (۲۰۰۰) ماگماتیسم فعالیت ماگمایی نفوذی اسیدی منطقه را به سنزویک (اوسن میانی- پایانی) و توده‌های حواسط را به کرتاسه بالایی یا سنزویک نسبت داده‌اند. هدف اصلی پژوهش حاضر، بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و جایگاه تکتونیکی توده‌های نفوذی جنوب سبزوار و نیز تعیین سن دقیق توده‌های گرانیتوئیدی این منطقه است.

زمین‌شناسی

در مقیاس ناحیه‌ای، قدیمی‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته متعلق به کرتاسه زیرین (نئوکومین) است. این واحدها را می‌توان به سه واحد به صورت

پیوسته و هم‌شیب شامل: واحدهای مازنی، آتشفشانی-رسوبی و آهکی تقسیم کرد (Jafarian and Jalali, 1998) واحدهای نئوکومین در سطح منطقه از گسترش بسیار محدودی برخوردار است و با توجه به سنگ‌های تشکیل‌دهنده از نظر توپوگرافی، مورفولوژی ملایمی دارد. واحدهای متعلق به کرتاسه فوقانی رخنمون زیادی در سرتاسر ناحیه دارد. مجموعه یاد شده از یک توالی آتشفشانی-رسوبی تشکیل شده است. بخش رسوبی آن شامل: سنگ‌های آهکی و قسمت‌های آتشفشانی آن بیشتر شامل توف است. دیگر واحدهای سنگی این بخش در حد آندزیت، داسیت، تراکی-آندزیت و گاهی آندزیت-بازالت است. در منطقه جنوب سبزوار، پروتوزوئیدهای منسوب به سنزویک از گسترش زیادی برخوردار و شامل: طبقات مازنی سنسبز و قرمز زوئین-پار یا میان‌لایه‌هایی از آهک است که به لحاظ فسیل‌های موجود به پالئوسن-اوسن نسبت داده می‌شود.

واحدهای متعلق به اوسن از آهک ضخیم‌لایه، ماسه‌سنگ توفی، توف و مارن، مجموعه میکروکنگلومرا تا کنگلومرا یا میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ خاکستری تا سبز به همراه مارن‌های سبز تشکیل شده است. نهشته‌های مقطع زمانی موسس بیشتر از مارن گچ‌دار یا میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی است. مارن‌های نئوزن به طور پراکنده رخنمون دارد. مارن و کنگلومرا منسوب به پلیستوسن نیز به طور پراکنده و کم ضخامت در بخش‌های این منطقه است (Jafarian and Jalali, 1998).

در مقیاس منطقه‌ای، توده‌های نفوذی اسیدی تا حدواسط بخش اصلی منطقه را شامل می‌شود. ترکیب سنگ‌شناسی توده‌ها از دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت تا گرانیت و آلکالی‌فلدسپار گرانیت متغیر است.

پنروبولوی، سال چهارم، شماره شانزدهم، زمستان ۱۳۹۲، صفحه ۲-۱
تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۱۰/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۶/۰۲

تعیین سن، منشأ و جایگاه تکتونیکی توده‌های نفوذی جنوب سبزوار

ملیحه فورچی روکی، محمد حسن کریم‌پور و خسرو ابراهیمی نصرآبادی *
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیده

در پژوهش حاضر، تکامل ژئوشیمیایی و سن توده‌های نفوذی بخش مرکزی گمان ماگمایی شمال‌شرقی ایران در جنوب سبزوار (استان خراسان رضوی) بررسی شده است. شواهد ژئوشیمیایی بیانگر ماگماتیسم مرتبط با قوس‌های آتشفشانی و پهنه فرورانش در این منطقه است. ترکیب توده‌ها از گرانیت تا دیوریت و گابرو تغییر می‌کند. بر اساس کانی‌شناسی و مقادیر بالای حساسیت مغناطیسی (بیشتر از 10^{-3} تا 10^{-2}) توده‌های گرانیتوئیدی به عنوان گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و نوع I طبقه‌بندی می‌شود. از نظر شیمیایی از نوع متالومینوس تا پراولومینوس و غنی‌شدگی از عناصر با شدت میدان پایین (LILE) مانند: Rb، K، Th و $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) نظیر: P، Nb، Ti نشان می‌دهد و به سری توله‌ای تعلق دارد. مقدار اندک (La/Yb)N، مقدار پایین نسبت Sr/Y و ناتهنجاری منفی Eft همگی معرف ماگماتیسم نوع جزایر قوسی کلاسیک است. رفتار عناصر کمیاب توده‌های اسیدی و حد واسط الگوی تقریباً منطبق (La/Sm) $_{\text{DCE}}$ است و خارج از محدوده پایداری گارنت از نشان می‌دهد و بنابراین، سنگ منشأ آن از نوع اکلوئیتی یا کازنت آمفیبولیتی نیست. ژئوشیمی عناصر فرعی و کمپب بیانگر خاستگاه ماگما در فشار نسبتاً کم (عمق کم) است. بررسی‌های سن‌سنجی با روش اورانیوم-سرب در زیرکن بر روی توده گرانیت-گرانودیوریتی بیانگر سن ۹۷ تا ۱۰۰ میلیون سال (کرتاسه میانی) است. نسبت ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و مقدار ϵ_{Nd} به ترتیب ۰۴۹- و ۰۴۵- است.

واژه‌های کلیدی: کرتاسه، توده‌های گرانیتوئیدی، گمان ماگمایی، سبزوار، ایران مرکزی

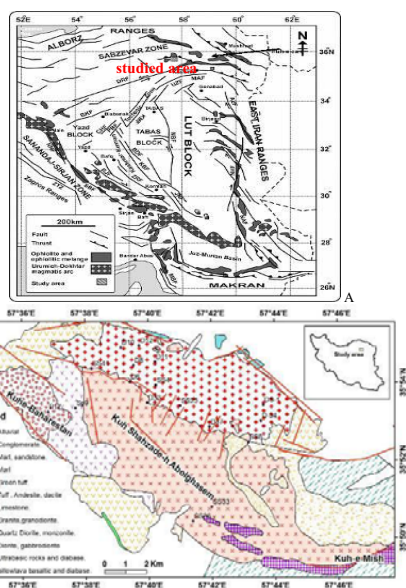
مقدمه

فعالیت‌های منطقه سبزوار طبق تقسیمات ساختاری اخیر جزو بخش شمالی خرد قاره ایران مرکزی است (Aghanabati, 2004). این منطقه در فاصله ۳۰ کیلومتری جنوب شهرستان سبزوار در گستره ۳۶' ۵۷" تا ۴۶' ۵۷" طول شرقی و

* khebrahimi@um.ac.ir

پریوتیتی و دیابازی در بخش جنوب‌شرقی منطقه رخنمون دارد (شکل ۱). سری سنگ‌های آتشفشانی-پلازیک (کرتاسه بالایی) در بخش‌های شمال‌غربی و جنوب‌غربی مشاهده می‌شود. بر روی این سنگ‌ها واحدهای رسوبی کربناتی قرار دارد که به گذر کرتاسه-پالئوسن نسبت داده شده است (Jafarian and Jalali, 1998)

رخنمون‌های سنگی توده‌های نفوذی به طور اصلی در کوه میش و کوه شاهزاده ابولقاسم قرار دارد. توده گرانیتی-گرانودیوریتی بر اساس بررسی‌های Eftekharijad و همکاران (۱۹۷۶) و Soltani (۲۰۰۰) به بعد از پالئوسن نسبت داده شده است. سنگ‌های بازالتی و دیابازی در بخش غربی منطقه بررسی شده (کوه بهارستان) و سنگ‌های



شکل ۱- (A) پهنه‌های ساختاری ایران (با تغییرات پس از: Ramzani and Tucker, 2003). موقعیت منطقه سبزوار با کادر مشخص شده است. (B) نقشه زمین‌شناسی محدوده کوه میش

روش انجام پژوهش

برای رسیدن به اهداف پژوهش عملیات زیر انجام شد:
تهیه نقشه رقومی زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰.
برداشت و مطالعه بیش از ۱۳۰ نمونه از سنگ‌های منطقه.

تجزیه شیمیایی ۱۴ نمونه از توده‌های نفوذی مختلف با کمترین دگرسانی یا کاملاً سالم از مناطق صوری رنگ گرانودیوریت‌های منطقه را قطع می‌کند. در این توده پروتئوم‌های متعددی با ترکیب بیشتر دیوریتی دیده می‌شود که اندازه بعضی از آنها به ۵ سانتی متر هم می‌رسد (شکل ۲-G). پروتئوم‌ها بیشتر گرد شده و گاهی دارای مرز تدریجی‌اند که به سمت مرکز توده گرانودیوریتی از اندازه و مقدار آنها کاسته می‌شود.

این سنگ‌ها غالباً دارای یافت گرانولار دانه‌درشت است. گاه گرافیکی است (شکل ۲-D). کانی‌های اصلی آنها بیشتر کوارتز، پلازیوکلاز، ارتوکلاز و هورنبلند است که به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ابعاد حدود ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر دیده می‌شود. کانی‌های اصلی در گرانودیوریت‌ها شامل: ۳۰ تا ۳۵ درصد کوارتز، ۲۵ تا ۴۰ درصد پلازیوکلاز، حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد ارتوکلاز و ۸ تا ۱۰ درصد هورنبلند است. در گرانیت‌ها، کوارتز حدود ۳۰ تا ۳۲ درصد، پلازیوکلاز حدود ۲۰ تا ۲۵ درصد، ارتوکلاز حدود ۳۵ تا ۳۸ درصد و هورنبلند ۳ تا ۵ درصد است. کانی‌های فرعی اپاتیت، زیرکن، اسفن و اپاتک هستند. فعالیت توده آذرین درونی بر اساس جایگیری آن در بین واحدهای کنگلومرایی و آهکی (کرتاسه فوقانی-پالئوسن) به بعد از پالئوسن (Jafarian and Jalali, 1998) و نیز بر اساس بررسی‌های ایزوتوپ Rb-Sr به اوسن نسبت داده شده است (Soltani, 2000).

برای تعیین سن، نمونه‌های ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd بر اساس روش Laser-Ablation ICP-MS انجام شده است. تجزیه یک نمونه برای تجزیه ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd بر اساس روش Laser-Ablation ICP-MS انجام شده است. تجزیه یک نمونه برای تجزیه ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd بر اساس روش Laser-Ablation ICP-MS انجام شده است.

تجزیه یک نمونه برای تجزیه ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd بر اساس روش Laser-Ablation ICP-MS انجام شده است. تجزیه یک نمونه برای تجزیه ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd بر اساس روش Laser-Ablation ICP-MS انجام شده است.

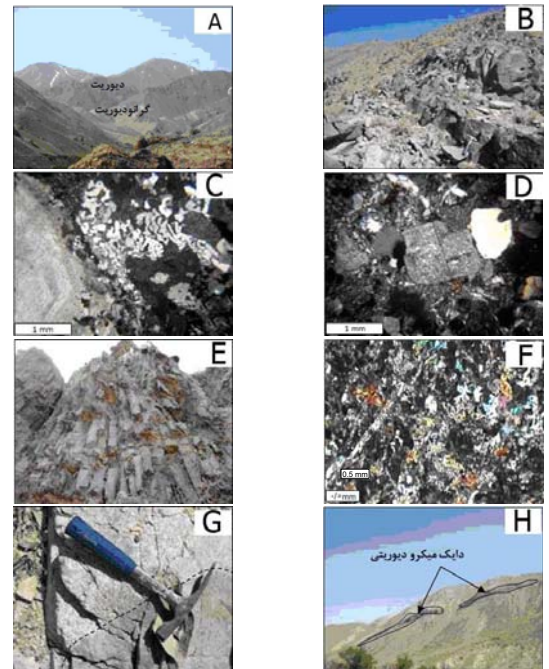
پنروگرافی توده‌های نفوذی

گرانیت-گرانودیوریت

گرانودیوریت در دامنه شمالی کوه شاهزاده

شیبی بالغ بر ۳۵ تا ۵۵ درجه به سمت جنوب شرق دارد. عرض آنها از چند سانتی‌متر تا بیش از ۳ متر متغیر است (شکل E-۲). بافت‌های اصلی آنها

پورفیری، گلوپورفیری و میکروگرانولار است. کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز حدود ۴۰ تا ۴۵ درصد، هورنبلند حدود ۲۵ تا ۴۰ درصد و اوزیت است.



شکل ۲- (A) رخنمون توده‌های گرانودیوریتی و دیوریتی در کوه شاهزاده اولقاسم (دید به سمت جنوب غرب). (B) رخنمون توده دیوریتی و کوارتز دیوریتی در دامنه جنوبی (دید به سمت شمال). (C) بافت گرانیتی (XPL) بافت گرانولار و دگرسانی سرسپتی در توده گرانودیوریتی (XPL) (E) نمای از دایک‌های دسته جمعی در کوه پاهرستان. (F) تصویر میکروسکوپی از دایک میکرودیوریتی دگرسان شده (XPL) (G) فراگیری قطعه‌ای از واحد دیوریتی در توده گرانودیوریتی. (H) نمای از دایک‌های میکرودیوریتی

دیوریت، کوارتز دیوریت

توده دیوریتی در بخش جنوبی کوه شاهزاده اولقاسم رخنمون دارد (شکل ۱). گسترش آن از شمال روستای خوشمردان تا شمال روستای طرسک دیده می‌شود و دارای وسعتی حدود ۳۰ کیلومتر مربع است (شکل ۱). توده یاد شده از نگاه سنگ‌شناسی ناهمگن و از سنگ‌هایی با ترکیب مختلف تشکیل شده است.

ترکیب سنگ‌شناسی آن بیشتر دیوریت است و با افزایش کوارتز، ترکیب دیوریت‌ها به سمت کوارتز دیوریت تغییر می‌نماید. هیچ هاله دگرگونی حرارتی در اطراف آن مشاهده نمی‌شود. توده یاد شده در بین بازالت‌ها و پریدوتیت‌های متعلق به مجموعه اقبولیتی قرار گرفته است (شکل B-۲). قطعاتی از هارزبوریت‌ها به صورت آنکلاو در دیوریت و کوارتز دیوریت‌ها یافت می‌شود. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ سبز تا خاکستری دیده می‌شود و بافت گرانولار دانه‌درشت تا دانه‌متوسط و اینترستال دارد. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آنها پلاژیوکلاز، هورنبلند و اوزیت است. پلاژیوکلاز حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد، هورنبلند حدود ۲۵ تا ۴۰ درصد، ۳ تا ۴ درصد فلدسپار آلکان و ۳ تا ۵ درصد پیروکسن است. اسفن، آپاتیت و مگنیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شود. از کانی‌های ثانویه آنها می‌توان به اپیدوت، کلریت و کلسیت اشاره کرد. به لحاظ زمانی جایگاه توده دیوریتی به کرتاسه فوقانی نسبت داده شده است (Jafarian and Jalali, 1998).

هورنبلند دیوریت-گابرو دیوریت

رخنمون محدود این سنگ‌ها در شمال-شمال شرق بلوچخانه دیده می‌شود (شکل ۱). در نمونه دستی به رنگ سبز تا خاکستری دیده می‌شود و بافت گرانولار دانه‌درشت تا دانه‌متوسط و اینترستال دارد. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده آنها

اوزیت، پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز در ابعاد ۵/ تا ۱/۵ میلی‌متر است. در برخی قسمت‌ها ترکیب توده بازیکتر (در حد گابرو) و شامل حدود ۴۰ تا ۴۵ درصد پلاژیوکلاز، حدود ۱۰ تا ۲۵ درصد پیروکسن و حدود ۲۰ تا ۳۰ درصد هورنبلند است. اسفن، آپاتیت و مگنیت کانی‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شود. دگرسانی پلاژیوکلاز به سرسپت، اپیدوت و کرنات در برخی مقاطع دیده می‌شود.

مونزونیت، کوارتز مونزونیت

این گروه از سنگ‌ها از نظر گسترش و پراکندگی محدودند. واحدهای مونزونیتی در بخش‌های جنوبی منطقه رخنمون دارد (شکل ۱). در نمونه دستی خاکستری تا سبز و دارای بافت گرانولار دانه‌متوسط است.

در بخش‌های مونزونیتی و کوارتز مونزونیتی کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و کوارتز (با اندازه ۰/۸ تا ۲/۵ میلی‌متر) است. فلدسپار آلکان و کوارتز در زمینه کانی‌های دیگر مشاهده می‌شود. پلاژیوکلاز حدود ۲۸ تا ۴۰ درصد، فلدسپار آلکان حدود ۲۵ تا ۲۷ درصد، آمفیبول حدود ۲۰ درصد و کوارتز حدود ۵ درصد وجود دارد.

دایک‌های تأخیری

آخرین فاز ماگماتیسم در منطقه کوه پاهرستان، شاهزاده اولقاسم و کوه میش با حضور دایک‌های میکرودیوریتی مشخص می‌شود (شکل H-۲). دایک‌ها بیانگر یک فاز کشی در منطقه است که سبب تشکیل یک سری شکستگی‌های عمیق در سنگ‌های اسیدی و بازیک شده و سپس مواد مذاب به درون شکستگی‌ها راه یافته و در اثر سرد شدن سریع به تشکیل دایک‌های میکرودیوریتی منتهی شده است. بعضی از دایک‌ها حاشیه انجماد سریع دارد و در حاشیه خود با سنگ میزبان، دانه‌ریز و تیره رنگ دیده می‌شود. امتداد دایک‌ها عموماً شمال شرق- جنوب غرب و یا شرقی- غربی است.

جدول ۲- نتایج تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی، کیماب و ناخالصی‌های گرانیتیوئیدهای محدوده کوه میش
A/CNK = [molar Al₂O₃/(CaO + K₂O + Na₂O)]; ANK = [molar Al₂O₃/(K₂O + Na₂O)]; «(Soltani, 2000).

Type	Granite		Quartz monzonite/monzodiorite				Quartz diorite		Microdiorite
	D10	R15936*	D11	D-34	D8	R15933*	Sp9		
SiO ₂	71.6	77.8	67.82	60.71	67.02	55.35	54.74		
TiO ₂	0.29	0.08	0.44	0.41	0.42	0.8	0.5		
Al ₂ O ₃	11.8	12.2	13.25	14.57	12.73	15.88	12.86		
FeO	1.32	0.95	1.96	6.41	2.16	7.96	3.40		
Fe ₂ O ₃	2.64	1.91	3.91	7.12	4.31	11.37	6.81		
MnO	0.11	0.02	0.24	0.33	0.19	0.17	0.25		
MgO	1.02	0.48	1.65	3.77	1.54	4.86	4.98		
CaO	4.61	1.02	3.26	6.95	5.2	6.3	11.13		
Na ₂ O	3.5	6.08	4.43	2.99	3.67	4.6	2.81		
K ₂ O	1.37	0.43	1.12	0.8	1.33	0.53	0.5		
P ₂ O ₅	0.06	0.01	0.09	0.09	0.1	0.15	0.07		
A/CNK	0.76	0.99	0.92	0.79	0.75	0.81	0.51		
ANK	1.64	1.16	1.56	2.52	1.70	1.95	2.49		
Na ₂ O/K ₂ O	2.55	14.14	3.96	3.74	2.76	8.68	5.62		

Type	Granodiorite								
	Sample	SS41	P17	D6	SS23	D12	D33	D37	SS4
SiO ₂	72.93	72.4	70.6	70.96	71.68	73.3	72.59	73.47	73.28
TiO ₂	0.24	0.29	0.32	0.32	0.32	0.24	0.24	0.28	0.26
Al ₂ O ₃	13.7	12.3	11.9	14.12	11.84	13.2	13.03	13.33	13.86
FeO	2.22	1.38	1.51	2.87	1.52	2.09	2.69	2.4	2.17
Fe ₂ O ₃	3.7	2.77	3.01	4.79	3.04	2.32	2.99	3.99	3.61
MnO	0.05	0.09	0.11	0.08	0.11	0.04	0.04	0.07	0.03
MgO	0.92	0.87	0.94	1.23	0.98	0.99	0.66	0.98	0.87
CaO	3.3	4.16	4.83	4.02	4.89	3.01	2.85	2.85	2.62
Na ₂ O	3.74	3.38	4.51	3.93	3.86	3.73	3.87	4.01	5.03
K ₂ O	1.38	1.24	1.06	0.5	0.35	1.62	0.95	0.94	0.38
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	0.05	0.06	0.04	0.06
A/CNK	1.00	0.85	0.69	0.99	0.76	0.99	1.04	1.04	1.03
ANK	1.79	1.78	1.39	2.02	1.76	1.67	1.76	1.75	1.60
Na ₂ O/K ₂ O	2.71	2.73	4.25	7.86	11.03	2.30	4.07	4.27	13.24

Type	R15936*	R15933*	SS41	SS23	SS4	SS8	P17	D8	D6	D12	D11	Sp9
	Ba	169	105	241	135	295	75	207	200	160	113	208
Rb	14.1	5.9	23.7	4.8	15.8	3.6	22.3	23.3	14.1	2.2	15	4.2
Sr	45.6	184.2	128.1	155.9	133.3	243.2	132.8	138.7	142.3	164.7	161.5	200.3
Zr	125.3	48.4	50.8	55.9	62.8	57.9	35.5	42.7	50.5	43.6	50.5	20.7
Nb	7.1	1.6	1	1.1	1.3	1.7	1	1	1	1.1	1.3	0.6
Co	1.3	35.1	5.5	8.2	6	4.3	4.8	11.4	5	3.8	8.3	33.4
La	9.3	5.9	4.2	4	4.4	5.7	4.7	5.1	4	5	5.7	2.6
Ce	18.9	12.6	8.8	9	9.7	12.7	9.5	11.8	8	11.1	12.3	5
Pr	2.5	1.8	1.14	1.25	1.33	1.77	1.2	1.73	1.03	1.45	1.71	0.77
Nd	10	8	4.9	5.6	5.7	7.6	5.5	8.3	4.3	7.1	8.1	3.3
Sm	2.34	2.28	1.21	1.55	1.65	2.13	1.34	2.28	1.35	1.89	2.13	1.09
Eu	0.34	0.79	0.38	0.49	0.47	0.65	0.49	0.46	0.48	0.59	0.51	0.45
Gd	3.05	2.86	1.48	2.14	1.97	2.73	1.71	2.87	1.49	2.23	2.53	1.55
Tb	0.63	0.54	0.29	0.42	0.4	0.53	0.32	0.6	0.28	0.41	0.5	0.29
Dy	4.29	3.38	1.92	2.79	2.61	3.48	1.94	3.71	1.87	2.64	2.81	1.86
Ho	1.02	0.72	0.45	0.62	0.6	0.77	0.51	0.9	0.43	0.65	0.7	0.44
Er	3.23	2.12	1.4	1.94	1.79	2.43	1.59	2.98	1.47	2.01	2.05	1.31
Tm	0.58	0.34	0.23	0.32	0.31	0.39	0.23	0.44	0.23	0.31	0.31	0.2
Yb	4.16	2.06	1.6	2.17	2.11	2.57	1.61	3.17	1.6	2.11	2.32	1.47

بذیرفتاری مغناطیسی

ویژگی‌های مغناطیسی سنگ با اندازه‌گیری مقدار بذیرفتاری مغناطیسی مشخص می‌شود. گرانیت‌ها بر اساس بذیرفتاری مغناطیسی به دو سری مگنتیت و ایلمنیت تقسیم می‌شود (Ishihara, 1977). مقدار بذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدهای سری مگنتیت بیش از 8×10^{-4} و سری ایلمنیت کمتر از این حد برآورد شده است (Ishihara, 1977). بذیرفتاری مغناطیسی توده‌های حساسیت‌سنج مغناطیسی مدل GMS-2 در دانشگاه فردوسی مشهد اندازه‌گیری شد. بیشترین مقدار اندازه‌گیری شده بذیرفتاری مغناطیسی توده‌ها $SI \times 10^{-4}$ ۷۶۱۳ است (جدول ۱). بذیرفتاری مغناطیسی همراه با ویژگی‌های کانی‌شناسی (مانند حضور اسفن و الاینیت اولیه، فراوانی مگنتیت و نبود مسکویت) نشان‌دهنده ماگماتیسم سری مگنتیت است. سری مگنتیت بیشتر با گرانیت‌های نوع A و سری ایلمنیت بیشتر با گرانیت‌های نوع S هم‌پوشانی دارد.

ژئوشیمی توده‌های نفوذی

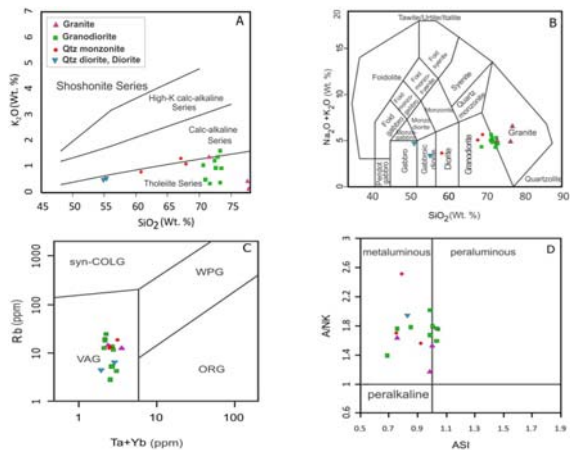
اسیدهای اصلی

با توجه به نتایج تجزیه ژئوشیمیایی توده‌های

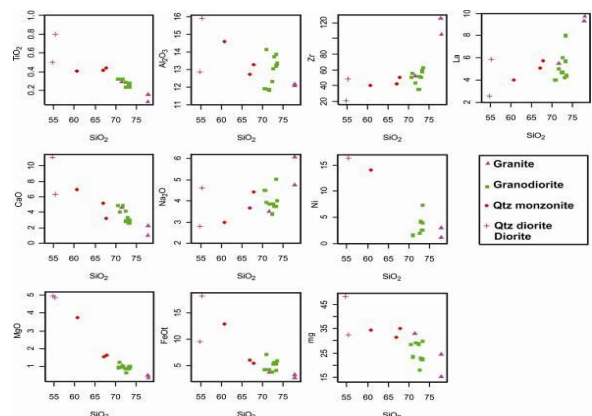
جدول ۱- مقایسه بذیرفتاری مغناطیسی تعدادی از واحدهای سنگی مختلف در محدوده کوه میش

واحد	مؤسسه بذیرفتاری مغناطیسی SI
گرانیت	404×10^{-5}
آلکانی فلدسپار گرانیت	789×10^{-5}
مونزونیت	1134×10^{-5}
دیوریت	2754×10^{-5}
گرانودیوریت	7613×10^{-5}

	R15936*	R15933*	SS41	SS23	SS4	SS8	P17	D8	D6	D12	D11	Sy9
امده جدول ۴												
Lu	0.69	0.33	0.26	0.36	0.34	0.41	0.25	0.5	0.28	0.34	0.36	0.21
Y	23.2	20	13	18.3	18.2	22.1	13.4	24.6	12.3	17.2	17.1	10.8
Cs	0.3	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ta	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Hf	4.6	1.8	1.9	2	2	1.9	1.2	1.5	1.7	1.6	1.6	0.7
Pb	1.1	0.4	0.9	0.6	2.3	0.3		1	1.2			2
Th	11.3	1.2	1.1	1.1	1.3	1.2	0.9	0.9	0.3	0.4	0.9	2.6
U	1.6	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.9
Sc	6	31	8	13	9	11						18.9
V	<8	361	54	73	48	28	121	42	44	44	35	132
Ga	14.6	16.9	11.5	12.5	12	12.5	11.3	12.9	10.1	10.6	14.7	12
Rb/Zr	0.1	0.1	0.5	0.1	0.3	0.1	0.6	0.5	0.3	0.1	0.3	0.2
Sr/Y	2.0	9.2	9.9	8.5	7.3	11.0	9.9	5.6	11.6	9.6	9.4	18.5
Ce/Yb	4.5	6.1	5.5	4.1	4.6	4.9	5.9	3.7	5.0	5.3	5.3	3.4
(La/Yb)	1.51	1.93	1.77	1.24	1.41	1.5	1.97	1.08	1.69	1.6	1.66	1.19
(Ce/Yb) _N	1.18	1.58	1.42	1.07	1.19	1.28	1.53	0.96	1.29	1.36	1.37	0.88
(La/Sm) _N	2.5	1.63	2.18	1.62	1.68	1.68	2.21	1.41	1.86	1.66	1.68	1.5
Eu/Eu*	0.39	0.95	0.87	0.82	0.8	0.82	0.99	0.55	1.03	0.88	0.67	1.06

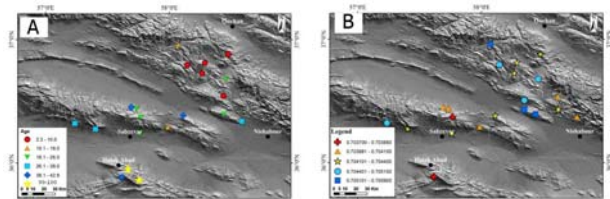


شکل ۳- A) طبقه‌بندی ژئوشیمیایی سنگ‌های نفوذی با استفاده از نمودار مقدار Na_2O+K_2O در مقابل SiO_2 (Middlemost, 1985) نمونه‌های مورد بررسی در دیگرام K_2O در مقابل SiO_2 (Pecorello and Taylor, 1976) در محدوده توله‌ایست تا کالک‌آلکان پتاسیم پایین قرار می‌گیرد. C) نمونه‌ها در دیگرام ANK در مقابل ACNK (Frost et al., 2001) اغلب در محدوده متالومین قرار می‌گیرد. D) نمودار تعیین موقعیت تکنیتیکی گرانیتوئیدها (Pearce et al., 1984)



شکل ۴- نمودارهای هارکر برخی عناصر اصلی و فرعی در مقابل اکسید سیلیسیم (اکسیدها بر حسب درصد وزنی و عناصر بر حسب گرم در تن).

نمودارهای عنکبوتی مربوط به عناصر کمیاب که نسبت به مقادیر موب (Pearce, 1983) نرمالیزه شده در شکل ۶-۱۰-۱۱-۱۲-۱۳-۱۴-۱۵-۱۶-۱۷-۱۸-۱۹-۲۰-۲۱-۲۲-۲۳-۲۴-۲۵-۲۶-۲۷-۲۸-۲۹-۳۰-۳۱-۳۲-۳۳-۳۴-۳۵-۳۶-۳۷-۳۸-۳۹-۴۰-۴۱-۴۲-۴۳-۴۴-۴۵-۴۶-۴۷-۴۸-۴۹-۵۰-۵۱-۵۲-۵۳-۵۴-۵۵-۵۶-۵۷-۵۸-۵۹-۶۰-۶۱-۶۲-۶۳-۶۴-۶۵-۶۶-۶۷-۶۸-۶۹-۷۰-۷۱-۷۲-۷۳-۷۴-۷۵-۷۶-۷۷-۷۸-۷۹-۸۰-۸۱-۸۲-۸۳-۸۴-۸۵-۸۶-۸۷-۸۸-۸۹-۹۰-۹۱-۹۲-۹۳-۹۴-۹۵-۹۶-۹۷-۹۸-۹۹-۱۰۰-۱۰۱-۱۰۲-۱۰۳-۱۰۴-۱۰۵-۱۰۶-۱۰۷-۱۰۸-۱۰۹-۱۱۰-۱۱۱-۱۱۲-۱۱۳-۱۱۴-۱۱۵-۱۱۶-۱۱۷-۱۱۸-۱۱۹-۱۲۰-۱۲۱-۱۲۲-۱۲۳-۱۲۴-۱۲۵-۱۲۶-۱۲۷-۱۲۸-۱۲۹-۱۳۰-۱۳۱-۱۳۲-۱۳۳-۱۳۴-۱۳۵-۱۳۶-۱۳۷-۱۳۸-۱۳۹-۱۴۰-۱۴۱-۱۴۲-۱۴۳-۱۴۴-۱۴۵-۱۴۶-۱۴۷-۱۴۸-۱۴۹-۱۵۰-۱۵۱-۱۵۲-۱۵۳-۱۵۴-۱۵۵-۱۵۶-۱۵۷-۱۵۸-۱۵۹-۱۶۰-۱۶۱-۱۶۲-۱۶۳-۱۶۴-۱۶۵-۱۶۶-۱۶۷-۱۶۸-۱۶۹-۱۷۰-۱۷۱-۱۷۲-۱۷۳-۱۷۴-۱۷۵-۱۷۶-۱۷۷-۱۷۸-۱۷۹-۱۸۰-۱۸۱-۱۸۲-۱۸۳-۱۸۴-۱۸۵-۱۸۶-۱۸۷-۱۸۸-۱۸۹-۱۹۰-۱۹۱-۱۹۲-۱۹۳-۱۹۴-۱۹۵-۱۹۶-۱۹۷-۱۹۸-۱۹۹-۲۰۰-۲۰۱-۲۰۲-۲۰۳-۲۰۴-۲۰۵-۲۰۶-۲۰۷-۲۰۸-۲۰۹-۲۱۰-۲۱۱-۲۱۲-۲۱۳-۲۱۴-۲۱۵-۲۱۶-۲۱۷-۲۱۸-۲۱۹-۲۲۰-۲۲۱-۲۲۲-۲۲۳-۲۲۴-۲۲۵-۲۲۶-۲۲۷-۲۲۸-۲۲۹-۲۳۰-۲۳۱-۲۳۲-۲۳۳-۲۳۴-۲۳۵-۲۳۶-۲۳۷-۲۳۸-۲۳۹-۲۴۰-۲۴۱-۲۴۲-۲۴۳-۲۴۴-۲۴۵-۲۴۶-۲۴۷-۲۴۸-۲۴۹-۲۵۰-۲۵۱-۲۵۲-۲۵۳-۲۵۴-۲۵۵-۲۵۶-۲۵۷-۲۵۸-۲۵۹-۲۶۰-۲۶۱-۲۶۲-۲۶۳-۲۶۴-۲۶۵-۲۶۶-۲۶۷-۲۶۸-۲۶۹-۲۷۰-۲۷۱-۲۷۲-۲۷۳-۲۷۴-۲۷۵-۲۷۶-۲۷۷-۲۷۸-۲۷۹-۲۸۰-۲۸۱-۲۸۲-۲۸۳-۲۸۴-۲۸۵-۲۸۶-۲۸۷-۲۸۸-۲۸۹-۲۹۰-۲۹۱-۲۹۲-۲۹۳-۲۹۴-۲۹۵-۲۹۶-۲۹۷-۲۹۸-۲۹۹-۳۰۰-۳۰۱-۳۰۲-۳۰۳-۳۰۴-۳۰۵-۳۰۶-۳۰۷-۳۰۸-۳۰۹-۳۱۰-۳۱۱-۳۱۲-۳۱۳-۳۱۴-۳۱۵-۳۱۶-۳۱۷-۳۱۸-۳۱۹-۳۲۰-۳۲۱-۳۲۲-۳۲۳-۳۲۴-۳۲۵-۳۲۶-۳۲۷-۳۲۸-۳۲۹-۳۳۰-۳۳۱-۳۳۲-۳۳۳-۳۳۴-۳۳۵-۳۳۶-۳۳۷-۳۳۸-۳۳۹-۳۴۰-۳۴۱-۳۴۲-۳۴۳-۳۴۴-۳۴۵-۳۴۶-۳۴۷-۳۴۸-۳۴۹-۳۵۰-۳۵۱-۳۵۲-۳۵۳-۳۵۴-۳۵۵-۳۵۶-۳۵۷-۳۵۸-۳۵۹-۳۶۰-۳۶۱-۳۶۲-۳۶۳-۳۶۴-۳۶۵-۳۶۶-۳۶۷-۳۶۸-۳۶۹-۳۷۰-۳۷۱-۳۷۲-۳۷۳-۳۷۴-۳۷۵-۳۷۶-۳۷۷-۳۷۸-۳۷۹-۳۸۰-۳۸۱-۳۸۲-۳۸۳-۳۸۴-۳۸۵-۳۸۶-۳۸۷-۳۸۸-۳۸۹-۳۹۰-۳۹۱-۳۹۲-۳۹۳-۳۹۴-۳۹۵-۳۹۶-۳۹۷-۳۹۸-۳۹۹-۴۰۰-۴۰۱-۴۰۲-۴۰۳-۴۰۴-۴۰۵-۴۰۶-۴۰۷-۴۰۸-۴۰۹-۴۱۰-۴۱۱-۴۱۲-۴۱۳-۴۱۴-۴۱۵-۴۱۶-۴۱۷-۴۱۸-۴۱۹-۴۲۰-۴۲۱-۴۲۲-۴۲۳-۴۲۴-۴۲۵-۴۲۶-۴۲۷-۴۲۸-۴۲۹-۴۳۰-۴۳۱-۴۳۲-۴۳۳-۴۳۴-۴۳۵-۴۳۶-۴۳۷-۴۳۸-۴۳۹-۴۴۰-۴۴۱-۴۴۲-۴۴۳-۴۴۴-۴۴۵-۴۴۶-۴۴۷-۴۴۸-۴۴۹-۴۵۰-۴۵۱-۴۵۲-۴۵۳-۴۵۴-۴۵۵-۴۵۶-۴۵۷-۴۵۸-۴۵۹-۴۶۰-۴۶۱-۴۶۲-۴۶۳-۴۶۴-۴۶۵-۴۶۶-۴۶۷-۴۶۸-۴۶۹-۴۷۰-۴۷۱-۴۷۲-۴۷۳-۴۷۴-۴۷۵-۴۷۶-۴۷۷-۴۷۸-۴۷۹-۴۸۰-۴۸۱-۴۸۲-۴۸۳-۴۸۴-۴۸۵-۴۸۶-۴۸۷-۴۸۸-۴۸۹-۴۹۰-۴۹۱-۴۹۲-۴۹۳-۴۹۴-۴۹۵-۴۹۶-۴۹۷-۴۹۸-۴۹۹-۵۰۰-۵۰۱-۵۰۲-۵۰۳-۵۰۴-۵۰۵-۵۰۶-۵۰۷-۵۰۸-۵۰۹-۵۱۰-۵۱۱-۵۱۲-۵۱۳-۵۱۴-۵۱۵-۵۱۶-۵۱۷-۵۱۸-۵۱۹-۵۲۰-۵۲۱-۵۲۲-۵۲۳-۵۲۴-۵۲۵-۵۲۶-۵۲۷-۵۲۸-۵۲۹-۵۳۰-۵۳۱-۵۳۲-۵۳۳-۵۳۴-۵۳۵-۵۳۶-۵۳۷-۵۳۸-۵۳۹-۵۴۰-۵۴۱-۵۴۲-۵۴۳-۵۴۴-۵۴۵-۵۴۶-۵۴۷-۵۴۸-۵۴۹-۵۵۰-۵۵۱-۵۵۲-۵۵۳-۵۵۴-۵۵۵-۵۵۶-۵۵۷-۵۵۸-۵۵۹-۵۶۰-۵۶۱-۵۶۲-۵۶۳-۵۶۴-۵۶۵-۵۶۶-۵۶۷-۵۶۸-۵۶۹-۵۷۰-۵۷۱-۵۷۲-۵۷۳-۵۷۴-۵۷۵-۵۷۶-۵۷۷-۵۷۸-۵۷۹-۵۸۰-۵۸۱-۵۸۲-۵۸۳-۵۸۴-۵۸۵-۵۸۶-۵۸۷-۵۸۸-۵۸۹-۵۹۰-۵۹۱-۵۹۲-۵۹۳-۵۹۴-۵۹۵-۵۹۶-۵۹۷-۵۹۸-۵۹۹-۶۰۰-۶۰۱-۶۰۲-۶۰۳-۶۰۴-۶۰۵-۶۰۶-۶۰۷-۶۰۸-۶۰۹-۶۱۰-۶۱۱-۶۱۲-۶۱۳-۶۱۴-۶۱۵-۶۱۶-۶۱۷-۶۱۸-۶۱۹-۶۲۰-۶۲۱-۶۲۲-۶۲۳-۶۲۴-۶۲۵-۶۲۶-۶۲۷-۶۲۸-۶۲۹-۶۳۰-۶۳۱-۶۳۲-۶۳۳-۶۳۴-۶۳۵-۶۳۶-۶۳۷-۶۳۸-۶۳۹-۶۴۰-۶۴۱-۶۴۲-۶۴۳-۶۴۴-۶۴۵-۶۴۶-۶۴۷-۶۴۸-۶۴۹-۶۵۰-۶۵۱-۶۵۲-۶۵۳-۶۵۴-۶۵۵-۶۵۶-۶۵۷-۶۵۸-۶۵۹-۶۶۰-۶۶۱-۶۶۲-۶۶۳-۶۶۴-۶۶۵-۶۶۶-۶۶۷-۶۶۸-۶۶۹-۶۷۰-۶۷۱-۶۷۲-۶۷۳-۶۷۴-۶۷۵-۶۷۶-۶۷۷-۶۷۸-۶۷۹-۶۸۰-۶۸۱-۶۸۲-۶۸۳-۶۸۴-۶۸۵-۶۸۶-۶۸۷-۶۸۸-۶۸۹-۶۹۰-۶۹۱-۶۹۲-۶۹۳-۶۹۴-۶۹۵-۶۹۶-۶۹۷-۶۹۸-۶۹۹-۷۰۰-۷۰۱-۷۰۲-۷۰۳-۷۰۴-۷۰۵-۷۰۶-۷۰۷-۷۰۸-۷۰۹-۷۱۰-۷۱۱-۷۱۲-۷۱۳-۷۱۴-۷۱۵-۷۱۶-۷۱۷-۷۱۸-۷۱۹-۷۲۰-۷۲۱-۷۲۲-۷۲۳-۷۲۴-۷۲۵-۷۲۶-۷۲۷-۷۲۸-۷۲۹-۷۳۰-۷۳۱-۷۳۲-۷۳۳-۷۳۴-۷۳۵-۷۳۶-۷۳۷-۷۳۸-۷۳۹-۷۴۰-۷۴۱-۷۴۲-۷۴۳-۷۴۴-۷۴۵-۷۴۶-۷۴۷-۷۴۸-۷۴۹-۷۵۰-۷۵۱-۷۵۲-۷۵۳-۷۵۴-۷۵۵-۷۵۶-۷۵۷-۷۵۸-۷۵۹-۷۶۰-۷۶۱-۷۶۲-۷۶۳-۷۶۴-۷۶۵-۷۶۶-۷۶۷-۷۶۸-۷۶۹-۷۷۰-۷۷۱-۷۷۲-۷۷۳-۷۷۴-۷۷۵-۷۷۶-۷۷۷-۷۷۸-۷۷۹-۷۸۰-۷۸۱-۷۸۲-۷۸۳-۷۸۴-۷۸۵-۷۸۶-۷۸۷-۷۸۸-۷۸۹-۷۹۰-۷۹۱-۷۹۲-۷۹۳-۷۹۴-۷۹۵-۷۹۶-۷۹۷-۷۹۸-۷۹۹-۸۰۰-۸۰۱-۸۰۲-۸۰۳-۸۰۴-۸۰۵-۸۰۶-۸۰۷-۸۰۸-۸۰۹-۸۱۰-۸۱۱-۸۱۲-۸۱۳-۸۱۴-۸۱۵-۸۱۶-۸۱۷-۸۱۸-۸۱۹-۸۲۰-۸۲۱-۸۲۲-۸۲۳-۸۲۴-۸۲۵-۸۲۶-۸۲۷-۸۲۸-۸۲۹-۸۳۰-۸۳۱-۸۳۲-۸۳۳-۸۳۴-۸۳۵-۸۳۶-۸۳۷-۸۳۸-۸۳۹-۸۴۰-۸۴۱-۸۴۲-۸۴۳-۸۴۴-۸۴۵-۸۴۶-۸۴۷-۸۴۸-۸۴۹-۸۵۰-۸۵۱-۸۵۲-۸۵۳-۸۵۴-۸۵۵-۸۵۶-۸۵۷-۸۵۸-۸۵۹-۸۶۰-۸۶۱-۸۶۲-۸۶۳-۸۶۴-۸۶۵-۸۶۶-۸۶۷-۸۶۸-۸۶۹-۸۷۰-۸۷۱-۸۷۲-۸۷۳-۸۷۴-۸۷۵-۸۷۶-۸۷۷-۸۷۸-۸۷۹-۸۸۰-۸۸۱-۸۸۲-۸۸۳-۸۸۴-۸۸۵-۸۸۶-۸۸۷-۸۸۸-۸۸۹-۸۹۰-۸۹۱-۸۹۲-۸۹۳-۸۹۴-۸۹۵-۸۹۶-۸۹۷-۸۹۸-۸۹۹-۹۰۰-۹۰۱-۹۰۲-۹۰۳-۹۰۴-۹۰۵-۹۰۶-۹۰۷-۹۰۸-۹۰۹-۹۱۰-۹۱۱-۹۱۲-۹۱۳-۹۱۴-۹۱۵-۹۱۶-۹۱۷-۹۱۸-۹۱۹-۹۲۰-۹۲۱-۹۲۲-۹۲۳-۹۲۴-۹۲۵-۹۲۶-۹۲۷-۹۲۸-۹۲۹-۹۳۰-۹۳۱-۹۳۲-۹۳۳-۹۳۴-۹۳۵-۹۳۶-۹۳۷-۹۳۸-۹۳۹-۹۴۰-۹۴۱-۹۴۲-۹۴۳-۹۴۴-۹۴۵-۹۴۶-۹۴۷-۹۴۸-۹۴۹-۹۵۰-۹۵۱-۹۵۲-۹۵۳-۹۵۴-۹۵۵-۹۵۶-۹۵۷-۹۵۸-۹۵۹-۹۶۰-۹۶۱-۹۶۲-۹۶۳-۹۶۴-۹۶۵-۹۶۶-۹۶۷-۹۶۸-۹۶۹-۹۷۰-۹۷۱-۹۷۲-۹۷۳-۹۷۴-۹۷۵-۹۷۶-۹۷۷-۹۷۸-۹۷۹-۹۸۰-۹۸۱-۹۸۲-۹۸۳-۹۸۴-۹۸۵-۹۸۶-۹۸۷-۹۸۸-۹۸۹-۹۹۰-۹۹۱-۹۹۲-۹۹۳-۹۹۴-۹۹۵-۹۹۶-۹۹۷-۹۹۸-۹۹۹-۱۰۰۰-۱۰۰۱-۱۰۰۲-۱۰۰۳-۱۰۰۴-۱۰۰۵-۱۰۰۶-۱۰۰۷-۱۰۰۸-۱۰۰۹-۱۰۱۰-۱۰۱۱-۱۰۱۲-۱۰۱۳-۱۰۱۴-۱۰۱۵-۱۰۱۶-۱۰۱۷-۱۰۱۸-۱۰۱۹-۱۰۲۰-۱۰۲۱-۱۰۲۲-۱۰۲۳-۱۰۲۴-۱۰۲۵-۱۰۲۶-۱۰۲۷-۱۰۲۸-۱۰۲۹-۱۰۳۰-۱۰۳۱-۱۰۳۲-۱۰۳۳-۱۰۳۴-۱۰۳۵-۱۰۳۶-۱۰۳۷-۱۰۳۸-۱۰۳۹-۱۰۴۰-۱۰۴۱-۱۰۴۲-۱۰۴۳-۱۰۴۴-۱۰۴۵-۱۰۴۶-۱۰۴۷-۱۰۴۸-۱۰۴۹-۱۰۵۰-۱۰۵۱-۱۰۵۲-۱۰۵۳-۱۰۵۴-۱۰۵۵-۱۰۵۶-۱۰۵۷-۱۰۵۸-۱۰۵۹-۱۰۶۰-۱۰۶۱-۱۰۶۲-۱۰۶۳-۱۰۶۴-۱۰۶۵-۱۰۶۶-۱۰۶۷-۱۰۶۸-۱۰۶۹-۱۰۷۰-۱۰۷۱-۱۰۷۲-۱۰۷۳-۱۰۷۴-۱۰۷۵-۱۰۷۶-۱۰۷۷-۱۰۷۸-۱۰۷۹-۱۰۸۰-۱۰۸۱-۱۰۸۲-۱۰۸۳-۱۰۸۴-۱۰۸۵-۱۰۸۶-۱۰۸۷-۱۰۸۸-۱۰۸۹-۱۰۹۰-۱۰۹۱-۱۰۹۲-۱۰۹۳-۱۰۹۴-۱۰۹۵-۱۰۹۶-۱۰۹۷-۱۰۹۸-۱۰۹۹-۱۱۰۰-۱۱۰۱-۱۱۰۲-۱۱۰۳-۱۱۰۴-۱۱۰۵-۱۱۰۶-۱۱۰۷-۱۱۰۸-۱۱۰۹-۱۱۱۰-۱۱۱۱-۱۱۱۲-۱۱۱۳-۱۱۱۴-۱۱۱۵-۱۱۱۶-۱۱۱۷-۱۱۱۸-۱۱۱۹-۱۱۲۰-۱۱۲۱-۱۱۲۲-۱۱۲۳-۱۱۲۴-۱۱۲۵-۱۱۲۶-۱۱۲۷-۱۱۲۸-۱۱۲۹-۱۱۳۰-۱۱۳۱-۱۱۳۲-۱۱۳۳-۱۱۳۴-۱۱۳۵-۱۱۳۶-۱۱۳۷-۱۱۳۸-۱۱۳۹-۱۱۴۰-۱۱۴۱-۱۱۴۲-۱۱۴۳-۱۱۴۴-۱۱۴۵-۱۱۴۶-۱۱۴۷-۱۱۴۸-۱۱۴۹-۱۱۵۰-۱۱۵۱-۱۱۵۲-۱۱۵۳-۱۱۵۴-۱۱۵۵-۱۱۵۶-۱۱۵۷-۱۱۵۸-۱۱۵۹-۱۱۶۰-۱۱۶۱-۱۱۶۲-۱۱۶۳-۱۱۶۴-۱۱۶۵-۱۱۶۶-۱۱۶۷-۱۱۶۸-۱۱۶۹-۱۱۷۰-۱۱۷۱-۱۱۷۲-۱۱۷۳-۱۱۷۴-۱۱۷۵-۱۱۷۶-۱۱۷۷-۱۱۷۸-۱۱۷۹-۱۱۸۰-۱۱۸۱-۱۱۸۲-۱۱۸۳-۱۱۸۴-۱۱۸۵-۱۱۸۶-۱۱۸۷-۱۱۸۸-۱۱۸۹-۱۱۹۰-۱۱۹۱-۱۱۹۲-۱۱۹۳-۱۱۹۴-۱۱۹۵-۱۱۹۶-۱۱۹۷-۱۱۹۸-۱۱۹۹-۱۲۰۰-۱۲۰۱-۱۲۰۲-۱۲۰۳-۱۲۰۴-۱۲۰۵-۱۲۰۶-۱۲۰۷-۱۲۰۸-۱۲۰۹-۱۲۱۰-۱۲۱۱-۱۲۱۲-۱۲۱۳-۱۲۱۴-۱۲۱۵-۱۲۱۶-۱۲۱۷-۱۲۱۸-۱۲۱۹-۱۲۲۰-۱۲۲۱-۱۲۲۲-۱۲۲۳-۱۲۲۴-۱۲۲۵-۱۲۲۶-۱۲۲۷-۱۲۲۸-۱۲۲۹-۱۲۳۰-۱۲۳۱-۱۲۳۲-



شکل ۹- A و B) مقایسه نتایج سن‌سنجی و مقادیر ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نوده‌های نفوذی و سنگ‌های ولکانیکی

متغیر است. بر اساس کنایه‌شناسی و مقادیر بالای پذیرفتاری مغناطیسی واحدهای نفوذی منطقه در طبقه گرانیتوئیدهای اکسیدان سری مگنتیت Zr و Y , Nb مقادیر نسبتاً پایین Zr و Y , Nb بیانگر آن است که گرانیتوئیدهای بررسی شده سری I با ماهیت غالب مثالومین، از نظر سری ماگمایی روند توله‌ای تا آهکی-قلیایی دارد. نمودارهای بنجبار شده عناصر خاکی کمیاب این سنگ‌ها نسبت به کندریت و گوشته اولیه تقریباً مسطح و غنی‌شدگی جزئی از عناصر خاکی کمیاب سبک در گرانیت‌ها نشان می‌دهد. ویژگی‌های اشاره شده با شاخص ماگماهای مناطق فرورانش منطبق است.

بی‌هنجاری منفی از عناصر با شدت میدان بالا نظیر Nb و Ti از ویژگی‌های شاخص محیط‌های کم‌مکانی است. با توجه به رفتار عناصر خاکی کمیاب که الگوی تقریباً مسطح $(\text{Y}/\text{Sm})_{\text{N}} - (\text{Y}/\text{La})_{\text{N}}$ داشته، سراج از

محدوده پایداری گارنت را نشان می‌دهد؛ بنابراین، سنگ منشأ آن از نوع اکلوژیتی یا گارنت آمفیبولیتی نیست. نتایج بررسی‌های ایزوتوپی رادیوژنیک $\text{Rb}-\text{Sr}$ و $\text{Sm}-\text{Nd}$ منشأ ماگما را خارج از پوسته قاره‌ای و از گوشته نشان می‌دهد. سن‌سنجی با روش اورانیم-سرب بر روی کانی زیرک بیانگر آن است که ماگماتیسم منطقه بررسی

نسبت Sm/Yb که به منظور تعیین حضور یا عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ سنگ‌های بررسی شده به کار می‌رود در نمونه‌های مورد بررسی کمتر از ۲ است؛ بنابراین، نوده‌های نفوذی جنوب سسوزار در محدوده منشأ بدون گارنت قرار می‌گیرد.

در منطقه سلطان‌آباد (شمال‌شرق شهر سسوزار) رخنمون چند توده نفوذی با ویژگی‌های آداکیت‌گزارش شده که به ذوب بخشی لیتوسفر اقیانوسی فرورو و تشکیل مذاب آداکیتی و رسیت گارنت-آمفیبولیتی در اعماق یک پهنه فرورانش داغ نسبت داده شده است (Nasrabad, 2013) بررسی ماگماتیسم شمال و جنوب سسوزار بیانگر افزایش عمق تشکیل ماگما به سمت شمال و شمال‌شرق در این منطقه است. با وجود این، ارتباط فرآیند ماگماتیسم جنوب سسوزار با تشکیل آداکیت‌ها در دو منطقه سلطان‌آباد و قوچان نیاز به بررسی بیشتر دارد.

نتیجه‌گیری

در گستره جنوب سسوزار رخنمون وسیعی از نوده‌های آذرین نفوذی و نیمه‌عمیق به اشکال باتولیت، استوک و دایک در بین سنگ‌های افیولیتی دیده می‌شود. ترکیب سنگ‌شناسی این نوده‌ها از دیوریت، کوآرتز دیوریت، کوآرتز مونزونیت، گرانودیوریت تا گرانیت

Hawkesworth, C. J., Hergt, J. M., Ellam, R. M. and Mc Dermott, F. (1991) Element fluxes associated with subduction related magmatism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 335: 393-405.

Heaman, L. and Parrish, R. R. (1991) U-Pb geochronology of accessory minerals. In: *Applications of radiogenic isotope systems to problems in geology* (Eds. Human, L. and Ludden, J. N.) 19: 59-102. Mineralogical Association of Canada, Canada.

Hoskin, P. W. O. and Schaltegger, U. (2003) The composition of zircon and metamorphic petrogenesis. In: *Zircon* (Eds. Hanchar, J. M. and Hoskin, P. W. O.) 53: 27-62. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, Washington, DC.

Ishihara, S. (1977) The magnetite series and ilmenite series granitic rocks. *Mining Geology* 27: 293-305.

Jafarian, M. and Jalali, M. (1998) Geological 1:100000 Map of Sheshtamad. Geological Survey of Iran, Tehran.

Juteau, T. and Maury, R. (1997) *Geologie de la croûte oceanique, petrologie et dynamique endogens*. Masson, Paris.

Keppler, H. (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. *Nature* 380: 237-240.

Lindenberge, H. G., Gorler, K. and Ibbeken, H. (1983) Stratigraphy, structure and orogenic evolution of the Sabzevar zone in the area of Oryan (Khorasan, NE Iran). Report 51: 119-143, Geological Survey of Iran, Tehran.

Martin, H. (1994) The archaean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: *The archaean crustal evolution* (Ed. Condie, K. C.) 205-259. Elsevier, Amsterdam.

Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46: 411-429.

Middlemost, E. A. K. (1985) *Magmas and magmatic rocks*. Longman scientific and Technical, London.

Nasrabad, M. (2013) *Petrogenesis of hornblende dykes from southwest Soltan abad (NE Sabzevar)*. *Petrology* 4(13): 99-117.

Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margin. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva, Cheshire.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.

Peccerillo, R. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.

Ramezani, J. and Tucker, R. D. (2003) The Saghband region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622-665.

Rubatto, D., Williams, I. S. and Buick, I. S. (2001) Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds range central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140: 458-468.

Soltani, A. (2000) *Geochemistry and geochronology of I-type granitoid rocks in the northeastern Central Iran plate*. PhD Thesis, university of Wollongong, Wollongong.

سیاسگزار

شده به صورت ظهور ترکیبات گرانودیوریتی-گرانیتی در کرتاسه میانی اتفاق افتاده است. بنابراین، برخلاف آن چه قبلاً عنوان شده سن نوده‌های نفوذی جنوب سسوزار قدیمی‌تر از سنوزونیک و به حوادث اوسن مربوط نیست.

منابع

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

Bauman, A., Spies, O. and Lensch, G. (1983) Strontium isotopic composition of post Ophiolitic Tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar and Quchan NE Iran. *Geodynamic Project (geotraverse) in Iran*, final report. Report no. 51, Geological Survey of Iran, Tehran.

Boynton, W. V. (1985) Cosmochemistry of the rare earth elements, meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry, developments in geochemistry* (Ed. Henderson, P. E.) 63-114. Elsevier, Amsterdam.

Brown, G. C., Thorpe, R. S. and Webb, P. C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society of London* 141: 413-426.

Castillo, P. R., Rigby, S. J. and Solidum, R. U. (2006) Origin of high field strength element enrichment in volcanic arcs: geochemical evidence from the Sulu Arc, Southern Philippines. *Lithos* 97(3-4): 271-288.

Chappell, B. W., Bryant, C. J., Wyborn, D. and White, A. J. R. (1998) High and low-temperature I-type granites. *Resource Geology* 4-48: 225-235.

Cherniak, D. J. and Watson, E. B. (2000) Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology* 172: 5-24.

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

Eftekharijad, J., Aghanabati, A. and Hamzehpour, B. (1976) The geological map of Kashmar 1:250000, Geological Survey of Iran, Tehran.

Frost, B. R. and Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.

Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khanalizadeh, A. and Tanha, A. (2010) Petrology, geochemistry and radiometric ages of high silica Adakitic Domains of Neogene continental arc, south of Quchan. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 18(3): 347-370 (in Persian).

Ghorbani, M. (2002) The history of economic geology of Iran. national geoscience database of Iran. Tehran.

Gust, D. A., Arculus, R. A. and Kersting, A. B. (1977) Aspects of magma sources and processes in the Honsu arc. *The Canadian Mineralogist* 35: 347-365.

Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methuen and Co. London.

Hassani pak, A. A. and Ghazi, A. M. (2000) Petrology, geochemistry and tectonic setting of the Khoy ophiolite, northwest Iran: implications for Tethyan tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences* 18(1): 109-121.

Australia.

Spies, O., Lensch, G. and Mihm, A. (1984) Petrology and geochemistry of the post-Ophiolitic Tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan, NE Iran. Report 51: 389-408, Geological Survey of Iran, Tehran.

Sun, S. S. and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: *Magmatism in oceanic basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 42: 313-345. Geological Society of London, London.

Tatsumi, Y., Hamilton, D. L. and Nesbitt, R. W. (1986) Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology* 29: 293-310.

Taylor, S. R. and Mc Lennan, S. M. (1985) The continental crust, its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks, Blackwell, Oxford.

Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L., Parry, S. J., Simpson, P. R., Hutchison, R. and O'Hara, M. J. (1984) An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 310(1514): 549-590.

Wark, D. A. and Miller, C. F. (1993) Accessory mineral behavior during differentiation of a granite suite: monazite, xenotime and zircon in the Sweetwater Wash pluton, southeastern California. *Chemical Geology* 110: 49-67.

Watson, E. B. (1996) Dissolution, growth and survival of zircons during crustal fusion: kinetic principles, geologic models and implications for isotopic inheritance. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Science* 87: 43-56.

Williams, I. S. (2001) Response of detrital zircon and monazite and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 557-580.

Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J. (1993) High field strength and transition element systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 114: 491-504.

نشان داده است که بازالت‌های آلکان قاره‌ای نسبت به هوازهای اقیانوسی تنوع ترکیبی بیشتری دارد. این ویژگی ناشی از تأثیر لیتوسفر قاره‌ای در مسیر رسیدن ماگما به سطح زمین است (Yan and Zhao, 2008). منشأ بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای به ذوب گوشته استوسفری، لیتوسفری و یا تأثیر هر دو نسبت داده شده است (Yan and Zhao, 2008). صعود سریع بازالت‌های آلکان باعث می‌شود که قطعاتی از سنگ‌های مسیر خود را از گوشته و پوسته به صورت زئولیت و زئوکریست با خود حمل نمایند و به سطح زمین برسند. این قطعات پنجره‌ای مستقیم در ارزیابی ماهیت پوسته و گوشته و شرایط صعود ماگما میزبان آنها است (Mc Griffin *et al.*, 1999; Donough, 1990). در شمال‌شرق استان اصفهان (کوه توپره، جنوب‌غرب جندق) و حاشیه شمال غربی خردقاره شرق-ایران مرکزی (CEIM) بازالت‌های آلکان الیگوسن (با روش K-Ar; Aistov *et al.*, 1984) رخنمون دارد. این بازالت‌ها زئولیت‌های گوشته و زئوکریست‌های پلاژیوکلاز و ارتوپروکسن با بافت‌های واکنشی در اطرافشان دارد. بررسی این بازالت‌ها در تعیین ماهیت ولکانیسم الیگوسن شمال‌غرب CEIM و نحوه صعود ماگما سازنده آنها کارآمد است. در پژوهش حاضر، برای نخستین بار به بررسی ماهیت این بازالت و زئوکریست‌های موجود در آنها پرداخته می‌شود.

زمین‌شناسی منطقه

مهمترین واحدهای ساختمانی ایران عبارتند از: پهنه زاگرس، پهنه سندج-سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه-دختر، خردقاره شرق-ایران مرکزی، البرز، کبه داغ، شرق ایران و مکران (شکل ۱). CEIM از مهم‌ترین واحدهای ساختمانی ایران است که از اطراف توسط اقیانوس‌های مزوزوئیک-ترتسیر، کبه بقایای اقیانوس نئوتتیس است و گسل‌های اصلی (از طرف شمال توسط گسل کویر بزرگ، به سمت غرب

و جنوب‌غرب توسط گسل دهشیر-بافت و در جنوب توسط گسل بشارگرد) محدود می‌شود (Almasian; Davoudzadeh, 1997; Torabi, 2010; Shirdashtzadeh *et al.*, 2011; Torabi, 2010; Rajabi and Torabi, 2012). بازالت کوه توپره که در این پژوهش بررسی می‌شود در حاشیه شمال‌غربی CEIM قرار دارد (شکل ۱). این سنگ‌ها با امتداد شمال‌غربی-جنوب‌شرقی تا شرقی-غربی با عرض ۲۰۰ تا ۴۰۰ متر و طول حدود ۲۵۰۰ متر (شکل ۲) بر روی ماسه-سنگ‌ها و کنگلومراهای لوئسن-الیگوسن قرار گرفته‌اند (شکل ۳). تعیین سن این بازالت‌ها با روش K-Ar سن ۳۳ میلیون سال را نشان می‌دهد که بیانگر اوایل الیگوسن است (Aistov *et al.*, 1984). بررسی زمین‌شناسی منطقه توپره تاکنون محدود به پروژه تکنواکسیورت بوده است. گسل کویر بزرگ و در جنوب‌غرب آن گسل توپره مهم‌ترین و نزدیک‌ترین گسل‌ها به منطقه بررسی شده است (شکل ۲) که نقش مؤثری را در خروج بازالت توپره ایفا نموده‌اند. در شمال‌شرق منطقه بررسی شده سازند فلیشی پسین‌کوه رخنمون دارد. سنگ‌های ولکانیک لوئسن (Aistov *et al.*, 1984) در جنوب پسین‌کوه (کوه گودار سیاه) و همچنین، شمال‌شرق کوه توپره قرار دارد (شکل ۲). Mahmoodabadi (۲۰۰۹) با بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های ولکانیک لوئسن در کوه گودار سیاه نشان داده است که ماگمای سازنده این سنگ‌ها ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی دارد و حاصل فلورن در یک کمان ولکانیکی است. Torabi (۲۰۱۰) نفوذ دایک‌های لاهوروفیتی الیگوسن (Aistov *et al.*, 1984) را روند تقریبی شمالی-جنوبی را در سازند پسین‌کوه و ولکانیک‌های کوه گودار سیاه گزارش نموده است (شکل ۲). گرانودیوریت‌های لوئسن بالای نیز در شمال‌شرق کوه توپره مشاهده می‌شود (شکل ۲).

پتروژئولوژی بازالت آلکان توپره، شاهدهی بر ولکانیسم الیگوسن درون صفحه قاره‌ای در شمال‌غرب خردقاره شرق-ایران مرکزی، جنوب‌غرب جندق

تمینه رحیمی و قدرت ترابی *

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

چکیده

در شمال‌غرب خردقاره شرق-ایران مرکزی (CEIM) در جنوب‌غرب جندق، بازالت آلکان توپره به سن الیگوسن با امتداد شمال‌غربی-جنوب‌شرقی تا شرقی-غربی رخنمون دارد. این آلکانی بازالت با بافت پورفیریتیک، پیوسته کیلینیک و میکروولکانیک پورفیریتیک دارای کانی‌های اولیه الیون (کریسولیت، کلتینوپروکسن (دیوسید-آوزیت)، پلاژیوکلاز (لاوردریت) و اسپینل و کانی‌های ثانویه مگنتیت تیتان، دار، سربانتین و زئولیت است. این بازالت از عناصر آلکانی (Na₂O+K₂O), TiO₂, LILE (Ba, Sr, Rb) و HFSE (Zr و Ti, Nb, Hf) غنی و دارای نسبت بالای LREE/HREE (La/Yb = ۹/۶۴ تا ۱۷/۶۸) است. ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها بیانگر آن است که ماگمای سازنده بازالت آلکان توپره حاصل ذوب بخشی یک گارنت‌آرزولیت کربناته در گوشته استوسفری است. موقعیت زمین‌شناسی منطقه نشان می‌دهد که فروارزش صفحه اقیانوسی اطراف CEIM در امتداد گسل کویر بزرگ از تریاس تا لوئسن عامل متازوماتیسم کربناته و بازوری گوشته شده است. وجود زئولیت و زئوکریست فراوان و بافت‌های واکنشی آنها در این آلکانی بازالت بیانگر سرعت بالای صعود آن است. عملکرد گسل‌های کویر بزرگ و توپره در یک رژیم کششی درون صفحه قاره‌ای می‌تواند عامل ولکانیسم آلکان الیگوسن در شمال‌غرب CEIM باشد.

واژه‌های کلیدی: بازالت آلکان، الیگوسن، زئوکریست، جندق، خردقاره شرق-ایران مرکزی

مقدمه

ماگمای سازنده سنگ‌های بازالتی، ماگمای اولیه و با تغییرات اندک است که در اثر ذوب سنگ‌های پردیونیتی در شرایط گوشته تشکیل می‌شود. بازالت‌های آلکان حاصل تبلور ماگمای است که بدون فریق در خور توجه با سرعت صعود بالا به سطح زمین رسیده‌اند (Spera, 1984) و از این رو اطلاعات زیادی در خصوص

ترکیب گوشته منشأ در اختیار قرار می‌دهد (Hofmann, 1997). این بازالت‌ها در جزایر اقیانوسی و ریفت‌های قاره‌ای گزارش شده‌اند. (Turner and Hawkesworth, 1995). غنی‌شدگی از TiO₂، عناصر آلکانی (Na₂O+K₂O) و HFSE و همچنین، نسبت بالای LREE/HREE و عدم وجود آنومالی منفی Eu از ویژگی بازالت‌های آلکان جزایر اقیانوسی است. بررسی‌ها

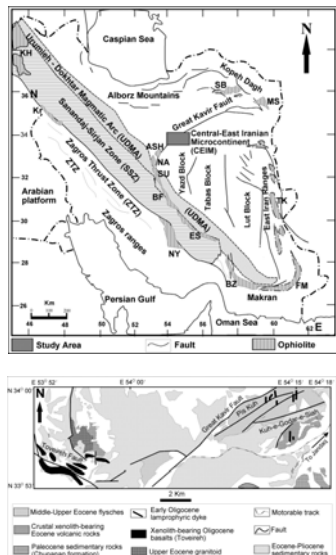
* torabighodrat@sci.ui.ac.ir

روش انجام پژوهش

به منظور بررسی ماهیت بازالت کوه توپره پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری، مقاطع نازک برای کانی‌شناسی و بررسی پتروگرافی و از نمونه‌های مناسب مقاطع نازک صیقلی تهیه شد و با دستگاه آنالیز الکترون میکروپروب JEOL مدل WDS JXA-8800 دانشگاه کانزاس‌رای زاین با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ kv و جریان ۲۰ ma آنالیز شد که نتایج آن در پیوست‌های ۱ و ۲ آورده شده است. در محاسبه مقدار Fe³⁺ برای دسترس به فرمول ساختمانی کانی‌ها نیز از استوکیومتری کانی‌ها و روش‌های اریه شده توسط Droop (۱۹۸۷) و Spear (۱۹۹۵) استفاده شد. مقدار Fe³⁺ = 100 Mg / (Mg+Fe²⁺) و Cr[#] = 100 Cr / (Cr+Al) و Fe³⁺ = 100 (Cr+Al+Fe³⁺) / (Cr+Al+Fe³⁺) است. برای دستیابی به ترکیب عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی سنگ کل نمونه‌های با دگرسانی کمتر انتخاب و با روش‌های ICP-MS و ISP-AES (به ترتیب: Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry) برای آزمایشگاه ALS کانادا آنالیز شد. برای حذف تأثیر زئولیت‌ها و زئوکریست‌های موجود در این سنگ‌ها قبل از انجام آنالیز این قطعات از نمونه‌های پودر شده جداسازی شد. در آنالیز انجام شده میزان آهن این سنگ‌ها به صورت Fe₂O₃* ارائه شده است. به منظور تفکیک FeO و Fe₂O₃ از روابط اریه شده توسط Maitre (۱۹۷۶) استفاده شده است. نتایج آنالیز سنگ کل در پیوست ۳ آورده شده است. علایم اختصاری به کار رفته برای نام کانی‌ها بر گرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) است.

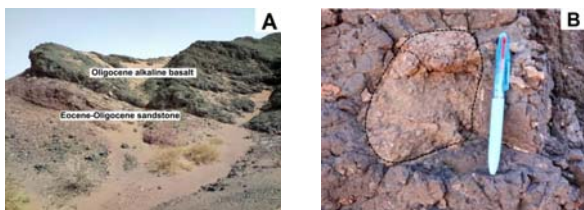
پتروگرافی و شیمی کانی‌ها بازالت آلکان

بازالت توپره دارای فنوکریست‌های الیون، با اذخال‌هایی از اسپینل قهوه‌ای رنگ، کلتینوپروکسن و پلاژیوکلاز است که در میکروولکانیک از همین کانی‌ها و کانی‌های ثانویه سربانتین، زئولیت (ناترولیت و مزولیت) و مگنتیت تیتان‌دار قرار گرفته‌اند. بافت این سنگ‌ها پورفیریتیک، میکروولکانیک پورفیریتیک و پیوسته کیلینیک است (شکل ۴-۱). بلورهای قهوه‌ای رنگ شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار اسپینل به صورت اذخال در فنوکریست‌های الیون مشاهده می‌شود (شکل ۴-۲). این اسپینل‌ها ترکیب اسپینل هرمسینیت دارد و دارای Al₂O₃ ۳۰/۲۸ تا ۴۸/۶۶ wt%، Mg# (۵۷ تا ۷۵) و مقادیر در خور توجهی (Cr# ۱۵/۹۱ تا ۳۴/۵۵) است (پیوست ۱). در بسیاری از بخش‌ها این کانی در اثر دگرسانی به مگنتیت تبدیل شده است. فنوکریست‌های الیون شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به صورت بخشی یا کامل به سربانتین تبدیل شده‌اند (شکل ۴-۳). میانگین محتوای CaO و Fe# این اسپینل‌ها به ترتیب ۰/۲۲ wt% تا ۱۰ تا ۳۰ است و ترکیب کرسولیت دارد. در حالی که الیون‌های موجود در زمینه ترکیب کرسولیت-هالوپیدریت دارد و مقدار CaO بیشتر و Fe# کمتر از فنوکریست‌های الیون دارد (به ترتیب ۰/۳۶ تا ۱۸ و ۲۸ (پیوست ۱). این ویژگی‌ها با تبلور فنوکریست‌های الیون در عمق بیشتر و تبلور میکروولکانیک در بخش‌های کم عمق‌تر سازگار است (Kohler and Brey, 1990). کلتینوپروکسن به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و دارای زونینگ است (شکل ۴-۴). بررسی نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی نشان می‌دهد



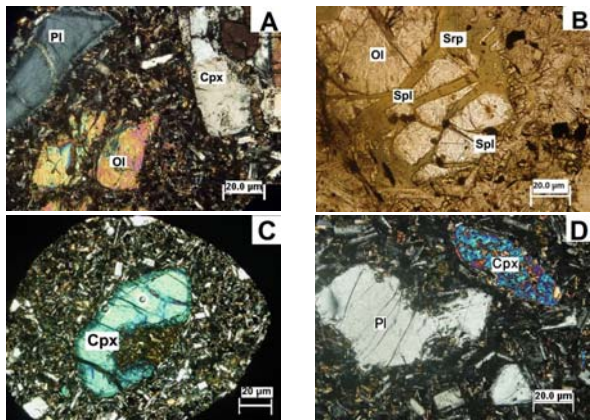
شکل ۱- واحدهای ساختمانی مهم ایران (بر گرفته از Tucker و Ramezani ۲۰۰۳) با تغییرات و موقعیت منطقه بررسی شده. مخفف‌های به کار رفته برای نام اقیانوس‌ها مطابق زیر است: KH: Khoy; KR: Kermanshah; NY: Neyriz; BZ: Band Ziarat; NA: Nacim; BF: Baft; ES: Esfandagheh; FM: Fanij-Maskutan; TK: Tchhel Kureh; MS: Mashhad; SB: Sabzevar; ASH: Ashim; SU: Surk.

شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه جنوب‌غرب جندق، کوه توپره با افرات نشان داده شده است.



شکل ۳- تصویر صحرایی از موقعیت قرارگیری بازالت آلکان توپره روی ماسه سنگ‌های لوئسن-الیگوسن. تصویری از زئولیت درون بازالت.

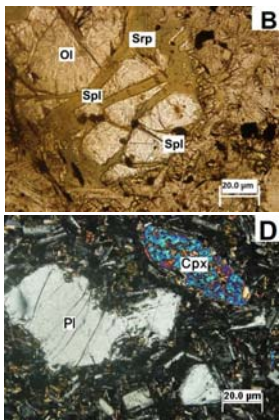
(پیوست ۱). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و با حاشیه‌های فرورفته مشاهده می‌شود (شکل ۴-D). نتایج آنالیز نقطه‌ای این کانی نشان می‌دهد که فنوکریست‌ها (۴۴ تا ۶۶ An%) و همچنین میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (۳۴ تا ۶۹ An%) عمدتاً ترکیب لابرادوریت دارد (پیوست ۱).



شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از بازالت آتکان نوبیره، همه تصاویر در نور پلاریزه است.

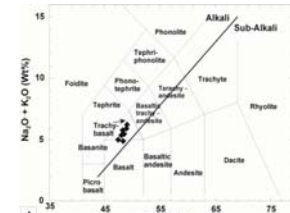
صورت مشاهده می‌شود: دسته اول مگاکریست‌هایی با ابعاد حدود ۵ سانتی‌متر و حاشیه‌های گرد شده، فرورفته و بافت غربالی است (شکل ۵-A). آنالیز نقطه‌ای این دسته از زون کریست‌ها نشان می‌دهد که از مرکز به حاشیه مقدار CaO آنها افزایش می‌یابد به گونه‌ای که در مرکز ترکیب آندزین (۳۷ An%) و به سمت حاشیه ترکیب لابرادوریت (۶۸ An%) دارد (پیوست ۲). اندازه، شکل و متفاوت بودن

که در بخش‌های مرکزی ترکیب اوزیت و به سمت حاشیه دیوسید دارد (پیوست ۱). تغییر در ترکیب فنوکریست‌های کلینوپروکسن بیانگر تغییر در شرایط تبلور حین فوران و صعود ماگما است. ترکیب کلینوپروکسن‌های موجود در زمینه سنگ دیوسید غنی از Al و Ti و شیشه به ترکیب حاشیه فنوکریست‌های کلینوپروکسن است

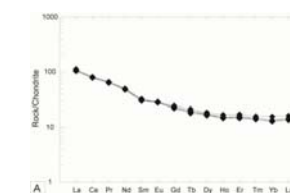


زون کریست‌ها پتروگرافی بازالت کوه توبره نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها حین صعود بلورهای بیگانه‌ای از پلاژیوکلاز و ارتوپروکسن را از مسیر حرکت با خود حمل نموده، به سطح زمین آورده است. ترکیب این زون کریست‌ها و بافت‌های واکنشی اطراف آنها دلیلی بر بیگانه بودن آنها با بازالت آتکان حامل است. زون کریست‌های پلاژیوکلاز به دو

(Winchester Zr/TiO₂-Nb/Y) and (Le Maitre, 2002) (Floyd, 1977) نمونه‌های بررسی شده به ترتیب در محدوده تراکی بازالت و بازالت‌های آتکان قرار می‌گیرد (شکل ۶). در کلیه نمونه‌ها نسبت LREE/HREE بالا (۹/۶۴ تا ۱۲/۶۸ = La/Yb) است و نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت آنها شیب منفی دارد که نشان‌دهنده آتکان بودن بازالت‌های مورد بررسی است (شکل ۷-A). در نمودار عناصر نامازگار بهنجار شده به گوشته اولیه، LILEs (Ba, Cs, Rb) نسبت به HREE غنی‌شدگی نشان می‌دهد و HFSEs (Nb, Ti, Zr) تهی‌شدگی ندارد (شکل ۷-B). ویژگی‌های پتروگرافی، شیمی کانی‌ها و سنگ کل نمونه‌های بررسی شده بیانگر آتکان بودن ماگما تیسیم الیگوسن در شمال غرب CEIM در کوه توبره است.

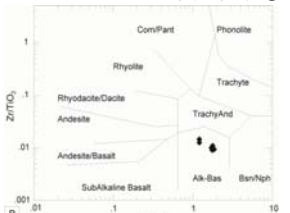


شکل ۶- نامگذاری سنگ‌های ولکانیک کوه توبره، (A) در نمودار TAS، Total Alkali-SiO₂ (Le Maitre, 2002) (B) نمودار Zr/TiO₂-Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977).

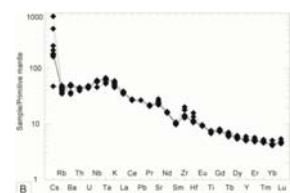


شکل ۷- نمودار بهنجار شده به کندریت (B) گوشته اولیه بازالت آتکان نوبیره، داده‌های کندریت (Mc Donough and Sun, 1995) (A) داده‌های گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989).

نوشیمی بازالت آتکان توبره دارای SiO₂ ۴۷(۴۰) تا ۴۹(۰) wt%، Al₂O₃ ۱۶(۶۵) تا ۱۷(۷۰) wt% و TiO₂ ۱(۴۷) تا ۱(۶۶) wt% است. مجموع عناصر آلکالی در این سنگ‌ها ۴(۹) تا ۶(۵) wt% و همواره نسبت Na₂O/K₂O > ۱ مقدار در خور توجه TiO₂ و عناصر آلکالی بیانگر ماهیت آلکالی و سدیک بودن بازالت‌های مورد بررسی است (پیوست ۳). مقدار LOI این سنگ‌ها ۳۱۵ تا ۴۱۶ wt% اندازه‌گیری شده که ناشی از وجود کانی‌های ثانویه آبدار نظیر: زولیت و سرپانتین است. با توجه به مقدار نسبتاً بالای LOI این سنگ‌ها در نامگذاری و بررسی‌های پتروژئوتیک علاوه بر عناصر اصلی از عناصر نامازگار و نادر خاکی نیز استفاده می‌شود. در نمودارهای TAS، Total Alkali-SiO₂

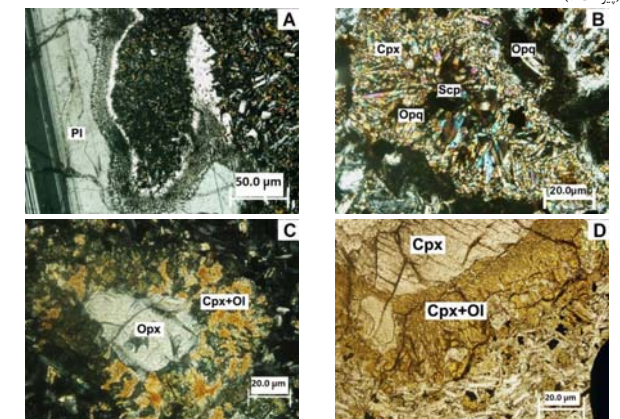


شکل ۸- نامگذاری سنگ‌های ولکانیک کوه توبره، (A) در نمودار TAS، Total Alkali-SiO₂ (Le Maitre, 2002) (B) نمودار Zr/TiO₂-Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977).



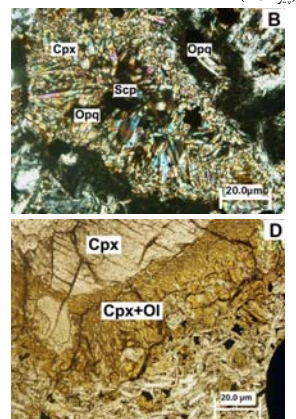
شکل ۹- نمودار بهنجار شده به کندریت (B) گوشته اولیه بازالت آتکان نوبیره، داده‌های کندریت (Mc Donough and Sun, 1995) (A) داده‌های گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989).

ارتوپروکسن: در بسیاری از بخش‌های بازالت آتکان توبره قطعاتی از ارتوپروکسن با حاشیه‌ای واکنشی وجود دارد (شکل ۵-C). این ارتوپروکسن‌ها غنی از آهن (۲۴ درصد FeO) و فقیر از Al₂O₃ (۱/۲ تا ۱/۵ wt%) است و ترکیب انستاتیت دارد (پیوست ۲). حاشیه واکنشی اطراف این ارتوپروکسن‌ها را کانی‌های الیونین و کلینوپروکسن تشکیل داده‌اند. این کلینوپروکسن‌ها ترکیب اوزیت دارد و به شدت فقیر از Al₂O₃ (۰/۲۵ تا ۰/۴۵ wt%) و TiO₂ (۰/۲۷ تا ۰/۴۰ wt%) است (پیوست ۲). الیونین موجود در این مجموعه‌ها دارای Fe# (۲۷ تا ۳۰) و ترکیب کریسولیت دارد و در اثر دگرسانی به کلریت و سرپانتین تبدیل شده است.



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی از زون کریست‌ها و بافت‌های واکنشی آنها در بازالت آتکان نوبیره، تصاویر A، B و C در نور پلاریزه و تصویر D در نور طبیع است.

ترکیب این مگاکریست‌ها با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بیانگر بیگانه بودن آنها با بازالت آتکان میزبان است (Laughlin et al., 1974). دسته دوم زون کریست‌های پلاژیوکلازی است که در اطراف آنها کلینوپروکسن‌های سوزنی شکل با چیدمانی شعاعی به همراه مگنتیت و ایلمنیت وجود دارد (شکل ۵-B). این پلاژیوکلازها اغلب فقیر از مؤلفه آنورتیت است (۳ تا ۲۵ An%) و در بیشتر بخش‌ها در اثر دگرسانی به اسکاپولیت تبدیل شده‌اند (شکل ۵-B-۲). کلینوپروکسن‌های سوزنی اطراف این پلاژیوکلازها ترکیب دیوسید داشته، برخلاف انواع موجود در زمینه بازالت آتکان فقیر از TiO₂ (۰/۱۲ تا ۱/۴۲ wt%) و Al₂O₃ (۰/۱ تا ۰/۵ wt%) است (پیوست ۲).



شکل ۶- تصاویر میکروسکوپی از زون کریست‌ها و بافت‌های واکنشی آنها در بازالت آتکان نوبیره، تصاویر A، B و C در نور پلاریزه و تصویر D در نور طبیع است.

بنا بازالت میزبان واکنش داده و حاشیه‌ای از کلینوپروکسن و الیونین تشکیل می‌دهد. Shaw و همکاران (۱۹۹۸) تشکیل الیونین در این مجموعه را به دو فرآیند ذوب نامتجانس ارتوپروکسن و همچنین، اختلاط ماگمای بازالتی با مذاب حاصل از ذوب ارتوپروکسن نسبت می‌دهند. تشکیل کلینوپروکسن نیز ناشی از انتشار عناصر Ca، Al، K و Na از سمت بازالت میزبان به سمت حاشیه واکنشی ارتوپروکسن است (Shaw et al., 1998). تشکیل این قبیل حاشیه‌های واکنشی در اطراف زون کریست‌های ارتوپروکسن در بازالت‌های آتکان یکی از محصولات واکنش‌های متازوماتیتم گوشته است که در فشارهای پایین اتفاق می‌افتد (Arai and Abe, 1995) and در این مجموعه اسپینل و مذاب اشباع از SiO₂ نیز می‌تواند وجود داشته باشد که متأثر از ترکیب ارتوپروکسن است. این ارتوپروکسن‌ها قطعاتی از پریدوتیت‌های گوشته‌اند که بازالت میزبان آنها را از مسیر حرکت خود جدا، حمل و به صورت زون کریست به سطح زمین آورده است (Arai and Abe, 1995).

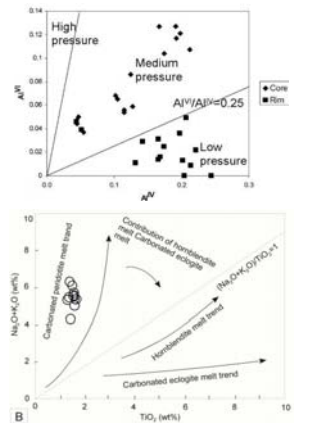
منشا و تکامل بازالت آتکان توبره بررسی‌ها نشان داده است که افزایش محتوای Al و Ti در فازهای مافیک سنگ‌های آتکان متأثر از کاهش فشار و صعود ماگما است (Delor and Rock, 1991). از این رو می‌توان گفت بخش‌های میانی فنوکریست‌های کلینوپروکسن در فشار و اعماق بیشتر تشکیل شده‌اند در حالی که کلینوپروکسن‌های زمینه و حاشیه فنوکریست‌ها در اعماق و فشار کمتر تبلور شده‌اند. افزایش ^{۷۱}Al/^{۸۷}Al کلینوپروکسن نیز مؤید این ویژگی است (شکل ۸). مقادیر بیشتر ^{۷۱}Al در مرکز کلینوپروکسن‌ها با مقادیر کمتر CaO در بخش‌های میانی فنوکریست‌های الیونین و عمق بیشتر تبلور آنها

بخت بررسی تحولات زون کریست‌های موجود در بازالت آتکان توبره گویای تحولی است که حین صعود ماگما به وقوع پیوسته‌اند. تشکیل کلینوپروکسن‌های سوزنی در اطراف پلاژیوکلاز: در یک مذاب بازالتی که دارای فنوکریست‌های الیونین و پلاژیوکلاز است حین صعود ماگما در اثر کاهش فشار سریع، پلاژیوکلاز و الیونین مطابق با واکنش زیر با یکدیگر واکنش می‌دهد و کلینوپروکسن و اسپینل تشکیل می‌شود (Mc Birney, 1973)

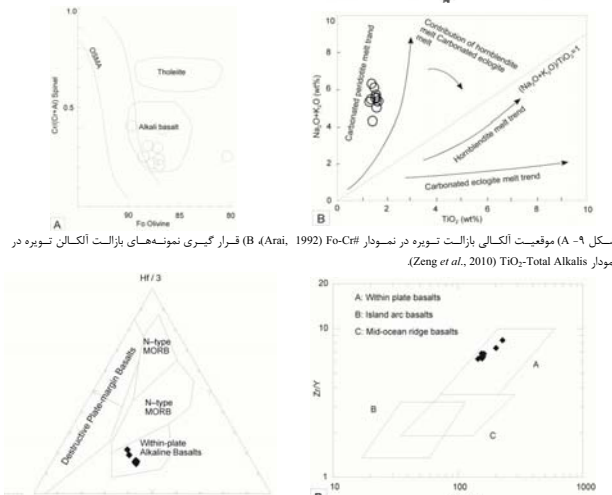
CaAl₂Si₂O₇+2(Mg,Fe)SiO₃=2Ca(Mg,Fe)Si₂O₆+(Mg,Fe)Al₂O₃ این واکنش تا مصرف کامل الیونین ادامه می‌یابد. بررسی‌ها نشان داده است که مؤلفه آنورتیت پلاژیوکلاز نسبت به مؤلفه ایلیت آن در واکنش بیشتر مصرف می‌شود. در نهایت تحت تأثیر دگرسانی این پلاژیوکلازها به اسکاپولیت و اسپینل‌ها به کانی‌های اپاک (مانند: مگنتیت و ایلمنیت) تبدیل می‌شود. در بازالت آتکان توبره پلاژیوکلاز موجود در بخش میانی این مجموعه‌ها فقیر از آنورتیت است (۲/۹ تا ۳/۷ An%) و ترکیب سایدین و به ندرت الیگوکلاز (۲۰ تا ۴۵ An%) دارد. اسکاپولیت حاصل از دگرسانی این پلاژیوکلازها نیز غنی از سدیم است (پیوست ۲). وجود این مجموعه‌ها در بازالت بررسی شده گویای وقوع تحولات سابسایدوس حین صعود سریع ماگما است (McBirney, 1973).

حاشیه واکنشی اطراف ارتوپروکسن: بررسی‌ها نشان داده است که ارتوپروکسن موجود در زولیت‌های اولترامافیک و پریدوتیتی که توسط بازالت‌های آتکان حمل می‌شود در فشارهای پایین

الیگوسن در کوه توپره حاصل تأثیر یک رژیم کششی درون صفحه قاره در شمال غرب CEIM است. عملکرد گسل‌های کویر بزرگ و توپره نقش



شکل ۹- نمودار Al^{3+}/Al^{2+} برای فلوکریست‌های کلینوپروکسن موجود در بازالت الکان‌ توپره. محدوده‌های مشخص شده برای فشار است (Aoki and Shiba, 1973)



شکل ۱۰- موقعیت بازالت الکان در نمودارهای تفکیک محیط تکتونیک: نمودار (A) نمودار HF3-Th-Ta (Wood, 1980) و نمودار (B) نمودار Pearce and Norry, 1979) Zr-Y-Zr

(Powell, 1974) موجود در این بازالت‌ها دما ۱۰۱۵ تا ۱۰۲۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد. فشارسنجی کلینوپروکسن-پلازیوکلاز (Ellis, 1980) فشار ۴/۵ تا ۶/۵ کیلوپار را برای زمینه سنگ و فشار ۶/۳ تا ۱۶/۹۳ کیلوپار را برای فلوکریست‌ها نشان می‌دهد که بیانگر عمق بیشتر تبلور فلوکریست‌ها نسبت به میکروکلیت‌های موجود در زمینه است.

محیط تکتونیک

در نمودارهای Th-Hf3-Ta (Wood, 1980) و Zr-Ti/Y (Pearce and Norry, 1979) بازالت الکان توپره در محدوده بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای قرار می‌گیرد (شکل ۱۰). غنی‌شدگی از LILE، LREE، نوسانات نسبت Cs/Rb و متازوماتیزم کرناته به وجود یک صفحه اقیانوسی فرورونده و سیالات آزاد شده از آن نسبت داده می‌شود (Tonarini et al., 2001). بررسی زمین‌شناسی منطقه گویای وجود دو پهنه فرورانش در منطقه است: ۱- فرورانش به سمت شمال شرق نوتتیس در امتداد پهنه درز زاگرس از تریاس تا اوسن (Torabi, 2009, 2010). فرورانش به سمت جنوب شرق پوسته اقیانوسی اطراف CEIM در امتداد گسل کویر بزرگ از تریاس تا اوسن (Torabi, 2003). Shirdashtzadeh et al., 2009) بقایای این اقیانوس به صورت مجموعه‌های افیولیتی نائین، سورگ و عشین در حاشیه غربی CEIM رخنمون دارد (Rajabi, 2010; Torabi, 2010; Rajabi, 2010; Torabi, 2010). با توجه به موقعیت زمین‌شناسی بازالت‌های بررسی شده می‌توان گفت فرورانش اقیانوس اطراف CEIM در امتداد گسل کویر بزرگ نزدیک‌ترین پهنه فرورانش به منطقه است. ولکانیسم الکان

مطابقت دارد (Nimis, 1999) همچنین، خروج و کاهش فشار سریع ماگما منجر به ذوب بخش‌های حاشیهای پلازیوکلازها و ایجاد خلیج‌های خوردگی می‌شود (Vernon, 2004). اسپینل موجود در سنگ‌های ولکانیک یکی از شاخص‌های پتروژئیک در ارزیابی ترکیب اولیه ماگمای سازنده آن است (Arai, 1992). در نمودار Cr# اسپینل در مقابل محتوای Fo الیون همزیست آن نمونه‌های مورد بررسی در محدوده بازالت‌های الکان و در نزدیک محدوده OSMA (Olivine-Spinel Mantle Arcy) قرار می‌گیرد (شکل ۹-). این ویژگی بیانگر تمایل الکانی بازالت‌ها به حمل زئولیت‌های گوشته‌ای در مسیر صعودشان است (Arai, 1987). وجود تهی‌شدگی از HREE نسبت به LREE و نسبت (Tb/Yb)N در این بازالت‌ها (۱/۳۴ تا ۱/۵۲) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگ‌ها حاصل ذوب گارنت‌لارزولیت بوده است (Frey et al., 1991; Mc Kenzie and O'Nions, 1995). عدم وجود تهی‌شدگی از HFSEs و مقادیر بالای La/Nb (۱/۳ تا ۱/۷) در این سنگ‌ها نشان‌دهنده تأثیر گوشته استونسفری بر سنگ منشأ مولد این بازالت‌ها است (Abdel-Fattah et al., 2004). مقدار در خور توجه TiO_2 (۱/۵۸ تا ۱/۶۶)، نسبت بالای Zr/Hf (۳۳/۳ تا ۴۸/۰) و نوسانات مقدار Cs نشان می‌دهد که سنگ منشأ مولد بازالت الکان توپره تحت تأثیر متازوماتیزم کرناته ناشی از سیالات آزاد شده از یک صفحه اقیانوسی فرورونده قرار داشته است (شکل ۹-). Zeng et al., 2002) (B-۹) بر این اساس می‌توان گفت ولکانیسم الیگوسن در شمال غرب CEIM حاصل ذوب بخشی یک گارنت‌لارزولیت در گوشته استونسفری است که تحت تأثیر متازوماتیزم کرناته قرار داشته است. دماسنجی کلینوپروکسن-الیگوسن (Powell and

امتداد گسل کویر بزرگ نسبت داده می‌شود. وجود زئولیت و زئوکریست فراوان در این الکانی بازالت بیانگر سرعت بالای صعود ماگما در یک پهنه کششی است. موقعیت قرارگیری این بازالت‌ها و گسل‌های کویر بزرگ و توپره نشان‌دهنده تأثیر عملکرد این گسل‌ها در ایجاد یک پهنه کششی درون صفحه قاره‌ای در بخش شمال غربی CEIM، کاهش فشار و صعود سریع ماگما است.

سیاسگاری

نویسنندگان مقاله از حمایت‌های معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه اصفهان تشکر می‌نمایند.

منابع

Abdel-Fattah, M., Abdel-rahman, A. M. and Nassar, P. E. (2004) Cenozoic volcanism in the Middle East: Petrogenesis of alkali basalts from Northern Lebanon. *Geological Magazine* 141: 545-63.

Aistov, L., Melnikov, B., Krivyakin, B. and Morozov, L. (1984) Geology of the Khur area, Central Iran. Report no. 20, Geological Survey of Iran, Tehran

Almasjan, M. (1997) Tectonics of the Anarak area (central Iran). PhD thesis, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran.

Aoki, K. and Shiba, I. (1973) Pyroxene from lherzolite inclusions of Itinomegata, Japan. *Lithos* 6: 41-51.

Arai, S. (1987) An estimation of the least depleted spinel peridotites on the basis of olivine-spinel mantle array. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 8: 347-354.

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

Arai, S. and Abe, N. (1995) Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkali-basalt melt and its implication for genesis of alpine-type chromitite. *American Mineralogist* 80: 1041-1047.

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

Delor, C. P. and Rock, N. M. S. (1991) Alkaline-ultramafic lamprophyre dykes from the Vestfold Hills, Princess Elizabeth Land (east Antarctica): Primitive magmas of deep mantle origin. *Antarctic Science* 3: 419-432.

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.

Ellis, D. J. (1980) Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the

deep crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 74: 201-210.

Frey, F. A., Garcia, M. O., Wise, W. S., Kennedy, A., Gurrlet, P. and Albaredo, F. (1991) The evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: petrogenesis of tholeiitic and alkalic basalts. *Journal of Geophysical Research* 96: 14347-14375.

Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y. and Ryan, C. G. (1999) The composition and origin of subcontinental lithospheric mantle. In: *Mantle Petrology: Field Observations and High-Pressure Experimentation* (Eds. Fei, Y., Berka, C. and Mysen, B.O.) Stony Brook, N. Y.: 13-45. The Geochemical Society, London.

Hofmann, A. W. (1997) Mantle geochemistry-the message from oceanic volcanism. *Nature* 385: 219-229.

Kohler, T. P. and Brey, G. P. (1990) Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 Kb with applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54: 2375-2388.

Laughlin, A. W., Manzer, G. K. and Carden, L. R. (1974) Feldspar megacrysts in alkali basalts. *Geological Society of America Bulletin* 85: 413-416.

Le Maitre, R. W. (2002) *Igneous Rocks: A classification and glossary of terms*, 2nd edition, Cambridge University Press, Cambridge.

Le Maitre, R. W. (1976) The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology* 17: 589-637.

Mahmoodabadi, L. (2009) Petrography and petrology Eocene volcanics from southwest of Jandaq (northeast Isfahan). MSc. thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

Mc birney, A. R. (1973) Factors governing the stability of plagioclase at high pressures as shown by spinel-gabbro xenoliths from the Kerguelen Archipelago. *American Mineralogist* 58: 271-276.

Mc Donough, W. F. (1990) Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 101: 1-18.

Mc Donough, W. F. and Sun, S. S. (1995) The composition of the earth. *Chemical Geology* 120: 223-253.

Mckenzie, D. and O'Nions, R. K. (1995) The source regions of ocean island basalts. *Journal of Petrology* 36: 133-160.

Middlemost, E. A. K. (1989) Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology* 77: 19-26.

Nimis, P. (1999) Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks, Part 2: Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135: 62-74.

Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.

Powell, M. and Powell, R. (1974) An olivine-clinopyroxene geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 48: 249-263.

Rajabi, S. (2010) Petrology of mantle peridotites and volcanic rocks of the Surk ophiolitic melange (the Yazd province). MSc. thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

Rajabi, S. and Torabi, G. (2012) Petrology of mantle peridotites and volcanic rocks of the narrowest Mesozoic ophiolitic zone from Central Iran (Surk area, Yazd province). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 265/1: 49-78.

Ramezani, J. and Tucker, R. D. (2003) The Saghband region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *American Journal of Science* 303: 622-665.

Salters, V. J. M., Longhi, J. E. and Bizimis, M. (2002) Near mantle solidus trace element partitioning at pressures up to 3.4 GPa. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 3(7):1-23.

Shaw, A. M., Hilton, D. R., Fischer, T. P., Walker, J. A. and Alvarado, G. E. (2003) Contrasting Hc-C relationships in Nicaragua and Costa Rica: insights into C cycling through subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters* 214: 499-513.

Shaw, C. S. J., Thibault, Y., Edgar, A. D. and Lloyd, F. E. (1998) Mechanisms of orthopyroxene dissolution in silica-undersaturated melts at 1 atmosphere and implications for the origin of silica-rich glass in mantle xenoliths. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132: 354-370.

Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Arai, S. (2009) Metamorphism and metasomatism in the Jurassic of Nain ophiolitic mélange, Central Iran. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 3: 255-275.

Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Arai, S. (2011) Two Mesozoic oceanic phases recorded in the basic and metabasic rocks of the Nain and Ashin-Zavar ophiolitic mélanges (Isfahan province, Central Iran). *Ophioliti* 36(2): 191-205.

Spear, F. S. (1995) Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of America, America.

Spera, F. J. (1984) Carbon dioxide in petrogenesis III: role of volatiles in the ascent of alkaline magma with special reference to xenolith-bearing mafic lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 88: 217-232.

Sun, S. S. and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Migmatism in ocean basins* (Eds. Saunders A. D. and Norry M. J.) Special Publications 42: 313-45. Geological Society, London.

Tonarni, S., Armienti, P., D'Orazio, M. and Innocenti, F. (2001) Subduction-like fluids in the genesis of Mt. Etna magmas: evidence from boron isotopes and fluid mobile elements. *Earth and Planetary Science Letters* 192: 471-83.

Torabi, G. (2009) Subduction-related Eocene shoshonites from the Cenozoic Urumieh-Dokhtar magmatic arc (Qaleh-Khargoshi area, West of the Yazd province, Iran). *Turkish Journal of Earth Science* 18: 583-613.

Torabi, G. (2010) Early Oligocene alkaline lamprophyric dykes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central-East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction. *Island Arc* 19: 277-291.

Torabi, G., Shirdashtzadeh, N., Arai, S. and Koepke, J. (2011) Paleozoic and Mesozoic ophiolites of Central Iran: amphibolites from Jandaq, Posht-e-Badam, Nain and Ashin ophiolites. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen* 261(1): 129-150.

Torabi, Gh. (2003) Petrology of Anarak area ophiolites (central Iran, NE of Isfahan Province). PhD thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran.

Turner, S. and Hawkesworth, C. (1995) The nature of the sub-continental mantle: constraints from the major element composition of continental flood basalts. *Chemical Geology* 120: 295-314.

Vernon, R. H. (2004) A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, Cambridge.

Whitney, D. L., and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals.

پیوست ۱- نتایج آنالیز نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری اسپینل، الیون، کلتیوپروکسن، پلازیوکلاز، مگنتیت، تینتاندرا، سربانتین و زئولیت موجود در بازالت آتکان توبره، شمال غرب CEIM.

Mineral abbreviation: Spl: Spinell, Ol: Olivine, Cpx: Clinopyroxene, Pl: Plagioclase, Srp: Serpentine

Mineral	Spl in Ol phenocryst	Spl in Ol phenocryst	Mineral	Core of the Cpx phenocryst	Rim of the Cpx phenocryst	Cpx of matrix	Mineral	Ol phenocryst	Ol of matrix
SiO ₂	0.11	0.08	SiO ₂	52.37	48.87	46.46	SiO ₂	40.26	36.6
TiO ₂	0.55	0.64	TiO ₂	0.34	2.29	3.38	TiO ₂	0	0.05
Al ₂ O ₃	42.96	30.28	Al ₂ O ₃	2.21	5.37	6.29	Al ₂ O ₃	0.03	0.02
Cr ₂ O ₃	15.91	34.55	Cr ₂ O ₃	0	0.04	0	Cr ₂ O ₃	0	0
FeO*	25.92	19.86	FeO*	11.69	7.58	9.22	FeO*	10.46	12.89
MnO	0.28	0.21	MnO	0.49	0.16	0.19	MnO	0.15	0.77
MgO	13.57	14.2	MgO	13.41	12.03	13.41	MgO	48.63	30.16
CaO	0.02	0.01	CaO	18.75	22.28	21.42	CaO	0.24	0.4
Na ₂ O	0	0.01	Na ₂ O	0.9	0.52	0.62	Na ₂ O	0	0.02
K ₂ O	0	0	K ₂ O	0	0	0.01	K ₂ O	0	0
NiO	0.1	0.16	NiO	0	0	0.02	NiO	0.31	0.02
Total	99.41	100	Total	100.16	99.68	100.71	Total	100.08	100.94
Oxygen	32	32	Oxygen	6	6	6	Oxygen	4	4
Si	0.003	0.002	Si	1.953	1.803	1.746	Si	0.991	0.997
Ti	0.012	0.014	Ti	0.01	0.064	0.096	Ti	0	0.001
Al	1.435	1.055	Al ^{IV}	0.047	0.197	0.254	Al	0.001	0.001
Cr	0.356	0.807	Al ^{VI}	0	0.036	0.025	Cr	0	0
Fe ²⁺	0.18	0.105	Cr	0	0.007	0.001	Fe ²⁺	0.215	0.749
Fe ³⁺	0.435	0.286	Fe ²⁺	0.042	0.064	0.082	Mn	0.003	0.018
Mn	0.007	0.005	Fe ³⁺	0.322	0.169	0.208	Mg	1.785	1.224
Mg	0.573	0.626	Mn	0.015	0.005	0.006	Ca	0.006	0.012
Ca	0	0	Mg	0.746	0.737	0.674	Na	0	0.001
Na	0	0	Ca	0.749	0.881	0.863	K	0	0
K	0	0	Na	0.065	0.037	0.045	Ni	0.006	0.001
Total	3	3	K	0	0	0	Total	3.007	3.004
Mg#	56.863	61.865	Ni	0	0	0.001	Fe#	11	38
Fe#	43.137	38.135	Total	4	4	4	Mg#	89	62
Cr#	19.898	43.356	WO	39.961	47.423	47.071			
Fe ³⁺ #	9.111	5.345	EN	39.766	39.715	36.783			
			FS	20.273	12.863	16.145			

Mineral	Pl phenocryst	Pl of matrix	Mineral	Titano-Magnetite	Mineral	Srp	Mineral	Natroite	Mesolite
SiO ₂	51.41	50.99	SiO ₂	0.07	SiO ₂	53.34	SiO ₂	46.84	46.87
TiO ₂	0.11	0.06	TiO ₂	25.58	TiO ₂	0.02	TiO ₂	0	0
Al ₂ O ₃	30.27	31.15	Al ₂ O ₃	1.61	Al ₂ O ₃	0.03	Al ₂ O ₃	29.89	29.18
FeO*	0.55	0.46	Cr ₂ O ₃	0	Cr ₂ O ₃	0	FeO*	0	0.01
MnO	0	0.01	FeO*	66.95	FeO*	14.74	MnO	0	0
MgO	0.06	0.05	MnO	1.33	MnO	0.07	MgO	0	0
CaO	13.7	14.22	MgO	0.03	MgO	22.36	CaO	0.69	5.54
Na ₂ O	3.67	3.41	CaO	0.21	CaO	0.23	Na ₂ O	13.55	7.87
K ₂ O	0.33	0.25	Na ₂ O	0	Na ₂ O	0.12	K ₂ O	0.02	0
Total	100.09	100.6	K ₂ O	0.04	K ₂ O	0.02	Total	91	89.47
Oxygen	8	8	NiO	95.82	NiO	0.13	Oxygen	12	38
Si	2.344	2.314	Oxygen	4	Total	91.04	Si	2.958	8.692
Ti	0.003	0.002	Si	0.003	Oxygen	7	Ti	0	0
Al	1.625	1.664	Si	0.734	Si	2.678	Al	2.32	6.378
Fe ²⁺	0.021	0.017	Al	0.072	Si	0.001	Fe ²⁺	0.002	0.001
Fe ³⁺	0	0	Cr	0	Al	0.002	Fe ³⁺	0	0
Mn	0	0	Fe ²⁺	0.457	Fe ²⁺	0	Mn	0	0
Mg	0.004	0.003	Fe ³⁺	1.679	Fe ³⁺	0.019	Mg	0	0
Ca	0.669	0.691	Mn	0.043	Mn	0.003	Ca	0.164	1.101
Na	0.324	0.3	Mg	0.002	Mg	1.673	Na	1.556	2.829
K	0.019	0.014	Ca	0.009	Ca	0.012	K	0.001	0
Total	5.099	5.005	Na	0	Na	0.012	Total	7.001	19.001
Ab	32	29.9	K	0	K	0.001			
An	66.1	68.8	Total	3.001	Total	5.001			
Or	1.9	1.4							

American Mineralogist 95: 185-187.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Products using Immobility Elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.

Wood, D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 1-30.

Yan, J. and Zhao J.-X. (2008) Cenozoic alkali basalts from Jingpohu, NE China: The role of lithosphere-sthenosphere interaction. *Journal of Asian Earth Sciences* 33: 106-121.

Zeng, G., Chen, L.-H., Xu, X.-Sh., Jiang, Sh.-Y. and Hofmann, A. W. (2010) Carbonated mantle sources for Cenozoic intra-plate alkaline basalts in Shandong, North China. *Chemical Geology* 273: 35-45.

پیوست ۲- نتایج آنالیز نقطه‌ای و محاسبه فرمول ساختاری زئولیت‌ها و گالی‌های واکنشی اطراف آنها در بازالت آتکان توبره، شمال غرب CEIM. ترکیب مگنتیت پلازیوکلاز از مرکز به حاشیه و ترکیب زئولیت‌ها، کلتیوپروکسن‌های سوزنی‌شکل واکنشی اطراف آن و اسکاپولیت حاصل از دگرسانی آن.

A

Type of xenocryst	Plagioclase megacryst			Feldspar xenocryst with reactional needle-shape clinopyroxene and secondary scapolite					
	Mineral	Megacryst of Pl Core to Rim	Mineral	Mineral	Sandstone	Mineral	Needle Cpx	Mineral	Sep
SiO ₂	58.85	54.35	50.6	SiO ₂	65.7	SiO ₂	51.61	SiO ₂	53.16
TiO ₂	0.01	0.06	0.08	TiO ₂	0.09	TiO ₂	1.28	TiO ₂	0
Al ₂ O ₃	25.65	28.48	30.81	Al ₂ O ₃	19.5	Al ₂ O ₃	2.66	Al ₂ O ₃	28.02
FeO*	0.2	0.48	0.54	FeO*	0.27	FeO*	0.27	FeO*	0.13
MnO	0	0.01	0	MnO	0	FeO*	6.42	MnO	0.01
MgO	0.02	0.03	0.06	MgO	0	MnO	0.18	MgO	0.11
CaO	7.53	11.27	13.97	CaO	0.7	MgO	14.9	CaO	0.22
Na ₂ O	6.51	4.85	3.42	Na ₂ O	5.15	CaO	22.7	Na ₂ O	10.36
K ₂ O	0.93	0.43	0.23	K ₂ O	9	Na ₂ O	0.5	K ₂ O	0.03
Total	99.7	99.96	99.71	Total	100.4	K ₂ O	0	Total	92.04
Oxygen	8	8	8	Oxygen	8	NiO	0.02	Oxygen	16
Si	2.641	2.461	2.316	Si	2.957	Total	100.52	Si	5.11
Ti	0	0.002	0.003	Ti	0.003	Oxygen	6	Ti	0
Al	1.356	1.519	1.661	Al	1.034	Si	1.893	Al	3.174
Fe ²⁺	0	0	0	Fe ²⁺	0	Fe ²⁺	0	Fe ²⁺	0
Fe ³⁺	0.008	0.018	0.021	Fe ³⁺	0.011	Al	0.115	Fe ³⁺	0.011
Mn	0	0	0	Mn	0	Cr	0.008	Mn	0.001
Mg	0.001	0.002	0.004	Mg	0	Fe ³⁺	0.052	Mg	0.016
Ca	0.362	0.547	0.685	Ca	0.034	Fe ²⁺	0.145	Ca	0.022
Na	0.567	0.426	0.304	Na	0.449	Mn	0.005	Na	1.931
K	0.053	0.025	0.013	K	0.517	Mg	0.815	K	0.004
Total	4.988	5	5.007	Total	5.004	Ca	0.893	Total	10.269
Ab	57.7	42.7	30.3	Ab	44.9	Na	0.036		
An	36.9	54.8	68.4	An	3.4	K	0		
Or	5.4	2.5	1.3	Or	51.7	Ni	0.001		
						Total	4		
						WO	46.725		
						EN	42.675		
						FS	10.6		

ادامه پیوست ۲- (B) ترکیب زئولیت ارتوپروکسن، کلتیوپروکسن و الیون واکنشی اطراف آن و کلریت حاصل از دگرسانی.

B

Mineral	Orthopyroxene xenocryst with reactional clinopyroxene and olivine and secondary chlorite				Mineral	Chl
	Mineral	Ol	Mineral	Mineral		
SiO ₂	52.1	54.08	SiO ₂	37.78	SiO ₂	39.49
TiO ₂	0.19	0.27	TiO ₂	0.02	TiO ₂	0.24
Al ₂ O ₃	1.64	0.25	Al ₂ O ₃	0	Al ₂ O ₃	16.61
Cr ₂ O ₃	0	0	FeO*	24.47	FeO*	16.29
FeO*	23.95	11.75	MnO	0.45	MnO	0.25
MnO	0.53	0.44	MgO	37.33	MgO	13.57
MgO	20.47	19.18	CaO	0.4	CaO	2.71
CaO	1.14	14.15	Na ₂ O	0	Na ₂ O	1.2
Na ₂ O	0.07	0.33	K ₂ O	0	K ₂ O	1.46
K ₂ O	0	0	NiO	0.05	NiO	91.82
NiO	0	0	Total	100.5	Oxygen	28
Total	100.09	100.46	Oxygen	4</		

Orthopyroxene semovest with reaction clinopyroxene and olivine and secondary chlorite			
Mineral	Opx	Cpx	Mineral
Fe ²⁺	0.009	0.036	Mg
Fe ³⁺	0.743	0.325	Ca
Mn	0.017	0.014	Na
Mg	1.145	1.047	K
Ca	0.046	0.556	Ni
Na	0.005	0.024	Total
K	0	0	Fe#
Ni	0	0	Mg#
Total	4	4	
WO	2.335	28.103	
EN	58.446	52.908	
FS	39.218	18.91	

پیوست ۳- نتایج آنالیز سنگ کل بازالت آنکائون کوه توبره، شمال غرب CEIM

Name	B406	B407	B408	B409	B411	B416	B416-1	B417	B418	B419
SiO ₂	49.00	48.90	48.30	48.40	48.20	47.40	48.30	48.50	47.98	48.11
TiO ₂	1.58	1.61	1.60	1.60	1.60	1.47	1.60	1.62	1.66	1.63
Al ₂ O ₃	17.60	17.70	17.70	17.50	17.45	16.65	17.45	17.50	17.54	17.28
Fe ₂ O ₃ *	8.61	8.59	8.50	8.55	8.84	8.33	8.67	8.88	8.63	8.44
MnO	0.15	0.15	0.18	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.17	0.15
MgO	5.86	5.80	6.95	6.60	6.87	5.78	6.61	6.85	6.72	6.67
CaO	7.38	7.67	8.39	7.90	7.96	7.71	8.04	8.09	8.10	7.84
Na ₂ O	4.86	4.46	3.09	3.99	4.29	3.36	3.78	3.85	3.69	3.72
K ₂ O	1.38	1.46	1.81	1.52	1.50	1.65	1.73	1.63	1.68	1.72
P ₂ O ₅	0.46	0.45	0.47	0.48	0.47	0.43	0.49	0.50	0.49	0.46
LOI	4.05	3.85	4.26	3.68	3.98	4.66	4.08	3.70	3.50	3.81
Total	100.93	100.64	101.25	100.38	101.31	97.6	100.91	101.28	100.16	99.93
Cr	140	140	210	200	200	210	210	210	214	204
Co	39.10	38.70	38.20	39.80	43.90	40.40	44.90	41.40	39.54	42.12
Ni	76	72	106	114	109	111	108	112	118	115
V	185	186	187	186	187	191	190	192	185	194
Rb	29.70	31.50	28.60	22.30	23.40	28.70	27.60	26.10	25.18	28.04
Cs	6.91	4.14	0.38	1.70	2.04	1.30	1.44	1.47	1.38	1.45
Ba	243	261	341	335	343	361	346	352	345	358
Sr	489	597	549	469	477	530	476	477	505	496
Ta	2.20	2.30	2.60	2.80	2.50	2.80	2.70	2.80	2.65	2.73
Nb	33.00	33.00	41.60	42.60	40.80	43.80	42.80	43.90	42.18	41.06
Hf	4.90	4.20	3.60	3.40	3.30	3.50	3.50	3.60	3.46	3.54
Zr	228	202	158	153	145	160	158	156	155	162
Th	3.80	3.74	3.63	3.86	3.39	3.87	3.72	3.90	3.76	3.82
Y	27.30	27.30	23.50	23.70	23.20	24.60	24.10	24.80	22.79	23.88
Pb	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
U	0.98	1.01	0.97	0.98	0.94	0.98	0.93	1.03	0.99	0.97
La	24.10	24.60	24.80	25.70	24.90	26.70	26.00	26.80	25.09	25.56
Ce	47.60	48.60	47.30	47.50	47.20	49.90	48.00	49.60	48.11	49.52
Pr	5.98	6.13	5.78	6.15	5.82	6.13	6.09	6.07	5.91	6.14
Nd	22.10	22.40	21.50	22.20	21.40	22.60	22.10	22.80	21.73	21.90
Sm	4.78	4.82	4.40	4.60	4.56	4.57	4.58	4.67	4.42	4.51
Eu	1.59	1.60	1.58	1.59	1.56	1.58	1.54	1.63	1.55	1.56
Gd	4.85	4.74	4.33	4.50	4.40	4.37	4.35	4.65	4.47	4.38
Tb	0.76	0.77	0.67	0.70	0.69	0.71	0.68	0.72	0.64	0.71
Dy	4.58	4.42	3.98	4.24	4.15	4.12	4.14	4.31	4.08	4.15
Ho	0.92	0.91	0.79	0.82	0.80	0.83	0.81	0.84	0.83	0.83
Er	2.75	2.74	2.41	2.55	2.31	2.42	2.40	2.40	2.46	2.37
Tm	0.39	0.39	0.34	0.35	0.34	0.35	0.34	0.35	0.37	0.36
Yb	2.50	2.51	2.03	2.17	2.06	2.17	2.05	2.18	2.16	2.15
Lu	0.40	0.40	0.34	0.36	0.34	0.35	0.33	0.35	0.36	0.35

این بررسی با تکیه بر آنالیز شیمیایی کانی‌های مجموعه سنگ‌های اولترامافیک-مافیک توالی پوسته‌های توأم با بررسی ویژگی‌های میکروسکوپی کانی‌ها و روابط صحرایی واحدهای سنگی انجام شده است که در آن بحث ژئوشیمی و پتروژئولوژی مرتبط با جایگاه ژئودینامیک زایش کمپلکس افیولیتی بررسی شده است.

روش انجام پژوهش

تعیین شیمی عناصر اصلی کانی‌ها با روش آنالیز مایکروپروب با دستگاه Cameca CAMEBAX در مؤسسه ژئوساینس و ژئوزئوروس شهر پادوا (Padova) ایتالیا انجام شده است. در این روش شتاب ولتاژ (acceleration voltage) حدود ۱۵ کیلو الکترون ولت و جریان نمونه حدود ۲۰ میکرو آمپر با زمان ۱۰۰ ثانیه به کار برده شد. دقت آنالیز (2σ) برای عناصر دارای محدوده تمرکز بین ۱۰ تا ۲۰ درصد وزنی بهتر از ۲ ± درصد، برای عناصر دارای محدوده تمرکز بین ۱ تا ۱۰ درصد وزنی بهتر از ۵ ± درصد و برای عناصر دارای محدوده تمرکز بین ۰.۵ تا ۲ درصد وزنی بهتر از ۱۰ درصد است.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه بررسی شده در حد فاصل بین افیولیت جنوب بیرجند و افیولیت چهل‌کوره و در محدوده عرض‌های جغرافیایی ۳۱° تا ۳۳° شمالی و طول‌های جغرافیایی ۵۱° تا ۶۰° شرقی و وسعتی حدود ۹۰۰ کیلومتر مربع دارد. در موقعیت مسورد بحث، پریودیت‌های گوشته‌ای بیشترین فراوانی را دارد و علاوه بر آنها مجموعه سنگ‌های توالی پوسته‌های افیولیتی شامل: سنگ‌های اولترامافیک انباشتی (دونیت) پیروکسنیت، تروکتولیت و گساروی انباشتی، گابرونیت، گساروی ایزوتروپ، پلاژیوگرانیت،

افیولیت‌های نوار آیلان-کالدونیایی اشاره کرد (Dilek et al., 2000) در ایران نیز افیولیت‌ها از گسترده‌گی تقریباً بالایی برخوردارند و شاهدی از بر جای مانده‌های بخش‌هایی از لیتوسفر اقیانوسی در بخش‌های میانی نوار آلپ-همالیاست. تحقیقات بر روی افیولیت‌ها گذشته از مباحث پتروژئولوژی نقش به‌سزایی در تفهیم تکتونیک کلی منطقه‌ای و قسرا منطقه‌ای دارد. در شرق ایران و در امتداد زمین‌درز سیستان ضخامت‌های گسترده نهشته‌های دریای عمیق در کنار آمیزه‌های افیولیتی (Delaloye and Desmons, 1980) تعیین کننده مرز بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان است. افیولیت‌های شرق ایران (زمین‌درز سیستان) به عنوان بر جای مانده‌های لیتوسفر اقیانوسی سیستان که در اثر برخورد بلوک‌های قاره‌ای اطراف طی پایان کرتاسه تا ابتدای ترسیر به زیر بلوک افغان یا لوت فرورانش کرده و یا به صورت بخشی بر روی حاشیه لوت فرورانش نموده تفسیر می‌شود (Tirtul et al., 1983; Delavari, 2010; Saccani et al., 2010; Zarrinkoub et al., 2012; 2010). ژئوشیمی افیولیت‌های شرق ایران علی‌رغم پژوهش‌های که در سال‌های اخیر انجام شده (Saccani et al., 2010; Delavari, 2010; Zarrinkoub et al., 2012) هنوز جای بحث زیادی دارد. داده‌های شیمیایی کانی‌ها در کنار خصلت‌های میکروسکوپی سنگ‌ها در توالی سنگ‌های پلوتونیک پوسته‌های ابراز‌های بسیار مفیدی در تقاسیم پتروژئولوژی و ژئودینامیکی است (Lachize et al., 1996; Yamasaki et al., 2006; Clénet et al., 2010). بنابراین، در این پژوهش سعی شده است سنگ‌های پلوتونیک توالی پوسته‌های بخشی از افیولیت‌های زمین‌درز سیستان (کمپلکس افیولیتی نهندان) در حد فاصل بین افیولیت جنوب بیرجند و افیولیت چهل‌کوره مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

پتروژئولوژی، سال چهارم، شماره شانزدهم، زمستان ۱۳۹۲، صفحه ۳۹-۵۸
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۱/۱۲
 تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۸/۲۹

جایگاه متفاوت ژئودینامیکی واحدهای افیولیتی زمین‌درز سیستان: بررسی روابط بافتی و شیمی کانی‌های توالی اولترامافیک-مافیک پوسته‌ای

مرتضی دلاری *

گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

چکیده

مجموعه سنگ‌های افیولیتی زمین‌درز سیستان بخشی از بر جای مانده‌های لیتوسفر اقیانوسی تئیس در حد فاصل بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان است. این حوضه اقیانوسی حداقل در زمان کرتاسه حیات داشته است. شواهد ژئوشیمیایی کانی‌های مجموعه سنگ‌های اولترامافیک-مافیک توالی پوسته‌ای و روابط میکروسکوپی کانی‌ها در بخشی از این مجموعه‌های افیولیتی (در حد فاصل افیولیت‌های جنوب بیرجند تا چهل کوره) بیانگر جایگاه‌های متفاوت ژئودینامیک برای شکل‌گیری لیتوسفر اقیانوسی است. سنگ‌های پلوتونیک توالی پوسته‌ای اساساً شامل: سنگ‌های اولترامافیک انباشتی (دونیت) و پیروکسنیت، گابروی انباشتی، گابرونیت و گابروی ایزوتروپ است. روند تبلور کانی‌ها در این سنگ‌ها در دو گروه متمایز از هم قرار می‌گیرد. در یک گروه تقدم تبلور پیروکسن نسبت به پلاژیوکلاز و در گروه دیگر بر عکس آن است که به ترتیب نشانگر روند نوع SSZ (الای پهنه فرورانش) و MORB (بازالت پشته میان اقیانوس) است. ترکیب پلاژیوکلاز در گابرو در محدوده بنیوتیت و در گابرونیت در محدوده آنورتیت قرار دارد. همچنین، میزان عناصر سازگار و نام سازگار در کلبینوپروکسن و اروتوپروکسن در اولترامافیک‌های انباشتی، گابرو و گابرونیت تفاوت معنی‌داری نشان می‌دهد. ترکیب شیمیایی این کانی‌ها و روند تبلور بیانگر آن است که اولترامافیک‌های پیروکسنیتی و گابرونیتی نسبت به تروکتولیت، گابروی انباشتی و گابروی ایزوتروپ از دو سری مذاب مجزا به ترتیب با دو تمایل مذاب‌های MORB و SSZ حاصل شده‌اند. در منطقه زمین‌درز سیستان به نظر می‌رسد ماگماتیسم نوع MORB حاصل فرآیند ذوب بخشی در زیر پشته میان اقیانوس است که یک گوشته نهی‌شده را نتیجه داده است و در اثر فرورانش درون اقیانوسی گوشته یادشده متأثر از سیالات آزاد شده از لیتوسفر فرورانده مجدداً تحت تأثیر ذوب بخشی درجه بالاتری قرار می‌گیرد و حاصل آن ماگماتیسم نوع SSZ است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های اولترامافیک-مافیک، جایگاه ژئودینامیک، افیولیت، زمین‌درز سیستان، شرق ایران

مقدمه

جمعه این مورد می‌توان به افیولیت‌های نوار حاشیه اقیانوس آرام، افیولیت‌های نوار آلپ-همالیاست و افیولیت‌ها در نقاط مختلفی از دنیا پروزد دارد.

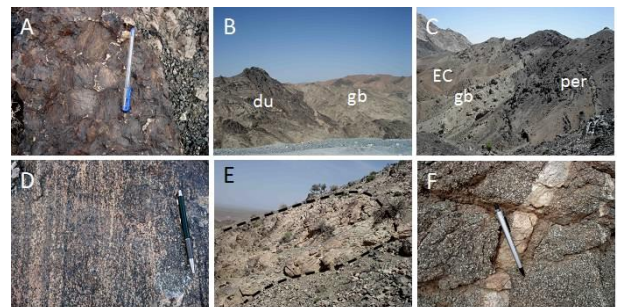
* delavari@khu.ac.ir

غیر افیولیتی غالباً گسلی است. واحدهای افیولیتی مجاور پریدوتیت‌ها شامل: پیروکسنیت‌ها و تروکتولیت‌های کومولایی، گابروهای کومولایی، گابروهای ایزوتروپ، دیاباز و بازالت‌های توده‌ای است. کنار هم قرار گرفتن این واحدها که در یک افیولیت دست‌نخورده و سالم به لحاظ موقعیت قرارگیری و روابط عمق تا سطح در نقاط مختلف توالی چینه‌ای قرار می‌گیرد نشان‌دهنده جابجایی گسترده و بهم‌ریختگی کامل لیتوسفر اقیانوسی بالا آمده است. واحدهای گوشته‌ای در نقاط مختلف توسط رگه‌ها، دایک‌ها، لیزها و توده‌های مافیک قطع شده‌اند. اندازه نفوذی‌های مافیک تریق شده درون پریدوتیت‌های گوشته‌ای متفاوت و از رگه‌های در حد سانتی‌متر تا دایک‌های با ضخامت چندین متر و نیز توده‌های با وسعت بیش از چند صد متر مربع تغییر می‌کند. این سنگ‌ها تنوعی از گابرو، دلریت، بازالت، گابروپریت و تروکتولیت را دارا است که به لحاظ فراوانی توده‌های گابرویی و دلریتی غلبه دارد. پریدوتیت‌های گوشته‌ای کم‌پیش تحت تأثیر دگرسانی قرار گرفته‌اند. علاوه بر پدیده معمول سربانینی شدن، لیسنوتیت نیز جزو محصولات دگرسانی پریدوتیت‌ها است که به صورت دایک، لنز و توده‌های کم‌حجم ظاهر می‌شود. به علاوه منیزیت از دیگر محصولات ثانویه‌ای است که به صورت توده‌های متعدد درون پریدوتیت‌های سربانینیزه دیده می‌شود. رگه‌ها و دایک‌های منیزیتی گاهی نمای گل‌کلی می‌زیبای به نمایش می‌گذارند.

اولترامافیک‌های انباشتی

این سنگ‌ها شامل: الیون و بستریت، و بستریت و دونیت است. گستردگی در سطح رخنمون در واحدهای یادشده از ده‌ها متر تا بیش از ۲۰۰ متر تغییر می‌کند. یکی از گسترده‌ترین واحدهای پیروکسنیتی (الیون و بستریت) ضخامت حدود

۱۵۰ تا ۲۰۰ متر داشته و با مرز گسله در کنار پریدوتیت‌های گوشته‌ای، واحدهای تریخی ترسیر، فلیت‌ها و فلیش‌های کرتاسه-پالئوسن قرار می‌گیرد. این واحد در صحرای کمتر ساختار لایه‌ای نشان می‌دهد و مانند پریدوتیت‌های اطراف نمای توده‌های دارد. دایک‌های متعددی در این واحد ترسیر شده‌اند که ضخامت آنها از کمتر از ۱۰ سانتی‌متر تا بیش از یک متر می‌رسد. امتداد دایک‌های ترسیر شده از جهت خاصی پیروی نکرده و پراکندگی نشان می‌دهد. ترکیب دایک‌ها غالباً در محدوده ترکیبی گابرو و گابروپریت است و اندازه کانی‌ها در نمونه دستی نیز از ریزبلور تا درشت‌بلور متغیر است. رخنمون‌های دیگری از پیروکسنیت‌های انباشتی با حجم کمتر و به طور پراکنده در دیگر نقاط وجود دارد که شامل: الیون و بستریت، و بستریت و پیروکسنیت است. در یکی از این واحدها اندازه کانی‌های پیروکسن گاهی تا حدود ۸ سانتی‌متر نیز می‌رسد (شکل ۲-۲). این واحد در سطح رخنمون ضخامت حدود ۴۰ تا ۵۰ متر یا بیشتر نشان داده و با مرز گسله از یکسو به کنار پریدوتیت‌های گوشته‌ای و از سمت دیگر به گابروپریت و دیوریت انباشتی ختم می‌شود. برونزد سنگ‌های دونیتی در شمال معدن کرومیت بنیان دیده می‌شود (شکل ۲-۲). (خارج از محدوده نقشه زمین‌شناسی در شکل ۱) ضخامت این واحد حدود ۳۰۰ متر است. هارزبورزیت گوشته‌ای از یک سو و یک واحد گابرویی فلسیک از سوی دیگر در مجاورت دونیت قرار گرفته است. دونیت قاعده‌ای توسط دایک‌های مختلف گابرویی قطع شده است. راستای دایک‌ها در سطح رخنمون جهت یافتگی خاصی نشان نمی‌دهد. این دایک‌ها به شدت آتشره است و جاسایگری قسمت اعظم کانی‌های اولیه فرومنیزین با کانی‌های ثانویه رنگ لوکورات به دایک‌ها بخشیده است.



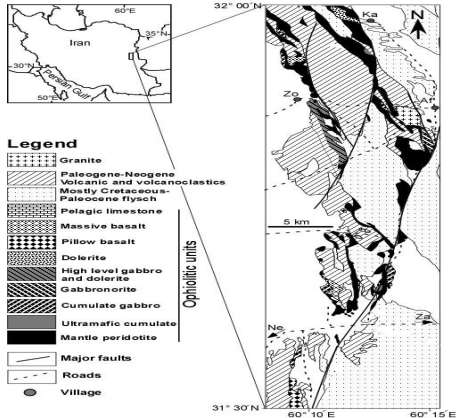
شکل ۲-۲: بافت آدکومولا (که از روی فقدان درصد در خور توجه بلورهای زمینه مشخص است) در پیروکسنیت انباشتی درشت‌بلور که در آن اندازه پیروکسن تا ۸ سانتی‌متر نیز می‌رسد. اندک پلازیوکلازهای حاضر در بعضی نمونه‌ها فضای بین دانه‌های دانه‌های پیروکسن را پر کرده‌اند. (B) دونیت انباشتی (شمال معدن کرومیت بنیان بخش فلسیک سمت راست تصویر (gb) یک واحد گابرویی است که با مرز گسله واضح در مجاورت دونیت قرار گرفته است. (C) واحد گابرویی انباشتی (gb) که با مرز گسله در کنار واحد پریدوتیتی (per) و آواری الوسن (EC) قرار گرفته است. (D) لایه‌بندی مودال الیون و پلازیوکلاز در تروکتولیت که تشکیل لایه‌های تیره و روشن داده است. (E) آپوفیز پلازیوکلازگرایتی که درون گابرویی ایزوتروپ نفوذ کرده است (ابعاد تقریبی ۳۰×۲۰ متر در سطح رخنمون). (F) رگه پلازیوکلازگرایتی با تماس واضح نسبت به گابرویی میزبان. بافت ریزدانه و ایزوتروپ گابرویی در بر گیرنده تا اندازه‌ای مشخص است.

پهنروپوزی

اولترامافیک‌های انباشتی

در الیون-بستریت انباشتی که بافت دانه‌متوسط دارد (اندازه کانی‌ها کوچکتر از ۵ میلی‌متر) (شکل ۳-۲) الیون، کلینوپیکروکسن و ارتونوپیکروکسن به ترتیب دارای فراوانی مودال ۵ تا ۲۵ درصد، ۳۰ تا ۶۵ درصد و ۵ تا ۶۰ درصد است. این کانی‌ها غالباً بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و بافت سنگ نیز اغلب آدکومولایی است. میزان دگرسانی در مقطع نازک کمتر از ۳۰ درصد و محصولات آن سربانین و کلریت است. در و بستریت نسبت مودال کلینوپیکروکسن افزون‌تر از ارتونوپیکروکسن است (کلینوپیکروکسن بین ۵۵ تا ۷۰ درصد و ارتونوپیکروکسن بین ۳۰ تا ۴۵ درصد). به علاوه

بازالت بالشی و توده‌ای و آهک‌های پلازیک است که تقریباً یک توالی افیولیتی نسبتاً کامل نوع پهنروز (Anonymous, 1972) را به نمایش می‌گذارد (شکل ۱). علاوه بر حضور واحدهای افیولیتی یاد شده نهشته‌های دریایی فلیشی و کرتاسه (کرتاسه تا الوسن) و سنگ‌های ولکانیکی و لکانوکلاستیک (الوسن تا پالوسن) رخنمون‌های وسیعی را به نمایش می‌گذارند. مجموعه سنگ‌های



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده واحدهای افیولیتی شمال نهبندان، اقیاناس با تغییر از (Af, Tirni et al., 1989). افضل آباد، Ka، کلاسه حبیب، Ne، نهبندان، Za، زایل، Zg، ذهاب

پریدوتیت‌های گوشته‌ای

در بین مجموعه سنگ‌های متعلق به توالی افیولیتی منطقه بررسی شده پریدوتیت‌های گوشته‌ای بیشترین گستردگی را دارد. از نظر سنگ‌شناسی تنوعی از هارزبورزیت و

کلینوپیکروکسن-هارزبورزیت در پریدوتیت‌های گوشته‌ای وجود دارد که در این بین کلینوپیکروکسن-هارزبورزیت‌ها گستردگی کمتر داشته و حجم غالب به هارزبورزیت اختصاص دارد. کنتاکت پریدوتیت‌ها با واحدهای مجاور افیولیتی و

مجموعه سنگ‌های مافیک-حدواسط پلوتونیک

این سنگ‌ها شامل: تروکتولیت، گابرو و گابروپریت انباشتی و گابرویی ایزوتروپ است. واحد تروکتولیتی ضخامت حدود ۱۵ تا ۲۰ متری داشته و از سمت غرب با تماس گسله در کنار پریدوتیت گوشته‌ای و از سمت شرق در کنار یک واحد گابرویی قرار می‌گیرد. لایه‌بندی رتیمیک که حاصل تکرار لایه‌های غنی از الیون و پلازیوکلاز است در مقیاس رخنمون و نمونه دستی واضح است (شکل ۲-۲). اندازه کانی‌ها معمولاً کمتر از یک سانتی‌متر است.

واحدهای گابرویی پس از پریدوتیت‌های گوشته‌ای بیشترین حجم را به خود اختصاص می‌دهد که در چند خود آنها نیز بیشترین حجم به گابروهای معمولی اختصاص دارد. گستردگی واحدها در سطح رخنمون از کمتر از ۱ کیلومتر تا بیش از ۵ کیلومتر می‌رسد. در اغلب موارد مرز واحدهای گابرویی با واحدهای مجاور گسله است (شکل ۲-۲). واحدهای مجاور گابروها شامل: پریدوتیت‌های گوشته‌ای، تروکتولیت، دلریت و بازالت، واحدهای رسوبی کم عمق و عمیق (شامل: سنگ‌های آهکی و فلیشی) و آواری‌های ترسیر است. اختصاصات بافتی واحدهای گابرویی دارای تنوع است که شامل: گابروهای انباشتی فولیاسین‌دار، گلبروهای دانه‌متوسط و دانه‌ریز است. گابروهای لایه‌ای درشت‌بلور با لایه‌بندی شاخص کمتر دیده می‌شود.

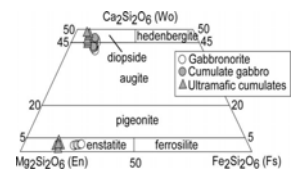
گابروپریت در مقایسه با واحدهای گابرویی گسترش صحرایی کمتری دارد. درون واحدهای گابرویی معمولی حضور رگه‌ها و دایک‌هایی از گابرویی دانه‌درشت‌تر در پاری‌ها موارد مشاهده می‌شود که ضخامت آنها از چند سانتی‌متر تا نیم متر می‌رسد. به

علاوه دایک‌های بازالتی تیره رنگ تا قهوه‌ای تیره با حاشیه انجماد سریع نیز در برخی نقاط گابروها را قطع کرده‌اند (گابروهای جنوب روستای ذهاب). این دایک‌ها از نظر ژئوشیمی مشابه سنگ‌های ولکانیکی الوسن است و چون به موازات روند سنگتستگی‌های غالب منطقه (مربوط به زمان ترسیر و بعد از جابجایی افیولیت) در جهت شمال‌غربی ترسیر شده‌اند آنها منتسب به زلز غیر افیولیتی و مرتبط با ماگماتیسیم تأخیری منطقه دانسته می‌شود.

گابرویی ایزوتروپ با تغییر تدریجی از گابروهای انباشتی به سمت بالای توالی چینه‌ای ظاهر می‌شود. از ویژگی‌های صحرایی متمایز این سنگ‌ها حضور رگه‌ها، دایک‌ها (شکل ۳-۲) و آپوفیزهای پلازیوکلازگرایتی (شکل ۳-۲) است. وجود هورتبلند اولیه در برخی نمونه‌ها یکی از وجه متمایز گابروهای افق فوقانی است که در دیگر واحدهای گابرویی مشاهده نشده‌اند. در برخی نقاط (شمال جاده نهبندان به زایل) واحدهای دیوریتی نیز حضور دارد که بافت دانه‌متوسط تا دانه‌ریز داشته و در سطح رخنمون گسترش زیادی ندارد که ارتباط این واحدها با واحدهای اطراف نیز گسله است.

واحدهای گابروپریتی از دیگر واحدهای مهم مافیک است. گابروپریت‌ها گسترش زیادی نداشته و هم به صورت انباشتی و هم به صورت دایک درون واحدهای گابرویی و پریدوتیت‌های گوشته‌ای حضور دارد. در برخی نقاط، پیروکسنیت انباشتی و هارزبورزیت گوشته‌ای در مجاورت گابروپریت قرار دارد. تماس با پیروکسنیت به نظر می‌رسد پیدانگ یک رابطه چینه‌شناسی اولیه (تماس اولیه) است که متفاوت با دیگر برونزدهای گابرویی است ولی نوع تماس با هارزبورزیت گوشته‌ای گسله است.

Site-Min.	gabbro													
	3-14			3-13			3-11			5-74				
	1-p1	1-p2	2-p1	2-p2	3-p3	4-p1	4-p3	5-p2	2-p5	2-p2	2-p4	2-p6		
Total	100.14	100.40	100.62	99.47	100.19	100.67	101.27	99.95	99.17	99.47	100.27	99.25	99.86	100.31
Si	2.043	2.022	2.041	2.032	2.047	2.030	2.028	2.203	2.195	2.209	2.209	2.202	2.202	2.195
Ti	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.003	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002
Al	1.931	1.947	1.930	1.931	1.928	1.947	1.940	1.769	1.783	1.769	1.775	1.763	1.775	1.779
Cr	0.002	0.005	0.005	0.001	0.003	0.001	0.000	0.004	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.016	0.015	0.015	0.016	0.019	0.016	0.016	0.015	0.014	0.015	0.016	0.012	0.011	0.015
Mn	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.003	0.000	0.003
Mg	0.001	0.008	0.005	0.011	0.003	0.007	0.005	0.006	0.003	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004
Ca	0.975	0.979	0.978	0.982	0.965	0.974	0.981	0.798	0.807	0.801	0.787	0.811	0.805	0.818
Na	0.043	0.046	0.043	0.050	0.041	0.040	0.036	0.225	0.213	0.214	0.207	0.212	0.219	0.191
K	0.001	0.002	0.000	0.004	0.002	0.001	0.000	0.000	0.002	0.003	0.004	0.001	0.000	0.002
Total	5.012	5.025	5.014	5.028	5.009	5.017	5.015	5.022	5.020	5.014	5.007	5.016	5.018	5.010
Ab %	4.20	4.50	4.18	4.84	4.05	3.95	3.53	22.00	20.88	21.01	20.73	20.71	21.38	18.91
An %	95.74	95.34	95.82	94.81	95.73	95.91	96.43	77.96	78.97	78.74	78.91	79.15	78.62	80.86
Or %	0.06	0.15	0.00	0.36	0.22	0.13	0.04	0.04	0.15	0.25	0.36	0.14	0.00	0.22



شکل ۴- نمایش ترکیب از توپروکسن و کلبیونوکسن مربوط به انباشته‌های اولترامافیک در دیاگرام سه‌تایی پروکسن (Morimoto, 1989)

مراحلی از ذوب بخشی را متحمل شده است دارای روند تبلور الیون ← کلبیونوکسن ← پلاژیوکلاز می‌شود (Browning, 1982).

با گذر از انباشته‌های اولترامافیک در قاعده توالی پوسته‌های به سمت بالا لیتولوژی سنگ‌های مافیک شامل: تروکولیت، گابرو-دیوریت انباشته، گابرونوریت انباشته و گابروی ایزوتروپ است. در گابروهای انباشته و ایزوتروپ روند تبلور نوع MORB (Mid-Ocean Ridge Basalt) به ترتیب با روند الیون ← پلاژیوکلاز، الیون و پلاژیوکلاز ←

بحث

کانی‌شناسی سنگ (نوع کانی‌ها، نسبت مولد و روند تبلور) در واقع انعکاسی از شیمی مذاب است. در انباشته‌های پروکسنیتی که با توجه به روابط کانی‌ها در مقطع نازک روند تبلور الیون ← کلبیونوکسن ← ایزوتروپ و پلاژیوکلاز → کلبیونوکسن → ایزوتروپ → پلاژیوکلاز → نشان می‌دهد شیمی مذاب مدار می‌تواند دلیل اصلی تبلور تأخیری پلاژیوکلاز در بین فازهای انباشته باشد. عموماً مذاب‌هایی که از ذوب بخشی بالا یا گوشته‌ای حاصل شده‌اند که قبلاً مرحله با

با توجه به اینکه در شکل ۴ کلبیونوکسن مربوط به گابرونوریت و گابروهای انباشته محدوده ترکیبی تقریباً یکسانی نشان می‌دهد ولی از جنبه تمرکز برخی اکسیدهای عناصر فرعی تفاوت معناداری بین ترکیب شیمیایی کلبیونوکسن این سنگ‌ها وجود دارد. در گابرونوریت کلبیونوکسن دارای میزان کمتری TiO₂ و Na₂O و میزان بیشتری Cr₂O₃ نسبت به کلبیونوکسن گابروهای انباشته است (شکل ۵). غنی‌شدگی عناصر ناسازگار و فقیرشدگی عناصر سازگار در مذاب گابرویی نسبت به مذاب گابرونوریتی می‌تواند در نتیجه تحول شیمیایی مذاب گابرویی از مذاب گابرونوریتی باشد. با این وجود از آنجا که Mg# در گابروهای کلبیونوکسن انباشته و گابرونوریت محدوداً تقریباً یکسانی دارد و حتی در کلبیونوکسن گابروهای انباشته بیشتر از داده‌های مربوط به گابرونوریت است؛ بنابراین، تحول مذاب گابرویی از مذاب گابرونوریتی منطقی نیست، بنابراین، این سنگ‌ها باید از دو سری مذاب متفاوت با روندهای تحولی غیر مرتبط با هم تشکیل شده باشد که در یک سری فقیر از عناصر ناسازگار Ti و غنی از عناصر سازگار همچون: Cr است و برعکس در سری دوم عناصر ناسازگار یافته‌ترند. اختلاف در ژئوشیمی کلبیونوکسن بین گابرونوریت و گابروهای کلبیونوکسن به لحاظ Na و Ti در دیاگرام Na بر روی (شکل ۷-A) و Al بر روی Ti (شکل B-V) نیز مشاهده می‌شود که در دو محدوده متفاوت قرار می‌گیرد. اختلاف ژئوشیمی مذاب‌های بازالته اولیه متعین‌کننده ناهمسانی کانی‌شناختی-ژئوشیمیایی منشاهای گوشته‌ای است. در یکسو منشأ گوشته‌ای با تهمی‌شدگی کمتر برای مذاب‌هایی که به تبلور گابروهای انباشته منتج شده‌اند که با توجه به

در گابروهای انباشته کلبیونوکسن ترکیب همگن دارد. کلبیونوکسن در این سنگ‌ها نسبت به اولترامافیک‌های انباشته ترکیب کاملاً متفاوتی دارد. TiO₂ مقدار نسبتاً بالایی دارد و تغییرات آن از ۰/۴۵ تا ۰/۵۹ درصد وزنی است. همچنین، Al₂O₃ و Cr₂O₃ تا ۰/۵۹ درصد وزنی است. همچنین، Al₂O₃ و Cr₂O₃ به ترتیب بین ۲/۱۷ تا ۲/۲۴ و ۰/۰۶ تا ۰/۲۹ درصد وزنی تغییر می‌کند. از سوی دیگر، Na₂O بین ۰/۲۲ تا ۰/۴۹ درصد وزنی است و تمرکز بالایی نشان می‌دهد. ترکیب کلبیونوکسن در حد دیوپسید تا اوژیت (شکل ۴) و از نظر سه سازنده ولاستونیت، انستاتیت و فروسیلیت به صورت En_{44.21-46.79}Fs_{48.10-47.04}Wo_{42.01-46.58} است. در کلبیونوکسن مربوط به گابرونوریت‌ها TiO₂ تمرکز بالایی دارد و مقدار آن ۰/۱۴ تا ۰/۲۲ درصد وزنی است. مقدار Al₂O₃ از ۱/۰۹ تا حداکثر ۲/۱۴ درصد وزنی می‌رسد. Cr₂O₃ و Na₂O نیز به ترتیب ۰/۲۲ تا ۰/۴۹ و ۰/۱۰ تا ۰/۱۵ درصد وزنی است. Mg# از ۸۱/۲۵ تا ۸۵/۸۱ تغییر می‌کند. کلبیونوکسن در گابرونوریت ترکیب شیمیایی En_{44.87-46.51}Fs_{10.04-11.01}Wo_{42.94-44.76} دارد. در دیاگرام سه‌تایی پروکسن در محدوده دیوپسید و اوژیت قرار

جدول ۴- ترکیب شیمیایی اکسید عناصر اصلی پلاژیوکلاز در گابرو و گابرونوریت انباشته (محاسبه با نرم افزار ۵ کاتین و ۸ آتون).

Site-Min.	gabbro													
	3-14			3-13			3-11			5-74				
	1-p1	1-p2	2-p1	2-p2	3-p3	4-p1	4-p3	5-p2	2-p5	2-p2	2-p4	2-p6		
SiO ₂	44.13	43.71	44.28	43.50	44.23	44.05	44.25	47.93	47.38	47.87	48.30	47.68	47.90	47.90
TiO ₂	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.08	0.07	0.02	0.02	0.03	0.06	0.05	0.07
Al ₂ O ₃	35.39	35.71	35.53	35.08	35.35	35.86	35.91	32.65	32.65	32.52	32.92	32.33	32.76	32.95
Cr ₂ O ₃	0.06	0.15	0.03	0.07	0.04	0.01	0.12	0.07	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
FeO	0.41	0.40	0.40	0.40	0.50	0.42	0.42	0.40	0.37	0.38	0.42	0.30	0.29	0.40
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.02	0.03	0.00	0.05	0.00	0.05	0.08	0.00	0.08
MgO	0.01	0.12	0.07	0.16	0.05	0.10	0.08	0.08	0.04	0.06	0.07	0.05	0.06	0.06
CaO	19.66	19.75	19.81	19.63	19.46	19.72	19.97	16.21	16.25	16.19	16.06	16.36	16.34	16.66
Na ₂ O	0.48	0.52	0.48	0.55	0.45	0.45	0.40	2.53	2.37	2.39	2.33	2.37	2.46	2.15
K ₂ O	0.01	0.03	0.00	0.06	0.04	0.02	0.01	0.01	0.03	0.04	0.06	0.02	0.00	0.04

است. ایزوتروپ یک فاز معمول در تعدادی از سنگ‌های پلوتونیک و اقبولیت‌های مرتبط با قوس است (Bédard and Pearce *et al.*, 1984). Hébert, 1996) تبلور ایزوتروپ معمولاً توسط با فوگاسیته بالای اکسیدین در مذاب است (Grove *et al.*, 1984) که دلیل محتمل آن فشار بخشی بالای آب در مذاب است. چندین فرآیند برای حصول گابرونوریت‌ها مطرح شده است. تبلور مذاب‌های تفریق یافته نوع MORB در انتهای بخش‌های پشته میان اقبولیتی (Juteau *et al.*, 1988) یا مگماتیسیم جزایر قوس‌سی در جایگاه SSZ (Lachize *et al.*, 1996) و گسترش محدوده هیدروترمال در محور پشته (Boudier *et al.*, 2000) به دلیل اینکه گابرونوریت‌ها عموماً در مگماتیسیم MOR بسیار کمیاب است (Kelemen *et al.*, 2004)؛ بنابراین، بحث منشأ SSZ از قدرت بیشتری برخوردار است.

در پروکسنیت منطبقه بررسی شده میزان بالای MgO در الیون (۴۱/۸۱ تا ۴۵/۸۱ درصد وزنی) تشابه زیادی با مجموعه سنگ‌های معادل در کمپلکس‌های اقبولیتی‌ای دارد که در جایگاه SSZ شکل گرفته‌اند (Elthon *et al.*, 1984). Hébert and Laurent, 1990 همچنین، میزان نسبتاً بالای Mg# و Cr₂O₃ در کلبیونوکسن نیز قابل قیاس با داده‌های کلبیونوکسن مربوط به اولترامافیک‌های انباشته اقبولیت‌های SSZ مثلاً اقبولیت (Bay of Island) BOI (Elthon, 1987) است. از سوی دیگر، تمرکز پایین Ti در کلبیونوکسن نیز تأیید کننده این نتیجه است. به نظر Norry و Pearce (۱۹۷۹) تمرکز پایین تیتانیوم در کلبیونوکسن متعین‌کننده درجه تهمی‌شدگی منشأ گوشته‌ای و اکتیوته پایین Ti در مذاب مادر است.

کلبیونوکسن پلاژیوکلاز مشخص می‌شود (Pearce *et al.*, 1984; Beccaluva *et al.*, 1983) برعکس در گابرونوریت روند تبلور از نوع SSZ (Supra Subduction Zone) شامل: الیون ← کلبیونوکسن → الیون ← کلبیونوکسن → پلاژیوکلاز (Beccaluva *et al.*, 1983) است. اختلاف در روند تبلور گابروها اختلاف در شیمی و ژنز مذاب مادر را مطرح می‌سازد. در اقبولیت عمان بر اساس روند تبلور در گابروها که شامل:

- ۱) اسپینل الیون ← اسپینل الیون ← پلاژیوکلاز → الیون ← کلبیونوکسن
- ۲) اسپینل الیون ← الیون ← کلبیونوکسن
- ۳) الیون ← کلبیونوکسن → پلاژیوکلاز → الیون ← کلبیونوکسن → پلاژیوکلاز → الیون ← کلبیونوکسن

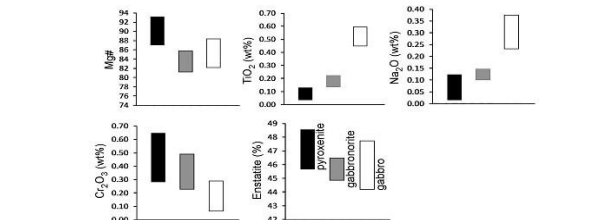
مگماتیسیم جزایر قوس‌سی شده است (Yamasaki *et al.*, 2006) که روند تبلور در گروه اول شاخص مذاب‌های MORB است (Tomney *et al.*, 1987) و در گروه دوم، شروع تبلور کلبیونوکسن قبل از پلاژیوکلاز یادآور روند SSZ است. تبلور زود هنگام کلبیونوکسن نسبت به پلاژیوکلاز در مجموعه‌های مافیک در برخی اقبولیت‌ها قابل بحث است. به طور کلی، در مذاب‌های جزایر قوسی نشانه‌های زیادی از تبلور تأخیری پلاژیوکلاز نسبت به کلبیونوکسن وجود دارد (Bardsell, 1988) که دلیل آن را فشار بالای آب در مذاب (Sisson and Grove, 1993) است (Bermid *et al.*, 2005). تبلور در شرایط بی‌آب در کلبیونوکسن نیز تأیید کننده این نتیجه است. به نظر Norry و Pearce (۱۹۷۹) تمرکز پایین تیتانیوم در کلبیونوکسن متعین‌کننده درجه تهمی‌شدگی منشأ گوشته‌ای و اکتیوته پایین Ti در اقبولیتی (گابرونوریت) نیز موضوع مورد بحث بوده

تمرکز بالای عناصر ناسازگار در مذاب اولیه این منشأ متحمل تهمی‌شدگی کمتری شده است. از دیگر سو، پدیدتیت گوشته‌ای با تهمی‌شدگی بیشتر منشأ مذاب مادر گابرونوریت بوده است. جایگاه ژئودینامیک یک عامل کنترل کننده میزان تهمی‌شدگی منشأ گوشته‌ای است. در جایگاه نوع MORB ذوب پریدوتیت خشک منابع از حصول درجات بالای ذوب است اما در جایگاه نوع SSZ اضافه شدن سیالات مربوط به لیتوسفر اقبولیتی فرورونده به گوشته‌ای فوقانی امکان ذوب مجدد و تهمی‌شدگی بیشتر گوشته‌ای که قبلاً در جایگاه MORB متحمل تهمی‌شدگی شده است را فراهم می‌کند. از سوی دیگر، میزان Al₂O₃ در مذاب‌های با ویژگی MORB نسبت به مذاب‌های SSZ بیشتر است. بنابراین، شیمی کلبیونوکسن به وضوح به دو مذاب متفاوت با دو ترکیب شیمیایی با ویژگی MORB در گابروهای انباشته و با ویژگی SSZ در گابرونوریت اشاره دارد.

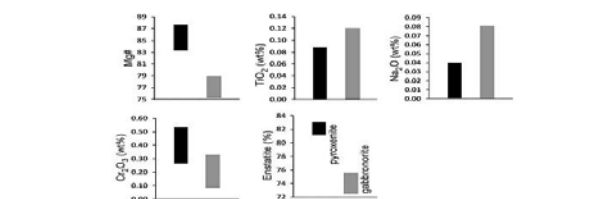
با مقایسه داده‌های شیمیایی کلبیونوکسن در گابرونوریت و پروکسنیت درمی‌یابیم که در گابرونوریت، کلبیونوکسن TiO₂ و Na₂O بیشتر از Cr₂O₃ و Mg# و نسبت سازنده انستاتیتی کمتری دارد (شکل ۵). بنابراین، مذاب گابرونوریتی اولاً روند تحولی پیشرفته‌تری نشان می‌دهد و ثانیاً امکان تحول آن از مذاب پروکسنیتی وجود دارد که در مذاب پلاژیوکلاز باقی‌مانده گابرونوریتی و Mg# کاهش یافته، عناصر ناسازگار همجوشی، تیتانیوم و سدیم افزایش یافته است. مقایسه شیمی ایزوتروپ و کلبیونوکسن در گابرونوریت و پروکسنیت نیز نتیجه فوق را تأیید می‌کند که نشان می‌دهد ایزوتروپ و کلبیونوکسن مربوط به پروکسنیت دارای میزان بیشتر Mg#، Cr₂O₃ و ناسازنده انستاتیتی و میزان کمتر اکسید عناصر ناسازگار همچون: سدیم و تیتانیوم است (شکل ۶).

بررسی ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز در گابروی انباشتی و گابرونوریت نیز جالب توجه است. در گابروی انباشتی پلاژیوکلاز ترکیب بیتویتی و در گابرونوریت ترکیب آنورتیتی دارد. ترکیب پلاژیوکلاز در گابروهای انباشتی در محدوده ترکیب معمول گابروهای افیولیتی است ولی درصد آنورتیت بالای پلاژیوکلاز در گابرونوریت جای بحث دارد. میزان بالای آنورتیت به فشار بالای آب در مذاب یا مذاب‌های جایگاه‌های قوسی ارتباط داده شده است (Beard, 1986) در دو مذاب با ژئوشیمی یکسان حضور آب نسبت به شرایط خشک (بدون حضور آب) می‌تواند باعث تبلور پلاژیوکلاز با درصد بالاتر آنورتیت شود (Arculus and Wills, 1980)؛

بررسی ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز در گابروی انباشتی و گابرونوریت نیز جالب توجه است. در گابروی انباشتی پلاژیوکلاز ترکیب بیتویتی و در گابرونوریت ترکیب آنورتیتی دارد. ترکیب پلاژیوکلاز در گابروهای انباشتی در محدوده ترکیب معمول گابروهای افیولیتی است ولی درصد آنورتیت بالای پلاژیوکلاز در گابرونوریت جای بحث دارد. میزان بالای آنورتیت به فشار بالای آب در مذاب یا مذاب‌های جایگاه‌های قوسی ارتباط داده شده است (Beard, 1986) در دو مذاب با ژئوشیمی یکسان حضور آب نسبت به شرایط خشک (بدون حضور آب) می‌تواند باعث تبلور پلاژیوکلاز با درصد بالاتر آنورتیت شود (Arculus and Wills, 1980)؛



شکل ۵- مقایسه تغییرات ترکیب شیمیایی کلینوپیکروکسن در اولترامافیک‌های انباشتی (گابروکسنیت) و گابرونوریت و گابروی انباشتی



شکل ۶- مقایسه تغییرات ترکیب شیمیایی ارتوپیکروکسن در اولترامافیک‌های انباشتی (گابروکسنیت) و گابرونوریت

تبلور پیکروکسن نسبت به پلاژیوکلاز نشانگر روند نوع SSZ و تقدم تبلور پلاژیوکلاز نسبت به پیکروکسن بیانگر روند نوع MORB است. بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها از جمله ارتوپیکروکسن، کلینوپیکروکسن و پلاژیوکلاز در مجموعه سنگ‌های اولترامافیک-سافیک نیز بر دو جایگاه ژئودینامیکی متمایز دلالت دارد. به این صورت که الیون-یسترت، ویسترت و گابرونوریت شاخص مجموعه سنگ‌های جایگاه SSZ است که از نظر ژنتیک به هم وابسته است. در سمت دیگر تروکتولیت، گابروی انباشتی و ایزوتروپ در جایگاه MORB حاصل شده‌اند این شواهد بیانگر آن است که مجموعه سنگ‌های افیولیتی در یک جایگاه ژئودینامیکی مشابه شکل نگرفته‌اند بلکه ابتدا در جایگاه پشته میان اقیانوس تشکیل شده و سپس، فرورانش درون اقیانوسی منجر به شکل‌گیری توالی پوسته‌ای بالای زمین‌درز فرورانش شده است.

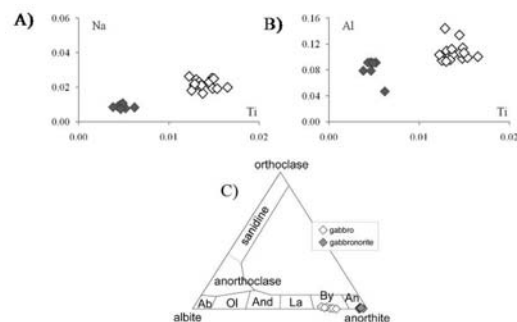
فوس درون اقیانوسی به نظر می‌رسد که به حرکات فشارشی تغییر ماهیت داده که باعث اتمام فعالیت قوسی شده و لیتوسفر اقیانوسی نوع MORB و نوع SSZ در ملانژ-منشور به هم افزوده کمپلکس افیولیتی نه‌پندان مجوس گشته است.

نتیجه‌گیری

مجموعه سنگ‌های افیولیتی در حذفاضل افیولیت‌های جنوب بیرجند تا چهل کوره بخشی از برج‌های مانده‌های لیتوسفر اقیانوسی تنیس در زمین‌درز سیستان و در حد فاصل بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان است. سنگ‌های توالی پوسته‌ای اساساً شامل اولترامافیک‌های انباشتی (دونیت، الیون-یسترت و ویسترت)، گابرو و گابرونوریت انباشتی و گابروی ایزوتروپ است. بررسی ویژگی‌های میکروسکوپی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که دو روند تبلور متفاوت از هم وجود دارد. تقدم

منابع

Anonymous (1972) Penrose field conference on ophiolites. *Geotimes* 17: 24-25.
 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.
 Barsdell, M. (1988) Petrology and petrogenesis of clinopyroxene-rich tholeiitic lavas. Merelava Volcano, Vanuatu. *Journal of Petrology* 29: 927-964.
 Beard, J. S. (1986) Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology* 14: 848-851.
 Beccaluva, L., Di Girolamo, P., Macciotta, G. and Morra, V. (1983) Magma affinities and fractionation trends in ophiolites. *Ophioliti* 8: 307-324.
 Bédard, J. H. and Hébert, R. (1996) The lower crust of the Bay of Islands ophiolite, Canada: petrology, mineralogy, and the importance of syntaxis in magmatic differentiation in ophiolites and at ocean ridges. *Journal of Geophysical Researches* 101: 25105-25124.
 Berndt, J., Koepke, J. and Holtz, F. (2005) An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa. *Journal of Petrology* 46: 135-167.
 Berndt, J., Koepke, J. and Holtz, F. (2005) An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa. *Journal of Petrology* 46: 135-167.
 Boudier, F., Godard, M. and Armbruster, C. (2000) Significance of gabbronorite occurrence in



شکل ۷- ترکیب شیمیایی کلینوپیکروکسن در گابرونوریت و گابروهای انباشتی. (A) دیسگرام Na بر روی Ti، (B) ترکیب شیمیایی پلاژیوکلاز در گابرونوریت و گابروهای انباشتی. (C)

داشته و سپس، تحت تأثیر حرکات نزدیک شونده بین بلوک‌های لوت و افغان واقع شده است (Saccani *et al.*, 2010). حضور لیتواستراتیگرافی پوسته‌ای از نوع افیولیت SSZ نشان‌دهنده فرورانش توأم با گسترش یک قوس درون اقیانوسی در حوضه سیستان است. از نظر ژئودینامیک این تحولات بدین صورت تفسیر می‌شود که توالی نوع MORB در واقع حاصل فرآیند ذوب بخشی در زیر پشته میان اقیانوس است که یک گوشته نهی شده و ماگماتیسیم نوع MORB را نتیجه داده است. با شروع فرورانش درون اقیانوسی مشابه تحولاتی که در افیولیت‌های نوع SSZ صورت می‌گیرد گوشته یادشده متأثر از سیالات آزاد شده از دهیدراسیون لیتوسفر فرورانده مجدداً تحت تأثیر ذوب بخشی پیشرفته‌تری قرار می‌گیرد و با برجای گذاشتن یک گوشته نهی شده‌تر ماگماتیسیم نوع SSZ را نتیجه می‌دهد. نتیجه این ماگماتیسیم توالی پوسته‌ای نوع SSZ است. در پایان کرناسه حرکات کششی در

با توجه به روند تبلور و شیمی کانی‌ها می‌توان دو توالی مجزای پوسته‌ای برای مجموعه‌های پلوتونیک کمپلکس افیولیتی نه‌پندان تعریف کرد. در یکسو توالی نوع MORB که شامل: تروکتولیت انباشتی، گابروی انباشتی و گابروی ایزوتروپ است و در دیگر سو یک توالی نوع SSZ که مجموعه سنگ‌های شاخص آن شامل: پیکروکسنیت (الیون-یسترت و ویسترت) و گابرونوریت انباشتی است. وجود دو جایگاه ژئودینامیک برای کمپلکس افیولیتی نه‌پندان با توجه به ژئوشیمی سنگ کل و به ویژه ترکیب بریدوتیت‌های گوشته‌ای نیز مورد بحث قرار گرفته است (Saccani *et al.*, 2010). توالی پوسته‌ای نوع MORB در واقع نشان‌دهنده بخش‌های باقی‌مانده‌ای از پزوده استراتیگرافی بهم‌ریخته پوسته اقیانوسی حاصل شده در پشته میان اقیانوس است. این حوضه اقیانوسی حداقل از کرناسه تختانی وجود

the crustal section of the Semail ophiolite. *Marine Geophysical Research* 21: 307-326.
 Browning, P. (1982) The petrology, geochemistry and structure of the plutonic rocks in the Oman ophiolite. Unpublished PhD Thesis, University of Open, Milton Keynes, UK.
 Clénet, H., Ceuleneer, G., Pinet, P., Abily, B., Daydou, Y., Harris, E., Amri, I. and Dantas, C. (2010) Thick sections of layered ultramafic cumulates in the Oman ophiolite revealed by an airborne hyperspectral survey: Petrogenesis and relationship to mantle diapirism. *Lithos* 114: 265-281.
 DeBari, S. M., Kay, S. M. and Kay, R. W. (1987) Ultramafic xenoliths from Adagdag volcano, Adak, Aleutian islands, Alaska: deformed igneous cumulates from the Moho of an island arc. *Journal of Geology* 95: 329-341.
 Delaloye, M. and Desmons, J. (1980) Ophiolites and mélange terranes in Iran: A geochronological study and its paleotectonic implications. *Tectonophysics* 68: 83-111.
 Delavari (2010) Petrology and geochemistry of Nehbandan ophiolitic complex. PhD thesis, University of Tarbiat Moallem, Tehran, Iran (in Persian).
 Dilek, Y., Moores, E. M., Elthorn, D. and Nicolas, A. (Eds.) (2000) Ophiolites and oceanic crust: new insights from field studies and the Ocean Drilling Program. Geological Society, America.
 Elthorn, D., Casey, J. F. and Komor, S. (1984) Cryptic mineral chemistry variations in a detailed traverse through the cumulate ultramafic rocks of the North Arm mountain massif of the Bay of island ophiolite, Newfoundland. In: ophiolites and oceanic lithosphere (Eds. Gass, I. G., Lippard, S. J. and Shelton, A.W.) 83-97. Blackwell, London.
 Elthorn, D. (1987) Petrology of the gabbroic rocks from the mid-Cayman rise spreading center. *Journal of Geophysical Research* 92: 658-682.
 Grove, T. L., Baker, M. B. and Kinzler, R. J. (1984) Coupled CaAl-NaSi diffusion in plagioclase feldspar: experiments and applications to cooling rate speedometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48: 2113-2121.
 Gust, D. A. and Perfit, M. R. (1987) Phase relations of a high-Mg basalt from Aleutian island arc: implications for primary island arc basalts and high-Al basalts. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 97: 7-18.
 Hébert, R. and Laurent, R. (1990) Mineral chemistry of the Troodos ophiolite: new constraints for genesis of arc-related ophiolites. In: ophiolites-oceanic crustal Analogy. proceedings of Troodos ophiolite symposium (Eds. Malpas, J., Moores, E., Panayiotou, A. and Xenophontos, C.) 149-163. Cyprus Geological Survey Dept., Cyprus.
 Johannes, W. (1989) Melting of plagioclase-quartz assemblages at 2 kbar water pressure. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103: 270-276.
 Juteau, T., Beurrier, M., Dahl, R. and Nehlig, P. (1988) Segmentation at a fossil spreading axis: the plutonic sequence of the Wadi Haymilyah area (Haylayn block, Sumail Nappe, Oman). *Tectonophysics* 51: 167-197.
 Kelemen, P. B., Kikawa, E. and Miller, D. J. (2004) Proceedings of the Ocean Drilling Program, initial report, vol. 209, Ocean Drilling Program, College Station, Texas.
 Koepke, J., Feig, S. and Snow, J. (2005) Late stage magmatic evolution of oceanic gabbros as a result of hydrous partial melting: Evidence from the Ocean Drilling Program (ODP) Leg 153 drilling at the mid-Atlantic Ridge. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 6(2): 1-27.
 Lachize, M., Lorand, J. P. and Juteau, T. (1996) Calc-alkaline differentiation trend in the

plutonic sequence of the Wadi Haymiliyah section, Haylayn massif, Semail ophiolite, Oman. Lithos 38: 207-232.

Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. Canadian Mineralogist, 27: 143-156.

Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. Contribution to Mineralogy and Petrology 69: 33-47.

Pearce, J. A., Lippard, S. J. and Roberts, S. (1984) Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. Geological Society, London, Special Publications. 16: 77-94.

Saccani, E., Delavari, M., Beccaluva, L. and Amini, S. (2010) Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean. Lithos 117: 209-228.

Sisson, T. W. and Grove, T. L. (1993) Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. Contribution to Mineralogy and Petrology 113: 143-166.

Tirral, 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.

Tirral, R., Johns, J. W., Willoughby, N. O., Camp, V. E., Griffis, R. J., Bell, I. R. and Meixner, H. M. (1989) Geological map of Nehbandan 1:100000, Sheet 8053. Geological Survey of Iran, Tehran.

Tormey, D. R., Grove, T. L. and Bryan, W. B. (1987) Experimental petrology of normal MORB near the Kane Fracture Zone: 22°-25°N mid- Atlantic ridge. Contribution to Mineralogy and Petrology 96: 121-139.

Yamasaki, T., Maeda, J. and Mizuta, T. (2006) Geochemical evidence in clinopyroxenes from gabbroic sequence for two distinct magmatisms in the Oman ophiolite. Earth and Planetary Science Letters 251: 52-65.

Zarrinkoub, M. H., Pang, K. N., Chung, S. L., Khatib, M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y. and Lee, H. Y. (2012) Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. Lithos 154: 392-405.

پتروژئولوژی، سال چهارم، شماره شانزدهم، زمستان ۱۳۹۲، صفحه ۵۹-۷۲
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۲/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۷/۲۱

زمین‌شیمی و خاستگاه زمین‌ساختی توده نفوذی مافیک حلب غرب زنجان

مؤگان صلواتی* و رضا رضاشاوری

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد لاهیجان، لاهیجان، ایران

چکیده

در غرب زنجان در ارتفاعات شرقی حلب، توده‌های مافیکی از جنس گابرو با ماهیت تولداریتی در بین سنگ‌های ائوسن رخسوم دارد. بررسی‌های پتروگرافی توده‌های نفوذی مافیک این منطقه نشان می‌دهد که از نظر کانی‌شناسی، کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این مجموعه پلاژیوکلاز، پروکسن و الیون است. اپیدوت، کلریت، ترمولیت-اکتینولیت کانی‌های ثانویه و کانی‌های کدر، کانی‌های فرعی این مجموعه است. بر مبنای ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های بررسی شده با SiO₂ از ۴۵/۱ تا ۴۷ درصد وزنی، در محدوده گابرو قرار می‌گیرد. نمودارهای عنبکونی غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی نسبی از HREE را نشان می‌دهد. بی‌هنجاری‌های مثبت Rb، Th و بی‌هنجاری‌های منفی در عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb، Ti و Zr نشانه آلیش این گابروها با پوسته قاره‌ای است. در نمودارهای تشخیص جایگاه‌های تک‌تونیکی، سنگ‌های بررسی شده در محیط‌های درون صفحه قاره‌ای قرار می‌گیرد. بر اساس کلیه داده‌های زمین‌شیمیایی و صحرایی به نظر می‌رسد که سنگ‌های گابروی بررسی شده در مراحل آغازین ماگماتیسمی در ارتباط با حوضه‌های کششی ائوسن منطقه، در اثر ذوب بخشی گوشته آستنوسفری بالا آمده در زیر لیونوسفر قاره‌ای و آلیش ماگمایی جنایشی حاصل از آن با سیالات فرورانشی در پهنه سوپراسابداکشن منطقه در همین زمان تشکیل شده باشد.

واژه‌های کلیدی: گابرو، سوپراسابداکشن، آلیش ماگمایی، کافت درون قاره‌ای، حلب، زنجان

مقدمه
 در استان زنجان سنگ‌های آذرین متعددی با سن‌ها و ترکیبات مختلف رخسوم دارد. بر اساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰، در ۷۰ کیلومتری غرب شهرستان زنجان در ارتفاعات شرقی شهرستان حلب در منطقه‌ای با مختصات جغرافیایی ۴۸° ۱۱' ۰۶" تا ۴۸° ۱۶' ۰۸" طول شرقی و ۳۶° ۱۸' ۲۰" عرض شمالی یکی از این توده‌ها، با ترکیب گابروی در بین سنگ‌های ائوسن رخسوم دارد (شکل ۱). در پژوهش حاضر، تلاش شده است تا موقعیت تک‌تونیکی توده نفوذی یاد شده با استفاده از شواهد زمین‌شیمیایی بررسی شود.

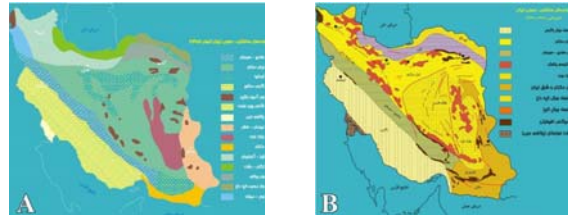
* salavati@liau.ac.ir

زمین‌شناسی منطقه

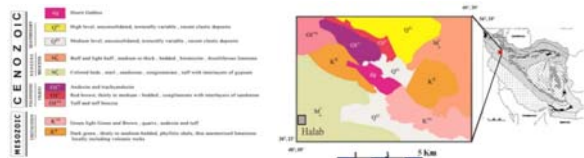
توده نفوذی مافیک حلب در حد فاصل پهنه‌های ساختاری البرز باختری-آذربایجان (Nabavi, 1976) ایران مرکزی (Stocklin, 1972) قرار دارد (شکل ۲). به طوری که در قسمت‌های شمال شرقی، بخشی از کوه‌های سلطانیه را شامل می‌شود و سازندهای پالئوزوئیک و مزوزوئیک البرز در آن رخسوم دارد.



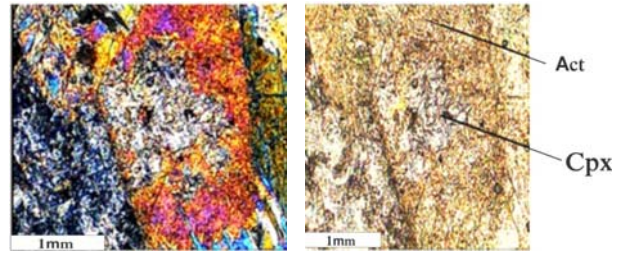
شکل ۱- راه‌های دسترسی به توده نفوذی حلب



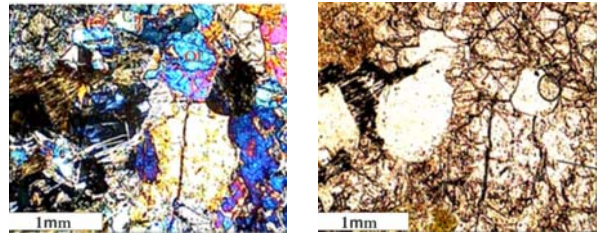
شکل ۲- موقعیت منطقه حلب بر روی پهنه‌های ساختاری رسوبی ایران. (A) (Nabavi, 1976) و (B) (Stocklin, 1972)



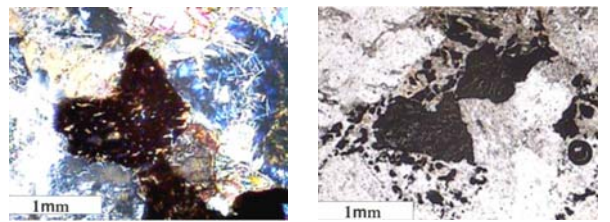
شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه حلب (با اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰، حلب: Bahariroozی و Shahidi, ۲۰۰۱)



شکل ۴- تبدیل بلورهای پیروکسن به اکتیونولیت در گابروها



شکل ۵- بلورهای بی‌شکل الیون در الیون‌گابروها



شکل ۶- توده‌های لوکوکسن در گابروهای بررسی شده

روش کار

برای بررسی‌های صخرایی و نمونه‌برداری از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ حلب، ۱:۲۵۰۰۰۰ زنجان و عکس‌های ماهواره‌ای استفاده گردید. نمونه‌برداری از چند مقطع جداگانه از بخش‌های مختلف توده انجام و حدود ۵۰ نمونه دستی از بخش‌های مختلف توده برداشت شد. سپس، به منظور بررسی‌های میکروسکوپی و سنگ‌نگاری از تمامی نمونه‌ها مقطع نازک تهیه و پس از انجام بررسی‌های سنگ‌شناختی، تعداد ۱۰ نمونه پیوسدر سنگ با روش ICP-MS و ICP-AES در موسسه SGS تورنتو کانادا مورد تجزیه شیمی قرار گرفت. در ادامه با نرم‌افزارهای IGPET و GCDKIT نمودارهای مورد نیاز ترسیم و به تفسیر و تحلیل داده‌ها پرداخته شد.

سنگ‌نگاری

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های بررسی شده بر اساس وجود یا عدم وجود الیونین، به الیونین‌گابروها و گابروها تقسیم می‌شود. پلازیوکلاز و پیروکسن (الیونین) با بافت افیتییک و ساب‌افیتییک کانی‌های اصلی سنگ را تشکیل می‌دهد. پیروکسن‌ها با ترکیب اوزیبت تا اوزیبت دیوسیدی از کانی‌های اصلی سنگ است. تجزیه به کلریت و آمفیبول در بیشتر بلورهای پیروکسن از حاشیه یا در امتداد رخ‌ها، مشاهده می‌شود. اورالیتیزاسیون و یا تبدیل پیروکسن به آمفیبول نوع ترمولیت-اکتیونولیت در بعضی از نمونه‌ها بسیار پیشرفته بوده است و گاهی تنها بقایایی از بلورهای پیروکسن به جا مانده است (شکل ۴).

پلازیوکلاز با فراوانی ۵۰ تا ۷۵ درصد از حجم سنگ، عمده‌ترین کانی این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد و بر اساس مالک‌های موجود در این کانی و بر اساس ویژگی‌های نوری، ترکیبی در حدود آنورتیت تا لابرادوریت دارد. گاهی دارای منطفه‌بندی‌اند. وجود منطفه‌بندی مبین عدم یکنواختی ترکیب پلازیوکلازها در حین تبلور است. به‌نحی، نشانگر آهسته‌تر بودن سرعت ایجاد تعادل نسبت به سرعت تبلور است (Shelly, 1993).

در نمونه‌های مختلف درجات متفاوتی از دگرسانی در این بلورها دیده می‌شود. سوسوریتی شدن معمولی‌ترین دگرسانی پلازیوکلازهاست که در نتیجه آن مجموعه‌های از کلسیت، اپیدوت و کلریت تشکیل شده است.

الیونین در بعضی از نمونه‌های گابرویی منطقه، به عنوان یکی از کانی‌های اصلی تشکیل شده است که بر همین اساس، این گروه از سنگ‌های الیونین‌گابرو نام نهاده شده‌اند. در نمونه‌های الیونین‌دار، بلورهای الیونین به صورت بی‌شکل یا شکستگی‌های زیاد و فاقد هر نوع دگرسانی همراه با بلورهای کلینوپیکروکسن دیده می‌شود (شکل ۵). به نظر می‌رسد پس از طی مراحل تفریق و افزایش مقدار K₂O در بعضی از نمونه‌های سنگی، مقدار جزئی کانی بیوتیت متبلور شده است. این بلورها تحت تأثیر سیالات، دگرسان شده و در بعضی موارد به کلریت تجزیه شده‌اند.

گاهی همراه با این مجموعه کانی لوکوکسن (حاصل از تجزیه اسفن) هم مشاهده می‌شود (شکل ۶). مجموعه کانی‌شناسی سنگ‌ها به ویژه در نمونه‌های به شدت دگرسان شده مبین حضور دگرسانی پیشرفته پروپلیتیک در منطقه است.

کلینوپیکروکسن در این سنگ‌ها توجیه شود. غنی‌شدگی از Rb و Th و نیز غنی‌شدگی از Nb و P و ویژگی‌های ماگمای پوسته‌ای است (Harris et al., 1986) و (Chappell and White, 1991) می‌تواند نشان دهنده آغشگی با پوسته بالایی طی تحولات ماگمایی باشد. آنومالی مثبت Sr و Ba با فراوانی مثال کانی پلازیوکلاز در این سنگ‌ها رابطه مستقیم دارد. غنی‌شدگی Ba در نمونه‌های پنج‌بار شده نسبت به گوشه اولیه مبین نقش لیوسفر قاره‌ای در خاستگاه ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌هاست (Borisova et al., 2001) همه نمونه‌ها به طور مشخص غنی‌شدگی از LILE (مثلاً Ba و U) و تهی‌شدگی از HFSE (مثلاً Nb) را نشان

می‌دهد. این تهی‌شدگی و غنی‌شدگی‌ها مشابه با روندهای مشاهده شده در مورد پوسته قاره‌ای است (Rudnick and Gao, 2003) از طرف دیگر، غنی‌شدگی عنصر ناسازگار K و تا حدی Rb و بی‌هنجاری منفی Nb در این سنگ‌ها بیشتر با ماگمای حاصل از پوسته زیرین سازگار است (Chappell and White, 1991) آنومالی منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای و بیانگر مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (Saunders et al., 1992; Nagudi et al., 1992) و (Wilson and Wilson (1989) آنومالی‌های منفی Nb و Zr همچنین می‌تواند از ویژگی‌های سنگ‌های ماگمای قوس مناطق فرورانش باشد.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی سنگ‌های بررسی شده با روش ICP، مقادیر عناصر اصلی بر حسب درصد و عناصر کمیاب و نادر خاکی بر حسب ppm است.

Sample No.	RG101	RG102	RG103	RG104	RG106	RG108	RG111	RG112	RG115	RG117
SiO ₂	46.2	47	46.6	47	46.7	46.6	46.6	45.2	46.7	45.1
Al ₂ O ₃	20.1	21.1	20.5	20.9	19.2	20.8	20	20.4	21	19.2
CaO	13.6	14.7	13.6	14.2	12.3	13.5	13.4	13.2	14.3	13.3
TiO ₂	0.7	0.57	0.71	0.77	0.69	0.71	0.71	0.71	0.71	0.62
Fe ₂ O ₃ *	6.63	6.02	6.5	6.47	6.08	6.36	6.45	6.37	6	6.27
K ₂ O	0.47	0.27	0.42	0.51	0.84	0.5	0.64	0.62	0.37	0.42
Na ₂ O	1.7	1.7	1.6	1.7	2.2	2.1	1.6	1.7	1.6	1.9
MnO	0.14	0.11	0.14	0.13	0.1	0.12	0.14	0.11	0.11	0.11
MgO	5.87	5.34	5.6	5.58	6.21	5.59	5.66	5.27	5.57	6.23
P ₂ O ₅	0.1	0.09	0.09	0.1	0.09	0.09	0.08	0.09	0.07	0.08
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
LOI	2.67	2.26	2.1	2.39	3.74	3.7	2.63	3.29	2.84	3.66
Sum	98.19	99.17	97.87	99.76	98.17	100.08	97.92	96.97	99.2	96.93
Ba	180	90	140	160	240	120	190	170	120	100
Sr	430	500	430	450	500	480	460	410	480	420
Zn	104	28	70	94	26	45	65	29	38	63
Ce	16.5	16.1	17.2	15.7	19.4	15.5	18.1	15.8	14.2	14.5
Cu	0.6	0.3	0.4	0.5	5.8	1.3	0.8	0.9	1.5	0.6
Co	32	27	52	55	17	38	31	35	73	26
Dy	1.71	1.53	1.72	1.78	1.85	1.69	1.88	1.59	1.54	1.6
Er	1.01	0.83	1.03	0.98	1.13	1.01	1.1	1	0.93	0.88
Eu	0.71	0.65	0.68	0.72	0.66	0.65	0.68	0.7	0.61	0.64
Ga	15	16	15	16	15	17	16	16	16	15
Gd	2.06	1.76	2.04	2.01	2.28	1.95	2.09	1.92	1.73	1.83
Hf	1	<1	1	1	1	1	2	1	<1	1
Ho	0.36	0.31	0.38	0.33	0.39	0.35	0.4	0.34	0.3	0.32
La	7.9	8.7	8.8	7.7	9.8	7.8	9.1	8.2	7.4	7.3
Lu	0.13	0.11	0.15	0.13	0.14	0.13	0.14	0.13	0.11	0.12

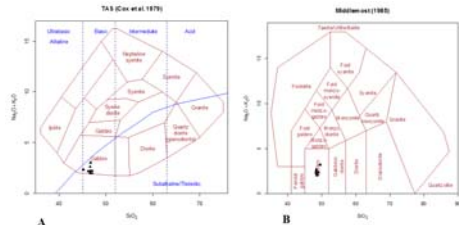
زمین‌شناسی

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی نمونه‌های بررسی شده با روش ICP در جدول ۱ ارائه شده است. سنگ‌های بررسی شده تا حدودی دارای تغییرات ترکیبی است. به طوری که میزان SiO₂ از ۴۵/۱ تا ۴۸/۱ درصد وزنی، Al₂O₃ از ۱۹/۲ تا ۲۱/۱، Fe₂O₃* از ۶/۰ تا ۶/۴۷، MgO از ۵/۲۱ تا ۶/۳۴، CaO از ۱۲/۳ تا ۱۴/۷، Na₂O از ۱/۶ تا ۲/۲ و میزان عدد منزیمیسی از ۴۵/۲ تا ۵۰/۵ تغییر می‌کند. بالا بودن میزان Al₂O₃ در نمونه‌های بررسی شده با بالا بودن مقدار پلازیوکلاز هماهنگی دارد. تغییرات عناصر نادر خاکی نیز در این نمونه‌ها عبارتند از: Ba=۹۰-۹۰، Rb=۵-۵، Sr=۱۵۳-۴۱۰، Zr=۴۲-۴۲ و Nb=۶-۶، Ni=۴۲-۴۲، Zr=۴۱-۴۱ و Y=۴-۴، Nb=۱۰-۱۰. نمونه‌های بررسی شده در نمودارهای طبقه‌بندی مجموع الکالی‌ها در برابر سپیلیس (Middleton, Cox et al., 1979) و (Pearce, 1982) نیز سنگ‌های بررسی شده در گروه انتقالی بین تولدایتی و الکانال‌مایل به تولدایتی (غیر الکانال) قرار می‌گیرد (شکل ۸- A، B و C).

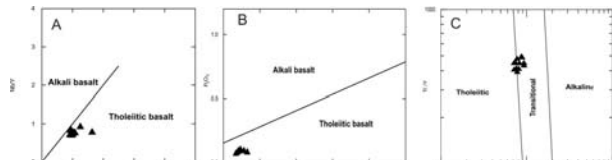
در روی نمودارهای عنکبوتی نرمالایز شده نسبت به کندریت و مورب عادی (Sun and McDonough, 1989) (شکل ۹) نمونه‌های بررسی شده غنی‌شدگی مشخصی از کلیه عناصر نادر خاکی بین ۵ تا ۵۰ برابر کندریت دارد و در عین حال غنی‌شدگی اندک

LREE را نسبت به HREE (میزان CeN/YbN از ۴/۵۴ تا ۵/۵۱) نشان می‌دهد که مشابه مورب‌های غنی‌شده E-MORB است (Schoonmaker and Kidd, 2006) و بیانگر ذوب بخشی پایین و یا حضور احتمالی گازنت در منشأ آنها است (Choe et al., 2007) تهی‌شدگی از عناصر Nb و Ti در نمودارهای عنکبوتی نرمالایز شده به کندریت و مورب عادی از دیگر ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌هاست که از ویژگی‌های ماگمای قوس است. برای بررسی روند تغییرات عناصر ناسازگار، از نمودارهای عنکبوتی که به گوشه اولیه به هنجار شده‌اند (Wood et al., 1980; Sun and McDonough, 1989) استفاده شد (شکل ۹). الگوی تغییرات عناصر ناسازگار در گابروهای بررسی شده که نسبت به گوشه اولیه پنج‌بار شده نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها آنومالی مثبت Ba، Cs، K، Nd، Sr و U و تا حدی Ti و آنومالی منفی Nb، Th و Zr را نشان می‌دهد. تهی‌شدگی عناصر کمیاب نسبت به عناصر مجاور خود با آنومالی منفی پنج‌بار شده نسبت به مرجع گوشه‌ای یا کندریتی، حاصل حفظ آن عناصر در فازهای باقی‌مانده در محل منشأ و غنی‌شدگی و آنومالی‌های مثبت، نتیجه ذوب بخشی و رها شدن از فازهای گوشه‌ای یا محتوای بالای این عناصر و رفتار ناسازگار آنها تفسیر می‌شود. این موضوع به ضریب توزیع عناصر نسبت به فازهای گوشه‌ای بستگی دارد. بنابراین، آرایش با مواد پوسته‌ای و پدیده هم نیز می‌تواند آنومالی‌های مثبت و منفی نسبت به مراجع هنجار شده ایجاد نماید (Mantle, 1989) (Wilson, 1975) آنومالی مثبت نسبی Ti بر روی نمودار پنج‌بار شده نسبت به مورب غنی‌شده، آشکارا با فراوانی اسفن (که عموماً به لوکوکسن تبدیل شده‌اند) در ارتباط است (شکل ۹). در نمونه‌های بررسی شده عنصر Nd آنومالی مثبت نشان می‌دهد که می‌تواند با حضور

Sample No.	RG101	RG102	RG103	RG104	RG106	RG108	RG111	RG112	RG115	RG117
Mo	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Nb	8	6	9	8	8	7	8	7	6	6
Nd	8.2	7.7	8.4	7.9	9.5	8.2	9	8.1	7.1	7.5
Ni	52	49	51	52	57	44	49	52	42	62
Pr	2.12	1.95	2.12	1.97	2.42	2	2.17	2.01	1.7	1.87
Rb	11.1	5.5	8.9	10.6	28	12.2	15.3	14.3	8.8	9.9
Sm	2	1.6	2.1	2	2.1	2	2	1.9	1.8	1.6
Sr	1	<1	<1	<1	1	<1	1	<1	<1	<1
Ta	0.6	<0.5	0.6	0.6	0.5	0.6	0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tb	0.31	0.24	0.32	0.31	0.32	0.29	0.32	0.29	0.28	0.27
Th	1.1	1	1.5	1.1	1.5	1	1.6	1.1	0.8	1
Ti	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tm	0.15	0.13	0.14	0.15	0.15	0.14	0.17	0.13	0.13	0.14
U	0.29	0.3	0.45	0.29	0.4	0.3	0.43	0.32	0.21	0.29
V	147	148	171	174	165	181	176	163	159	165
W	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1
Y	9.7	8.5	9.8	9.4	10.4	9.5	10.3	9.2	8.2	8.6
Yb	0.9	0.7	0.9	0.9	0.9	0.8	1	0.9	0.8	0.8
Zr	46.8	41	56.4	46.9	46.9	45.5	65.5	48.6	34.4	39.4



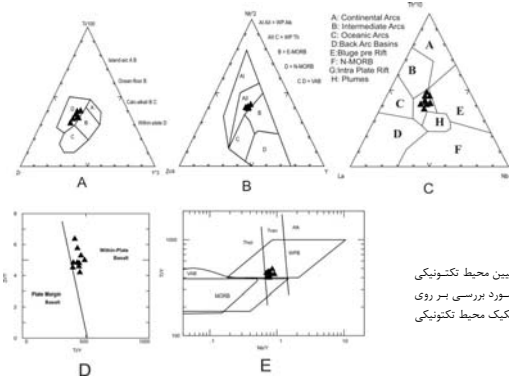
شکل ۷- رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های بررسی شده با نمودار تغییرات SiO₂ در برابر مجموع آلکالی‌ها (A) (Cox et al., 1979) و (B) (Middlemost, 1985)



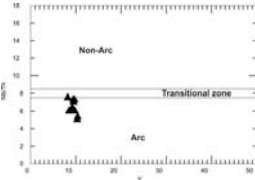
شکل ۸- تعیین ماهیت نمونه‌های بررسی شده بر روی نمودارهای A (Floyd and Winchester, 1976) B (Floyd and Winchester, 1976) و C (Pearce, 1982)

فرورانشی از گابروهای مناطق کافت درون قاره‌ای ترسیم شده است، گابروهای بررسی شده در محدوده گابروهای کافت‌های درون قاره‌ای واقع شده‌اند (شکل ۱۳- A و B). در مجموع، بر اساس شواهد زمین‌شیمیایی گابروهای بررسی شده از نوع درون صفحه‌ای است و بر اساس نمودارهای تکتونیکی در محدوده کافت‌های درون قاره‌ای قرار می‌گیرد که تا حد زیادی با پوسته قاره‌ای آلودگی پیدا نموده‌اند.

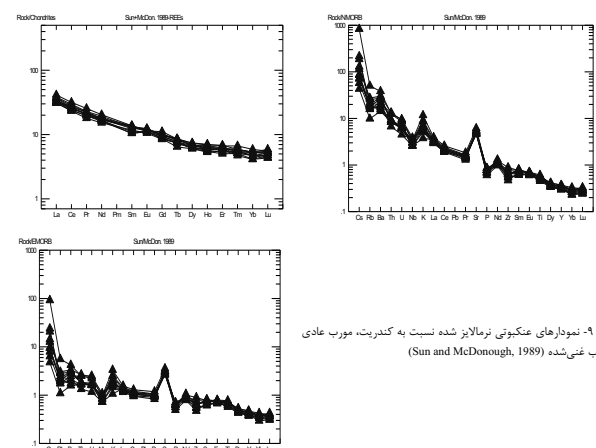
بررسی شده روندی از سمت IV1 به IV2 نشان می‌دهد. در این نمودار محیط IV محدوده مربوط به بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای، محیط IV1 به توله‌ایت‌های کافت‌های درون صفحه قاره‌ای و کافت‌های حواشی قاره‌ای و IV2 به بازالت‌های مناطق شکست قاره یا کافت اولیه مربوط می‌شود. معمولاً در ماگماهای داخل صفحه عنصر ایتیریم غنی‌شدگی ندارد (Rollinson, 1993). بر این اساس، در نمودار TiO₂-Y-K₂O از Biermanns (۱۹۹۶) که به منظور تفکیک گابروهای مناطق



شکل ۱۰- تعیین محیط تکتونیکی نمونه‌های مورد بررسی بر روی نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی



شکل ۱۱- تعیین موقعیت تکتونیکی نمونه‌های بررسی شده

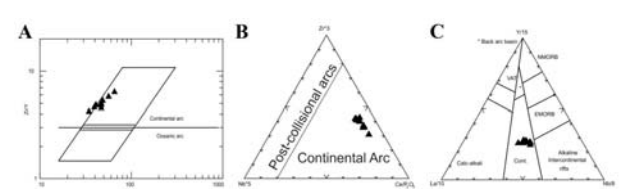


شکل ۹- نمودارهای عنکبوتی نرمالایز شده نسبت به کندریت، مورب عادی و مورب غنی‌شده (Sun and McDonough, 1989)

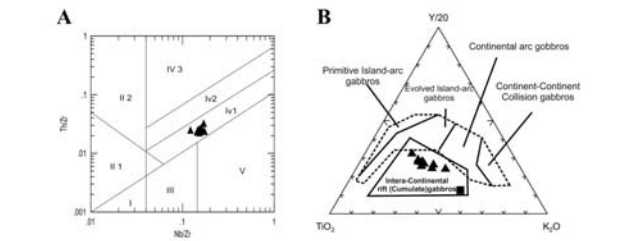
محیط تکتونیکی

با توجه به ماهیت توله‌ای سنگ‌های بررسی شده برای تشخیص اولیه بین موقعیت تکتونیکی حاشیه صفحات و درون صفحه‌ای از نمودارهای تکتونیکی استفاده شد. در نمودارهای سه تایی Zr-Nb-Y (Pearce and Cann, 1973) Ti-Y-La-Th-Nb و نمودار La-Th-Nb (Monnier, 1996) نمونه‌های بررسی شده در محیط درون صفحه‌ای و محدوده ریفت‌های درون صفحه‌ای قرار می‌گیرد. نمودارهای دوتایی Zr/Y مقابل Nb/Y (Pearce and Gale, 1977) Ti/Y مقابل Nb/Y (Pearce, 1982) نشان‌دهنده محیط درون صفحه‌ای برای نمونه‌های بررسی شده است. (شکل ۱۰- E تا A)

نمونه‌های بررسی شده بر روی نمودار تغییرات Nb/Th در مقابل Y (Jenner et al., 1991) در بخش سنگ‌های قوس قرار می‌گیرد (شکل ۱۱). به منظور تعیین نوع قوس، کلیه نمونه‌ها بر روی نمودار دوتایی Zr/Y در مقابل Zr (Pearce, 1983) و نمودار سه‌تایی Zr-Nb-Ce/P₂O₅ قرار گرفت که بر اساس (Muller et al., 1992) قرار گرفت که بر اساس این نمودارها، نمونه‌های بررسی شده نشان‌دهنده محیط قوس قاره‌ای است. همچنین، بر روی نمودار سه‌تایی La-Y-Nb (Cabanis and Leccolle, 1989) نیز نمونه‌های بررسی شده در محیط قاره‌ای هستند (شکل ۱۲- A تا C). بر روی نمودار لگاریتمی Nb/Zr در مقابل Th/Zr (Shuqing et al., 2003) نمونه‌های



شکل ۱۲- تعیین نوع محیط قوس نمونه‌های بررسی شده



شکل ۱۳- موقعیت نمونه‌های بررسی شده (A) نمودار لگاریتمی Nb/Zr در مقابل Th/Zr (B) نمودار سه‌تایی TiO₂-Y-K₂O

بحث
منطقه بررسی شده بخشی از پهنه البرز غربی-آذربایجان است (Darvishzadeh, 2009). آذربایجان در طول پالئوژئوتیک نقش یک پلاتفرم را بازی کرده و سپس در مزوزوئیک و ترسیری، بسیار متحرک شده و یک سیستم تکتونیکی هورست و گران را ساخته است (Moine vaziri, 1996). در پایان مزوزوئیک با فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی یک پهنه فرورانشی در منطقه به وجود آمده و سبب تشکیل سنگ‌های آتشفشانی منطقه با ویژگی قوس شده است.

جنش‌های کششی در ترسیری، آذربایجان و البرز غربی را تحت تأثیر خود قرار داده و این ریفت (که ادامه شمالی سلسله عظیم آتشفشانی بوده، تمام ایران را طی کرده است) در امتداد خط میانه-اردبیل به سرعت وسعت پیدا نموده است. در منطقه آذربایجان، میانه و اردبیل سه پهنه توسط Moine vaziri (۱۹۹۶) معرفی شده است:
۱- پهنه کوه‌های طارم که در شمال‌شرق توسط البرز و در جنوب توسط کوه‌های سلطانیه محدود می‌شود.
۲- پهنه آذربایجان شرقی که روی پلاتفرم تکاب

منطقه بر روی این توده تأثیر گذاشته و سبب ایجاد ویژگی‌های قوس در آن شده است.

نتیجه‌گیری

در غرب شهرستان زنجان و در ارتفاعات شرقی مشرف به شهرستان حلب در بین سنگ‌های آتشفشانی ائوسن توده نفوذی گابرویی تزریق شده است. بر اساس داده‌های حاصل از بررسی‌های پتروگرافی توده مزبور دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و گاهی الیون بوده که با یافت آفیتیک و ساب آفیتیک در سنگ مشاهده می‌شود. داده‌های زمین‌شیمی مبین غنی‌شدگی بالای نمونه‌های بررسی شده از عناصر LILE همچون Rb و Th است که بر وجود یک منبع گوشته‌ای غنی شده زیر لیئوسفر قاره‌ای (گوشته متاسوماتیزه) به عنوان منشأ ماگمایی نمونه‌ها دلالت می‌نماید. آنومالی منفی Nb نمونه‌ها نشانه الایش نمونه‌های بررسی شده با سیالات ناشی از ورقه فرورونده در منطقه است. همچنین، داده‌های زمین‌شیمی مبین ماهیت توله‌اینتی تا انتقالی برای توده بررسی شده و تشکیل آن در یک محیط درون صفحه‌ای است. بر اساس نمودارهای تکتونیکی سنگ‌های بررسی شده در محیط کافت‌های قاره‌ای تشکیل شده‌اند. در عین حال بر روی بعضی از نمودارهای زمین‌شیمی، نمونه‌های بررسی شده ویژگی‌های قوس را نشان می‌دهد. با توجه به ماگماتیسم نسبتاً گسترده در طول ائوسن در ارتباط با حوضه‌های کششی منطقه به نظر می‌رسد که این توده نیز به مراحل آغازین همین ماگماتیسم وابسته بوده است و در اثر ذوب بخشی گوشته آستونوسفری بالا آمده زیر لیئوسفر قاره‌ای و الایش ماگمای جدایشی حاصل از آن با سیالات حاصل از لبه فرورونده نئوتیتیسی منطقه در همین زمان تشکیل شده باشد.

در جنوب و اولین سلسله جبال‌هال قفقاز در شمال قرار می‌گیرد.
۳- پهنه میانه-آردبیل که در بین آذربایجان شرقی و البرز به صورت یک باند شمالی-جنوبی قرار گرفته و شاهد ماگماتیسم شدید در ترسیر است.
دو فاز تکتونیکی مهم در این منطقه تشخیص داده شده که یکی در الیگوسن تخریبی و دیگری در حد بین میوسن و پلیوسن به وقوع پیوسته است. فازهای تکتونیکی ترسیر در منطقه باعث شده که شکستگی‌های قدیمی دوباره فعال شود و باعث چرخش بلوک‌ها شده است. در چرخش بلوک‌ها بین بلوک‌ها در بعضی نقاط حرکات کشویی و در بعضی نقاط حرکات کششی ایجاد کرده و در حالت اخیر سبب ایجاد ماگماتیسم کافتی در منطقه شده است (Moine vaziri, 1996).

به اعتقاد Moine vaziri (۱۹۹۶) در پایمان کرانه‌ها یک فاز تکتونیکی قوی در شمال غرب ایران باعث بالا آمدن البرز و سلطانیه و به احتمال زیاد قافلانکوه شده است. بعد از این فاز تکتونیکی یک فاز کششی که نقطه اوج آن در ائوسن میانی و فوقانی قرار داشته به وقوع پیوسته است.

با توجه به داده‌های زمین‌شیمیایی که توده مورد نظر را مرتبط با کافت قاره‌ای معرفی می‌کند و با توجه به موقعیت جغرافیایی توده گابرویی حلب می‌توان آن را در امتداد پهنه (ریفت) میانه-آردبیل در نظر گرفت. بر این اساس، به نظر می‌رسد که توده گابرویی بررسی شده با ماگماتیسم کششی و شاید مرتبط با رژیم کافت‌زایی منطقه در ارتباط است. با این وجود، در بعضی از نمودارهای زمین‌شیمی نمونه‌های بررسی شده ویژگی قوس را نشان می‌دهد. با توجه به این که توده بررسی شده در بین سنگ‌های آتشفشانی با ماهیت قوس تزریق شده است به نظر می‌رسد که سیالات ناشی از ورقه فرورونده نئوتیتیسی در

سیاسگزار

لایه‌جان به خاطر حمایت و مساعدت در انجام این پژوهش تقدیر و تشکر به عمل می‌آید.

منابع

- Biermanns, L. (1996) Chemical classification of gabbro-dioritic rocks, based on TiO_2 , SiO_2 , FeO_{total} , MgO , K_2O , Y and Zr . The 3rd Symposium International sur la Godynamique Andine, Saint-Malo, France.
- Borisova, A. Y., Belyasky, B. V., Portnyagin, M. V. and Sushevskaya, N. M. (2001) Petrogenesis of olivine-phyric basalts from the Aphanasey Nikitin rise: evidence for contamination by cratonic lower continental crust. *Journal of Petrology* 42: 277-316.
- Cabanis, B. and Lecolle, M. (1989) The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences* 309: 2023-2029 (in French).
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1991) Restite enclaves and the restite model. In: *Enclaves and granitic petrology* (Eds. Didier, J. and Barbarin, B.) 375-381. Elsevier Science Publisher, Amsterdam.
- Choe, W. H., Lee, J. I., Lee, M. J., Hur, S. D. and Jin, Y. K. (2007) Origin of E-MORB in a fossil spreading center: the Antarctic-Phoenix Ridge, Drake Passage, Antarctica. *Geosciences Journal* 11: 185-199.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. Allen and Unwin, London.
- Darvishzadeh, A. (2009) *Geology of Iran, stratigraphy, tectonics, metamorphism and magmatism*, Amir Kabir Publication, Tehran (in Persian).
- Floyd, P. A. and Winchester, J. A. (1978) Identification and discrimination of altered and metamorphosed volcanic rocks using immobile elements. *Chemical Geology* 21: 291-306
- Gill J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, Verlag, Berlin.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: *Collision tectonics* (Eds. Coward, M. P. and Ries, A. C.) Special Publication 19: 67-81. Geological Society, London.
- Jenner, G. A., Dunning, G. R., Malpas, J., Brown, M. and Brace, T. (1991) Bay of islands and little port complexes, revisited age, geochemical and isotopic evidence confirm suprasubduction- zone origin. *Canadian Journal of Earth Sciences* 28: 1635-1652.
- Meschede, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56: 207-218.
- Middlemost, E. A. K. (1985) *Magnas and magmatic rocks*. Longman Group Limited, Essex, London.
- Monnier, C. (1996) *Mechanisms of accretion areas and oceanic back-arc geodynamire of L'Asie Southeast, Petrology and geochemistry of ophiolites Indonesia*. PhD thesis, University of Western Brittany, Brest, France.
- Muller, D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I. (1992) Geochemical discrimination between

- shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46: 259-289
- Nabavi, M. H. (1976) *Introductory of geology in Iran*. Geological Survey of Iran Publication, Tehran (in Persian).
- Nagudi, N., Kober, Ch. and Kurt, G. (2003) Petrography and geochemistry of the Sigo granite, Uganda and implications for origin. *Journal of African Earth Sciences* 36: 1-14.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Orogenic andesites and related rocks* (Ed. Thorpe, R. S.) 525-548. John Wiley and Sons, Chichester.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva Publishing, Nantwich.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary science, Letters* 19: 290-300.
- Pearce, J. A. and Gale, G. H. (1977) Identification of ore-de-position environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *Geological Society (Special Publication) 7*: 14-24.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London.
- Rudnick, R. L. and Gao, S. (2003) Composition of the continental crust. In: *The crust* (Ed. Rudnick, R. L.) 1-64. treatise on geochemistry, Elsevier, Amsterdam.
- Saunders, A. D., Storey, M., Kent, R. W. and Norry, M. J. (1992) Consequences of plume-lithosphere interactions. In: *Magmatism and the causes of continental break-up* (Eds. Storey, B. C. Alabaster, T. and Pankhurst, R. J.) Special Publication 68: 41-60. Geological Society, London.
- Schoonmaker, A. and Kidd, W. S. F. (2006) Evidence for a ridge subduction event in the Ordovician rocks of north-central Maine. *Geological Society of America, Bulletin* 118: 897-912.
- Shahidi, A. and Baharfirooz, Kh. (2001) Explanatory text of Halab. Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 5662, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Shelly, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Champan and Hall, London.
- Shuqing, S., Yunliang, W. M. and Chengjiang, Z. (2003) Discrimination of the tectonic setting of basalts by Th, Nb and Zr. *Geological Review* 49: 40-47.
- Stocklin, J. (1972) Iran central septentrional et oriental lexique stratigraphique international III fascicule 9b Iran 1-283 centre National de la recherche Scientifique Paris.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: implication for mantle composition and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publication 313-345. Geological Society, London.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyrnan London, London.

- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1976) Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks: *Earth and Planetary Science, Letters* 28: 459-469.
- Wood, D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.

فراوان تر است و به همین لحاظ برای توصیف آنها به جای واژه اسکارن بهتر است از واژه مرمر استفاده شود. اما در فاصله نزدیک‌تر به توده نفوذی که سنگ‌های آهکی ناخالص تحت تأثیر فرآیندهای تراوش یا نشری سیالات متاسوماتیک قرار گرفته‌اند به سنگ کالک‌سیلیکاته دانهدرشت اسکارن تبدیل شده‌اند.

اسکارن اوچستان بر اثر نفوذ گرانیتوئیدهای این منطقه در داخل کربنات‌های پالئوزوئیک به وجود آمده است و در بیشتر قسمت‌ها به صورت نواری و در بعضی بخش‌ها به صورت توده‌ای دیده می‌شود. علی‌رغم اینکه در این منطقه بر روی توده‌های نفوذی توسط Movahedi (۲۰۰۹) و برخی از سنگ‌های دگرگونی دینامومرال آن از جمله: متنازیت‌ها توسط Izadi (۲۰۱۰) بررسی‌هایی انجام شده است اما در خصوص تشکیل اسکارن و دگرگونی مجاورتی در این ناحیه تا کنون هیچ مطالعه‌ای انجام نشده است.

اسکارن‌ها را بر طبق نوع سنگی که جانشین می‌شود به درون اسکارن و برون اسکارن تقسیم‌بندی می‌کنند. با توجه به گستردگی این سنگ‌ها در صحرای فراوانی ولانستونیت در آنها و همچنین، عدم وجود کانی‌های ماگمایی به همراه کانی‌های کالک‌سیلیکاته می‌توان گفت این سنگ‌ها از نوع برون اسکارن است.

طی این پژوهش‌ها به بررسی پتروگرافی، کانی‌شناسی، روابط پاراژنتیک و مینرال شیمی در مجموعه‌های دگرگونی مجاورتی پرداخته می‌شود.

زمین‌شناسی منطقه

فعالیت‌های ماگمایی گسترده در پهنه سندانج-سیرجان منجر به تریپ توده‌های نفوذی متعدد در امتداد این کمربند و در نتیجه در بسیاری از موارد باعث اسکارن‌زایی شده است. در منطقه اوچستان واقع در ۶۰ کیلومتری جنوب محلات و در گستره

طول جغرافیایی ۲۲° ۵۰' تا ۲۶° ۵۰' شرقی و عرض جغرافیایی ۳۷° ۳۳' تا ۴۰° ۳۳' شمالی تریپ توده نفوذی به سن کرتاسه-پالئوسن با ترکیب سینوگراینیتی و مونوزوگراینیتی در سنگ‌های کربناته پالئوزوئیک باعث اسکارن‌زایی و مرمرزایی شده است (شکل ۱).

از واحدهای سنگی مشاهده شده در منطقه بررسی شده می‌توان آمفیبولیت (مزوزوئیک)، گرانیت میلیونیتی (سنوزوئیک)، شیسست (مزوزوئیک)، هورنفلس و سنگ‌های کالک‌سیلیکاته (سنوزوئیک) را نام برد. شیسست‌ها و مرمرهای آهکی و اسکارن‌ها مهم‌ترین سنگ‌های دگرگونی با منشأ رسوبی و آمفیبولیت‌ها و گرانیتوئیدها بازرترین سنگ‌های دگرگون و دگرشکل شده منطقه با منشأ آذرین‌اند. غالب شیسست‌های منطقه از نوع میکاشیسست‌ها است. آمفیبولیت‌ها همچون سایر سنگ‌های دگرگونی محدود به پهنه برشی‌اند. این سنگ‌ها غالباً به صورت هم‌پاقت با سایر سنگ‌های منطقه به ویژه شیسست‌ها و گرانیت‌ها دیده می‌شود. آمفیبولیت‌های موجود در منطقه بررسی شده بر اساس داده‌های ایزوتوپی قدیمی‌ترین سنگ‌های دگرگونی منطقه یعنی ژوراسیک را تشکیل می‌دهد (Rashidnejad Omran, 2001) گرانیت‌های میلیونیتی منطقه محصول عملکرد فاز کوه‌زایی اواخر کرتاسه-پالئوسن (لارامید) در نظر گرفته شده‌اند. بر اساس بررسی‌های Movahedi (۲۰۰۹) گرانیتوئیدهای مزبور شامل: آلکالی فلدسپار گرانیت، گرانیت (سنیوگراینیت و مونوزوگراینیست) و گرانویدوریت است که گرانیت‌ها بیشترین حجم توده را به خود اختصاص داده‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی بیانگر ماهیت ساب‌آلکانال (کالک‌آلکانال)، سرشست پراولینینه و S بودن گرانیتوئیدهای بررسی شده است. این منطقه چند

پتروگرافی، کانی‌شناسی و شیمی کانی‌ها در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی اوچستان (جنوب محلات)

سید محسن طباطبایی منش*، زری اسلامی و مرتضی شریفی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

اسکارن‌های اوچستان در ۶۰ کیلومتری جنوب محلات و در پهنه سندانج-سیرجان واقع شده است. گستره غالب سنگ‌های این منطقه شامل: سنگ‌های نفوذی از نوع گرانیت و سنگ‌های دگرگونی از قبیل: شیسست، فیلیت، اسلیت، هورنفلس، آمفیبولیت و متاکلنیک است. تریپ توده نفوذی سینوگراینیتی-مونوزوگراینیتی کرتاسه-پالئوسن به درون آهک‌ها و دولومیت‌های پالئوزوئیک باعث اسکارن‌زایی شده است. کلیتوپروکسن (دیوپسید)، الوبن (فورستریت)، ترمولیت، تالک، سربانتین، فلوگوپیت، مارگاریت، ولانستونیت، کلسیت و کانی‌های اپاک و به مقدار اندک کوارتز از کانی‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها است. با توجه به بررسی‌های کانی‌شناسی، اسکارن‌های منطقه از نوع برون اسکارن و وجود کانی‌های مثل: فورستریت، دیوپسید، ترمولیت، آنتیگوریت و فلوگوپیت نشانه دولومیتی بودن سنگ مادر است. از سمت توده نفوذی به سنگ میزبان در اسکارن‌ها و مرمرها منطقه‌بندی دیده می‌شود که شامل: کلیتوپروکسن اسکارن، ولانستونیت اسکارن، مرمرهای فورستریت-سربانتین‌دار، مرمرهای میکادار، مرمرهای ترمولیت-تالک‌دار و مرمرهای کلسیتی دولومیتی دانهدرشت است.

واژه‌های کلیدی: کلیتوپروکسن، فورستریت، سربانتین، ولانستونیت، اسکارن، اوچستان، سندانج-سیرجان

مقدمه

کانی‌شناسی، رهگشایی مقدماتی برای تشخیص و توصیف توده‌های اسکارنی و عاملی تعیین کننده در کشف خاستگاه آنها است.

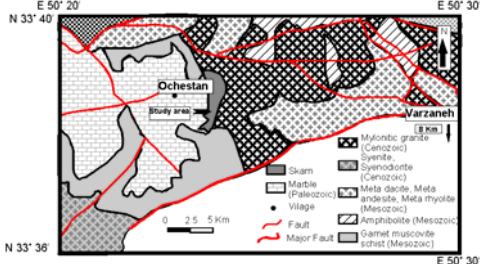
در اثر دگرگونی مجاورتی در این منطقه هورنفلس‌ها، اسکارن‌ها و مرمرها تشکیل شده است. سنگ‌های کربناته خالص و ناخالص در دگرگونی

مجاورتی می‌تواند به انواع مرمر و اسکارن تبدیل شود. مرمر معادل دگرگونی سنگ آهک با دولومیت است. از یک مرمر خالص به ندرت می‌توان اطلاعاتی درباره درجه دگرگونی به دست آورد. از دیدگاه منطقه‌بندی هاله دگرگونی مجاورتی مرمرها انتهای‌ترین پهنه را تشکیل می‌دهد. در این پهنه کانی‌های کربناته نسبت به کالک‌سیلیکات‌ها بسیار

* tabataba@sci.ui.ac.ir

طور که در شکل ۱ مشخص است گسل‌های متعددی از منطقه عبور می‌کنند که شناسایی و تفکیک گسل‌ها توسط Sharifi (۲۰۰۷) به طور کامل و با پردازش داده‌های رقومی ماهواره‌ای و بررسی‌های صحرایی انجام شده است.

دگرگونی را تحمل کرده است و انواع دگرگونی‌های ناحیه‌ای، مجاورتی و دینامیکی به وضوح مشاهده می‌شود (Saba, 1999). یکی از شرایط لازم برای رخداد اسکارن‌زایی فعال بودن منطقه از نظر تکتونیکی است. همان



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی اوچستان (Sharifi, 2007)

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری به منظور بررسی‌های سنگ‌شناختی مقاطع نازک صیقلی از سنگ‌ها تهیه و با چسب اپوکسی بدون پوشش آماده و با میکروسکوپ پلاریزان بررسی شد. برای بی بردن به نوع و ترکیب کانی‌ها از کانی‌های الیون و پیروکسن در آزمایشگاه EMPA دانشگاه دولتی مسکو توسط دستگاه میکروپروب JEOL مدل JXA-8800 (WDS) آنالیز نقطه‌ای به عمل آمد و همچنین، از ۵ مقطع نازک برای بی بردن به نوع کانی‌های موجود در آنها آنالیز SEM در آزمایشگاه SEM دانشگاه تربیت مدرس تهران به عمل آمد. در محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و ترسیم دیگرام‌ها از نرم‌افزارهای Microsoft Office Mineral structural formula 2007 استفاده شد.

پتروگرافی

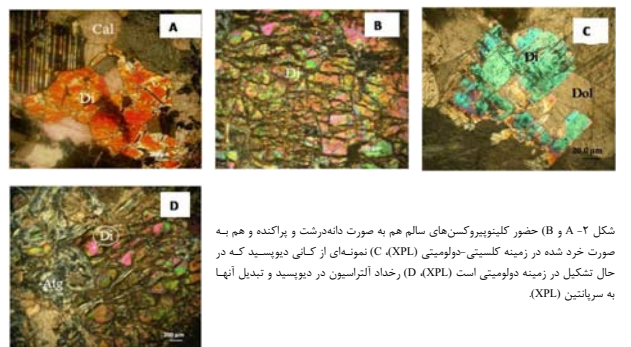
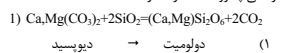
بر اساس بررسی‌های انجام شده بر روی اسکارن‌ها و مرمرهای محدوده اوچستان مجموعه کانی‌های دیوپسید، ولانستونیت، فورستریت، فلوگوپیت، مارگاریت، ترمولیت، تالک، آنتیگوریت، کلسیت، دولومیت، کوارتز و کانی‌های اپاک مشاهده می‌شود. طبق شواهد صحرایی و بررسی‌های کانی‌شناسی و بافتی می‌توان به پیدایش این کانی‌ها طی سه مرحله و پهنه‌بندی منطقه بی برد که در ادامه به توضیح آن خواهیم پرداخت. بررسی‌ها نشان می‌دهد هیچ گونه کانه‌زایی و انباشته اقتصادی در منطقه رخ نداده است و کانی‌های اپاک همچون: مگنتیت، هماتیت و گوتیت به مقدار ناچیز دیده می‌شود. اسکارن‌های بررسی شده را می‌توان بر مبنای غالب بودن کانی‌های موجود در مقاطع

میکروسکوپی، پاراژنت‌های شاخص و دور شدن از توده به دو گروه تقسیم کرد: ۱- پیروکسن‌اسکارن و ۲- ولانستونیت‌اسکارن

پیروکسن اسکارن: پیروکسن اسکارن‌ها مشخصاً منیزیمی و از این رو دیوپسیدی‌اند. بسیاری از اسکارن‌های بی‌آب حاوی دیوپسید در محیطی با کلسیم اولیه متوسط تا زیاد و همراه با منیزیم یا بدون این عنصر که دستخوش متاسوماتیسم سیلیسی، آهنی، منیزیمی و آلومینیومی شده است به وجود آمده‌اند. در پیروکسن اسکارن‌های منطقه سنگ‌های واکنش‌گر دولومیتی معمولاً ناخالص سبب تشکیل کانی‌های غنی از منیزیم از جمله دیوپسید می‌شود. این سنگ‌ها در اولین مرحله تشکیل اسکارن به وجود می‌آید و در نزدیک‌ترین بخش سنگ درونگیر نسبت به توده نفوذی واقع شده و بیشترین حرارت را تحمل کرده‌اند.

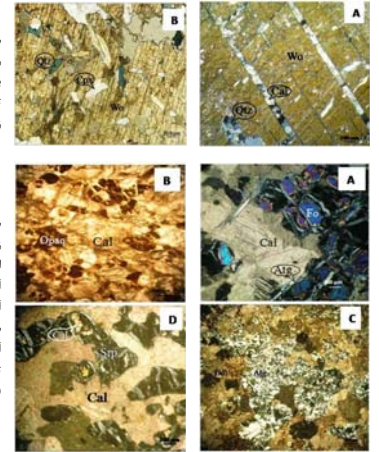
کانی کلیتوپروکسن در مقاطع نازک و در نور XPL با رنگ قهوه‌ای کم‌رنگ، آبی، صورتی، زرد تا

سبز مشاهده می‌شود. بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که این کانی بیشتر با کانی‌های فورستریت، ولانستونیت، آنتیگوریت، تالک، کلسیت، دولومیت، کوارتز و کانی‌های اپاک همراه است. کلیتوپروکسن‌های سالم هم به صورت پراکنده و دانهدرشت در زمینه کلسیتی-دولومیتی و هم به صورت مترام و مجاور هم قرار گرفته‌اند و غالباً تشکیل یافت گرانوبلاستیک را می‌دهد (شکل ۲- A و B). در بعضی از مقاطع میکروسکوپی دیوپسیدهای دیده می‌شود که در حال تشکیل شدن در زمینه دولومیتی است و می‌توان واکنش شماره ۱ را برای آن نوشت (شکل ۲- C). همه پیروکسن‌های موجود در نمونه‌ها سالم نبوده و شواهدی از سربانتینی شدن در آنها دیده می‌شود. به طوری که بلورهای دیوپسید در حال از بین رفتن و تبدیل شدن به سربانتین است (شکل ۲- D). چنین شواهدی نشانه رخداد دگرسانی پسروده گسترده در منطقه است.



شکل ۲- A و B) حضور کلیتوپروکسن‌های سالم هم به صورت دانهدرشت و پراکنده و هم به صورت خرد شده در زمینه کلسیتی-دولومیتی (C, XPL). نمونه‌ای از کانی دیوپسید که در حال تشکیل در زمینه دولومیتی است (D, XPL). رخداد آتراسیون در دیوپسید و تبدیل آنها به سربانتین (XPL).

فورستریتها را احاطه کرده‌اند. گاهی این سریاتی‌ها شدن تا حدی پیش رفته که تمام فورستریتها به سریاتین و اکسید آهن تبدیل شده است. فراوان بودن فورستریتها در بعضی قسمت‌های این مرمرها از طریق فراوانی سریاتین‌ها تأیید می‌شود (شکل ۴-۸). با توجه به اینکه میزان کانی‌های کربناته نسبت به کالک‌سیلیکات‌ها بیشتر است این سنگ‌ها را مرمر نامیده‌ایم. فورستریتها معمولاً در دولومیت ناخالص تشکیل می‌شود. بر اساس شواهد میکروسکوپی بخشی از سریاتین‌ها از نوع آنتیگوریت با بافت مشبک و پنجره‌ای است. اینگونه سریاتین‌ها هم به صورت اولیه و هم به صورت ثانویه دیده می‌شود. سریاتین‌های ثانویه که طی واکنش شماره ۴ ایجاد شده‌اند به میزان فراوان در زمینه دولومیتی دیده می‌شود (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۸) فورستریتهای دانه‌ای و مدور در زمینه کلسیتی که در حال سریاتی شدن است (XPL). B) پراکنده شدن اکسیدهای آهن حاصل از تجزیه بیون‌ها و یا سیالات آهن‌دار در زمینه کلسیتی و ایجاد بافت شش‌پهلو توسط آنها (C) تشکیل آنتیگوریت در زمینه دولومیتی (XPL). شکل بافت آنل از سریاتین‌های اولیه (XPL).

شکل ۴-۸) فورستریتهای دانه‌ای و مدور در زمینه کلسیتی که در حال سریاتی شدن است (XPL). B) پراکنده شدن اکسیدهای آهن حاصل از تجزیه بیون‌ها و یا سیالات آهن‌دار در زمینه کلسیتی و ایجاد بافت شش‌پهلو توسط آنها (C) تشکیل آنتیگوریت در زمینه دولومیتی (XPL). شکل بافت آنل از سریاتین‌های اولیه (XPL).

شکل ۴-۸) فورستریتهای دانه‌ای و مدور در زمینه کلسیتی که در حال سریاتی شدن است (XPL). B) پراکنده شدن اکسیدهای آهن حاصل از تجزیه بیون‌ها و یا سیالات آهن‌دار در زمینه کلسیتی و ایجاد بافت شش‌پهلو توسط آنها (C) تشکیل آنتیگوریت در زمینه دولومیتی (XPL). شکل بافت آنل از سریاتین‌های اولیه (XPL).

شکل ۴-۸) فورستریتهای دانه‌ای و مدور در زمینه کلسیتی که در حال سریاتی شدن است (XPL). B) پراکنده شدن اکسیدهای آهن حاصل از تجزیه بیون‌ها و یا سیالات آهن‌دار در زمینه کلسیتی و ایجاد بافت شش‌پهلو توسط آنها (C) تشکیل آنتیگوریت در زمینه دولومیتی (XPL). شکل بافت آنل از سریاتین‌های اولیه (XPL).

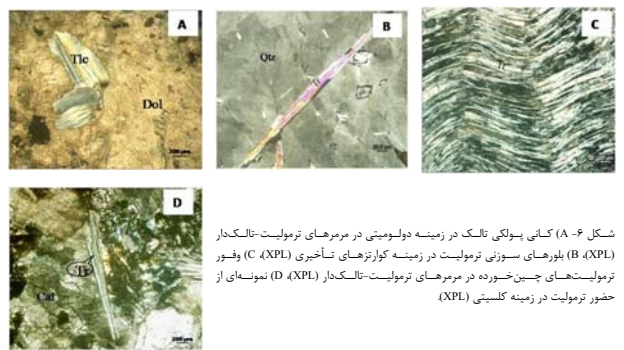
مرمرهای ترمولیت-تالک‌دار: این دسته از مرمرها در فاصله دورتری از توده نفوذی قرار گرفته‌اند. مهم‌ترین کانی‌های متشکله این دسته از مرمرها ترمولیت، تالک و کوارتز است که در زمینه دولومیتی قرار گرفته‌اند. این دو کانی هم طی مرحله پیشرونده دگرگونی و بر اثر واکنش کوارتز با زمینه دولومیتی و هم طی مرحله پسرونده دگرگونی با افزایش سیال غنی از آب تشکیل می‌شود. در مرمرهای بررسی شده این دو کانی بیشتر بر اثر ورود سیالات سیلیس‌دار منشأ گرفته از توده نفوذی و طی رخداد واکنش‌های شماره ۸ و ۹ به وجود آمده‌اند.

۸) $3Ca_2Mg(CO_3)_2 + 4SiO_2 + H_2O = 3CaCO_3 + Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 3CO_2$

۹) $9Ca_2Mg(CO_3)_2 + 2H_2O = 3CaCO_3 + Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 7CO_2$

شکل ۶-۸) نمونه‌ای از تشکیل کانی تالک را

طی مرحله به مرحله پیشرونده دگرگونی نشان می‌دهد. کانی تالک می‌تواند در دولومیت‌ها و اسکارن‌هایی که تحت تأثیر فاز هیدروترمال قرار می‌گیرد به عنوان محصول آلتراسیون ترمولیت و به ندرت دیوپسید و فلوگوپیت باشد (Vander Auwera and Verkaeren, 1993). از دگرسانی سیلیکات‌های منیزیم‌دار حاصل می‌شود به طور مخصوص در سنگ‌های دگرگونی درجه پایین تشکیل می‌شود. ترمولیت، آمفیبول عمده اسکارن‌های منیزیم‌دار محسوب می‌شود. در نمونه‌های بررسی شده ترمولیت به دو صورت سوزنی و منشوری دیده می‌شود. بلورهای ریز و سوزنی شکل و پراکنده این کانی در داخل کانی‌های کلسیت، دولومیت و کوارتز تشکیل یافت نامتوالیستی را داده است (شکل ۷-۸ و ۷-۹). در تعدادی از مقاطع بلورهای منشوری به صورت مترآمک قرار گرفته و آثاری از چین‌خوردگی و تغییر شکل دینامیکی در آنها دیده می‌شود (شکل ۷-۸).



شکل ۶-۸) کانی پولکی تالک در زمینه دولومیتی در مرمرهای ترمولیت-تالک‌دار (XPL). B) بلورهای سوزنی ترمولیت در زمینه کوارتزهای تأخیری (XPL). C) حضور ترمولیت‌های چین‌خورده در مرمرهای ترمولیت-تالک‌دار (XPL). نمونه‌ای از حضور ترمولیت در زمینه کلسیتی (XPL).

ولاستونیت اسکارن: در این گروه از اسکارن‌ها کانی غالب ولاستونیت است که گاه تا ۹۰ درصد کانی‌های متشکله اسکارن را تشکیل می‌دهد و این سنگ‌ها غالباً بافت گرانولاستیک نشان می‌دهد. این کانی در نمونه دستی به طور عمده به صورت انبوه‌های نیمه موازی یا حالت شعاعی مشاهده می‌شود و در مقاطع نازک میکروسکوپی بخش عمده مقطع میکروسکوپی را تشکیل داده‌اند (شکل ۳-۸). بلورهای کوارتز و کلسیت به صورت رگه‌ای که حاصل دگرگونی برگشتی ولاستونیت است به همراه این کانی دیده می‌شود (شکل ۳-۸). بلورهای ولاستونیت به رنگ‌های تداخلی نارنجی سری اول یا روشایی متوسط به بالا و بی‌فرزاس نسبتاً پایین مشخص می‌شود. گاهی اوقات میزان منیزیم در ولاستونیت‌ها نسبتاً بالاست که می‌تواند ناشی از آلودگی ولاستونیت‌ها توسط دیوپسید باشد (Grammatikopoulos and Clark, 2005). Sengupta et al., (2008) در تجزیه ولاستونیت‌ها عناصر اصلی دیگری از قبیل: منیزیم، آهن، منگنز، آلومینیوم و استرانسیوم نیز قابل استحصال است (Grammatikopoulos and Clark, 2006). در همه اسکارن‌ها حجم بزرگی از ولاستونیت در مرمرها با واکنش شماره ۲ تشکیل می‌شود.

۲) $SiO_2 + CaCO_3 = CaSiO_3 + CO_2$

ولاستونیت + کوارتز → کلسیت + کوارتز

این کانی در هر محیط زمین‌شناسی یافت نمی‌شود. می‌توان گفت در شرایط دگرگونی ناحیه‌ای حتی در دماهای بسیار بالا کوارتز و کلسیت به صورت پایدار کنار هم به صورت هم‌زیست یافت می‌شود. این مطلب بیانگر آن است که کوارتز و کلسیت تنها زمانی برای تشکیل ولاستونیت با هم ترکیب می‌شود که به طریقی فوگالسینه CO₂ در محیط کاهش یابد. زیرا از واکنش کوارتز و کلسیت، ولاستونیت و CO₂ تشکیل می‌شود (Bucher and

Ferry, 1994) تشکیل ولاستونیت معمولاً به نفوذ گرانیتهای وابسته است. یعنی جایی که این توده‌ها سنگ‌های کربناته ناخالص را قطع کرده و دگرگونی مجاورتی دما بالا را ایجاد می‌کند. در واقع واکنش‌های مرتبط با کربناته‌ها به افزایش دما حساس و در دماهای بالاتر مواد فرار (CO₂) خود را از دست می‌دهد و به این ترتیب تخلخل در آهک‌ها افزایش می‌یابد. ساختمان‌هایی که خلل و فرج زیاد دارد کم کم به درزه و شکاف تبدیل می‌شود و اجازه ورود توده گرانیتهی و مخصوصاً سیلیکات‌ها که به عنوان اجزای ضروری برای تشکیل ولاستونیت است را می‌دهد (Berrada et al., 2011). فراوانی این کانی در بخش‌هایی از سنگ‌های بررسی شده نشانه آن است که سنگ دیواره هرتوزن و نفوذپذیر بوده است و به سیالات هیدروترمال اجازه داده که در یک نقطه تمرکز کند. در چنین سنگی اگر شارژ دیواره سیال صورت گیرد آن گاه تشکیل ولاستونیت به صورت پخش و پراکنده انجام می‌شود (Grammatikopoulos and Clark, 2006). مرمرها را می‌توان بر اساس نوع کانی غالب به شکل زیر تقسیم‌بندی کرد: مرمرهای فورستریته-سریاتین‌دار، مرمرهای میکادار، مرمرهای ترمولیت-تالک‌دار و مرمرهای کلسیتی و دولومیتی دانه‌درشت. شکل زیر تقسیم‌بندی کرد: مرمرهای فورستریته-سریاتین‌دار، مرمرهای میکادار، مرمرهای ترمولیت-تالک‌دار و مرمرهای کلسیتی و دولومیتی دانه‌درشت. مرمرها را می‌توان بر اساس نوع کانی غالب به همراه با مرمرهای میکادار و به صورت همجوار با ولاستونیت اسکارن‌ها یافت می‌شود. بلورهای مدور و آبی رنگ فورستریته در زمینه‌ای از بلورهای کلسیت و دولومیت در این مرمرها می‌تواند ناشی از رخداد واکنش شماره ۳ باشد.

۳) $2Ca_2Mg(CO_3)_2 + SiO_2 = 2CaCO_3 + Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 3CO_2$

فورستریته + کلسیت → کوارتز + کلسیت

بعضی از فورستریته‌ها به سریاتین تجزیه شده‌اند. به طوری که سریاتین‌ها دور تا دور

مرمرهای میکادار: در هاله دگرگونی مجاورتی منطقه اوجستان دسته‌ای از مرمرها که دارای میکاهای نوع فلوگوپیت، مارگاریت و به میزان اندک کلینتوئیت و مسکویت همراه با دیوپسید، فورستریته، کلسیت، ترمولیت، کوارتز است دیده می‌شود. فلوگوپیت از کانی‌های میکایی شاخص منیزیم‌اسکارن‌ها است. صفت اختصاصی این کانی رخ میکایی و رنگ قهوه‌ای مایل به زرد است (شکل ۵-۸). بر اساس شواهد میکروسکوپی فلوگوپیت مانند سایر کانی‌های گروه میکا دارای مقاطع طولی مستطیل شکل و رفته‌ای با یک رخ بسیار خوب که ورقه‌های آن کلسن و خمش پذیرند و مقاطع عرضی فاقد رخ است. مارگاریت میکایی شکننده کلسیم‌دار دی‌کتاهدردال است که در آهک‌های دولومیتی دگرگون شده که نزدیک توده نفوذی اوجستان قرار دارد دیده می‌شود. این کانی به رنگ‌های صورتی، سفید، خاکستری و به صورت دانه‌های کشیده در زمینه کلسیتی قرار گرفته است و در نور پلاریزه خلوشمی مستقیم دارد (شکل ۵-۸). از ویژگی‌های بارز این کانی داشتن رخ میکایی و شکنندگی آن است. مارگاریت بهترین نوع میکا شکننده شناخته شده است که غالباً از طریق واکنش دگرگونی فیولوسیلیکات‌های آبدار و کانی‌های کربناته در مجموعه هیدروترمال تشکیل می‌شود.

با توجه به مجاور بودن مرمرهای میکادار منطقه بررسی شده با پیروکسن اسکارن‌ها و غنی بودن توده نفوذی از آلومینیوم (برآلومینوس) (Movahedi, 2009) می‌توان گفت تشکیل میکاهای نوع مارگاریت در این مرمرها طبق نظر Seifert و Olesch (۱۹۷۶) طی مناسب‌ترین انجام شده است. به این ترتیب، تشکیل فلوگوپیت و مارگاریت در مرمرهای تیبیک با حضور SiO₂ و K₂O و Al₂O₃ نتیجه نشست و انتشار از فازهای گرمایی داغ است افزایش می‌یابد. این فازها نتیجه ورود آب، پتانسیم و آلومینیوم به سیستم است. با توجه به پارازنز کانیایی که در این دسته از مرمرها مشاهده شد می‌توان واکنش‌های زیر را برای آن در نظر گرفت:

۶) $Ca_2Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 8KAl_2[AlSi_3O_{10}(OH)_2] + 19Ca_2Mg(CO_3)_2 + H_2O = 17CaCO_3 + 4CaAl_2[Al_2Si_2O_7(OH)_2] + 8KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$

۷) $(Ca,Mg)Si_2O_6 + 5Ca_2Mg(CO_3)_2 + 2KAl_2[AlSi_3O_{10}(OH)_2] + H_2O = 5CaCO_3 + CaAl_2[Al_2Si_2O_7(OH)_2] + 2KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 + 5CO_2$

۸) $Ca_2Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 2SiO_2 + H_2O = 2CaCO_3 + Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 3CO_2$

۹) $9Ca_2Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 2SiO_2 + H_2O = 3CaCO_3 + Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 7CO_2$

۱۰) $Ca_2Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 2SiO_2 + H_2O = 2CaCO_3 + Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 3CO_2$

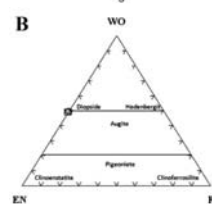
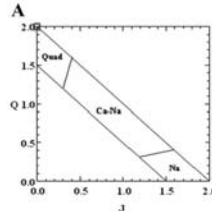
۱۱) $Ca_2Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 2SiO_2 + H_2O = 2CaCO_3 + Mg_3Si_2O_5(OH)_4 + 3CO_2$



شکل ۵-۸) تراکم ریزدانه‌های فلوگوپیت همراه با کلسیت در مرمرهای میکادار (XPL). B) بلورهای کشیده مارگاریت در زمینه کلسیتی در مرمرهای میکادار (XPL).

مرحله سوم	مرحله دوم	مرحله اول	مرحله
			کاتیونها
			ولانتیونیت
			کلیسیت
			فوسیت
			کلسیت
			کوارتز
			دیوپسید
			سیت
			تالک
			سیرپانتین
			سروپتیت
			کاتیونها

شکل ۷- توالی پارازنتیک کانی‌ها در اسکارن‌ها و مرمرهای اوچستان



شکل ۸- A) موقعیت کلیتیوپروکسن بر روی دیاگرام Q-J و تعیین گروه آن (Morimoto and Kitamura, 1983) B) دیاگرام مثلثی En-Wo-Fs و تعیین نوع کلیتیوپروکسن (Morimoto and Kitamura, 1983)

گسترده‌تری پهنه‌های ترمولیت-تالک‌دار و سربانتین‌دار می‌توان به رخداد این مرحله به طور وسیع‌تری برد.

در آخرین مرحله که در منطقه گسترش چندانی نداشته سیلیکات‌های کلیسیمی آبدار و بدون آب تشکیل شده در مراحل قبلی اسکارن‌زایی دستخوش کوارتز شده و کانی‌هایی مانند: کوارتز، کلیسیت و به مقدار ناچیز کانی‌های اپاک به وجود آمده‌اند.

توالی پارازنتیک کانی‌ها طی مراحل گوناگون در شکل ۷ آورده شده است.

شیمی کانی‌ها

در بررسی‌های کانی‌شناسی بهترین روش به منظور بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها استفاده از آنالیزهای مایکروپروب است.

کلیتیوپروکسن: به منظور مطالعه دقیق‌تر، کانی کلیتیوپروکسن موجود در این سنگ‌ها آنالیز الکترون مایکروپروب شد (جدول ۱).

با توجه به نتایج آنالیزهای نقطه‌ای پیروکسن‌ها به روشنی ترکیب دیوپسید را نشان می‌دهد. طبقه‌بندی‌های مختلفی برای تقسیم‌بندی کلیتیوپروکسن‌ها به کار رفته است. در اینجا با توجه به دیباگرام‌های به کار رفته از طبقه‌بندی Morimoto (۱۹۸۹) استفاده می‌شود.

با قرار دادن نمونه‌های آنالیز شده بر روی نمودار ارایه شده توسط Kitamura و Morimoto (۱۹۸۳) تمام پیروکسن‌ها در محدوده Quad قرار می‌گیرد (شکل ۸- A).

ترکیب شیمیایی کلیتیوپروکسن‌ها تقریباً به صورت En_{۱۰}Fs_{۱۰}Wo_{۸۰} در نمودار سه گوش En-Wo-Fs ترکیب دیوپسیدهای غنی از کلیسیم را نشان می‌دهد (Morimoto and Kitamura, 1983) (شکل ۸- B).

سیالات ماگمایی، متاسوماتیسم و اسکارن‌زایی رخ می‌دهد. فشار سیالات در توده نفوذی در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی که پیشتر تشکیل شده که شستگی‌هایی پدید می‌آورد. این سیالات ماگمایی که ممکن است با آب‌های دگرگونی یا در مرحله بعدی با آب‌های جوی در آمیزد (Taylor, 1980) در امتداد فصل مشترک توده نفوذی و سنگ دیواره، در امتداد شستگی‌ها، در طول همبندی توده نفوذی (فصل مشترک لایه‌ها) و نیز در امتداد دیگر مناطق قابل نفوذ تراوش و حرکت می‌کند. (Einaudi et al., 1981). گرازیان غلظت مؤثر محلول موجود در کانی‌های مربوط به سیالات باعث پیدایش ساخت منطفه‌ای منظم در اسکارن اولیه که اسکارن بی‌آب بوده، می‌شود. به طور کلی، طی این مرحله مجموعه اسکارن آبکی در سنگ‌های کربناته بر اثر ورود سیلیس، آلومینیوم، پتاسیم و سایر اجزای درون اسکارن تشکیل می‌شود.

شروع مرحله دگرگونی برگشتی در ارتباط با آزاد شدن سیالات غنی از آب از تبلور توده نفوذی و پگماتیت‌های بخش شده داخل سنگ اسکارن‌ها و مرمرها است. این مرحله طی کاهش دما و مصرف H⁺ سیال که صرف هیدرولیز کانی‌های سیلیکات کلیسیمی بی‌آب می‌شود رخ می‌دهد. کانی‌شناسی مرمر پسروده به طور تبیین در اشکال ترمولیت، اکتینولیت، سربانتین، تالک و دیگر فازهای آبکی از نظر ساختاری کنترل شده و توالی منطفه‌بندی پسروده را روپوشانی می‌کند. باید توجه داشت که کانی‌های آبدار همیشه نشان‌دهنده دگرسانی پسروده نیست. مثلاً سربانتین‌ها در مرمرهای قبل هم به صورت اولیه تشکیل می‌شود و حاصل دگرسانی نیست. طی این مرحله گاهی دگرسانی پسروده تا حد تخریب کامل بعضی کانی‌ها مثل فورستریت‌ها پیش رفته و سربانتین‌ها در قالبی از فورستریت تشکیل شده‌اند. در منطقه بررسی شده با توجه به

مرمرهای کلیسیتی-دولومیتی: این مرمرها در نمونه دستی به رنگ سفید تا کرم روشن است و بلورهای درشت روموندریک کلیسیتی و دولومیت بخش اعظم سنگ را تشکیل داده‌اند. این کانی‌ها باعث تشکیل بافت موزائیکی در مرمرها می‌شود.

دگرگونی حرارتی بدون استرین، باعث ایجاد یک موزائیک همبند از ذرات کلیسیتی می‌شود که فاقد هرگونه جهت یافتگی ترجیحی است.

علت وجود کلیسیتی و دولومیت‌های درشت‌بلور و تقریباً خالص به مقدار فراوان در همراهی با اسکارن‌ها را می‌توان در تفاوت ترکیب شیمیایی سنگ مادر آنها دانست. در بخش‌هایی که ترکیب سنگ مادر به صورت آهک و دولومیت خالص یا با ناخالصی‌های بسیار اندک باشد در اثر دگرگونی همبری فقط می‌تواند تبدیل به مرمر شود اما در بخش‌هایی که ترکیب سنگ مادر به صورت آهک‌های دولومیتی ناخالص باشد اسکارن‌زایی با شدت بیشتری انجام می‌شود.

بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی اسکارن و مرمرهای اوچستان می‌توان گفت دگرگونی در این منطقه در طی سه مرحله رخ داده است که هر کدام توسط مجموعه‌های پارازنتی و بافت‌های شاخص هر مرحله مشخص می‌شود. به طوری که در مرحله اول که همان مرحله دگرگونی همبری ایزوشیمیایی است با راهیابی توده ماگمایی به بخش‌های بالایی پوسته دگرگونی همبری باعث تبلور و درشت شدن آهک‌ها و دولومیت‌های سنگ میزبان شده است و همچنین، یک هاله حرارتی منطفه‌بندی شده‌ای را پدید می‌آورد. این مرحله شامل: تشکیل سیلیکات‌های کلیسیم منیزیم مانند: فورستریت و دیوپسید در دولومیت ناخالص و ولانتیونیت در آهک‌های ناخالص می‌شود.

مرحله دوم مرحله متاسوماتیسم (پیدایش اسکارن) است. با شروع تبلور ماگمایی و آزاد شدن

بررسی شده از منیزیم است. طبق آزمایش‌هایی که توسط محلول الیزارین قرمز روی مقاطع میکروسکوپی انجام شد دولومیتی بودن سنگ میزبان این اسکارن‌ها تأیید شد. **سربانتین و تالک:** بررسی‌های فازی انجام شده در این کار پژوهشی بر روی تعدادی از نمونه‌ها حضور سربانتین‌های نوع آنتیگوریت و تالک را تأیید می‌کند (شکل ۱۰).

الیون: الیون‌های موجود در نمونه‌های بررسی شده با روش الکترون مایکروپروب آنالیز نقطه‌ای شد (جدول ۲). قرار دادن نتایج در نمودار تقسیم‌بندی الیون که توسط Deer و همکاران (۱۹۷۲) ارائه شده گویای آن است که الیون‌های بررسی شده از نوع فورستریت است (شکل ۹). ترکیب شیمیایی الیون‌ها به صورت Fe_{۹۸}Fs_۲ نشان‌دهنده غنی بودن سنگ مادر اسکارن‌های

جدول ۱- ترکیب شیمیایی کلیتیوپروکسن‌ها در اسکارن‌های منطقه اوچستان

Number	1	2	3	4	5
Sample	SK-M	SK-11	C4	D3	D4
SiO ₂	55.87	55.84	56.27	55.63	55.92
Al ₂ O ₃	0.00	0.22	0.32	0.17	0.13
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	19.07	19.18	18.90	19.05	19.02
CaO	25.44	25.78	25.45	25.82	25.65
Total	100.38	101.02	100.94	100.67	100.72

Structural formula based on the 6 Oxygens

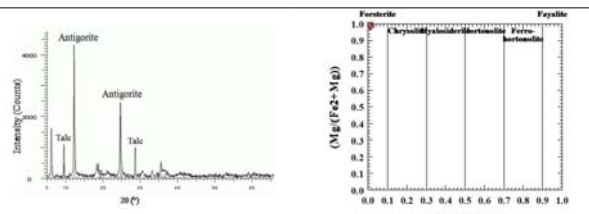
	2.003	1.989	2.008	1.989	1.999
Si	0	0.009	0.013	0.007	0.005
Al	0	0	0	0	0
Fe ²⁺	0	0	0	0	0
Fe ³⁺	0	0	0	0	0
Mg	1	1	0.987	1	0.996
Mg	0.019	0	0.019	0.015	0.018
Ca	0.977	0.984	0.973	0.989	0.982
Sum-cat	4	4	4	4	4
WO	48.95	49.14	49.18	49.35	49.22
EN	51.05	50.86	50.82	50.66	50.78
FS	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
WEF	100	100	100	100	100

جدول ۲- ترکیب شیمیایی الیون‌های موجود در اسکارن‌های منطقه اوچستان

Number	1	2	3	4	5
Sample	SK-M	SK-11	D1	B30	C20
SiO ₂	42.51	42.78	42.56	42.73	42.55
Al ₂ O ₃	0	0	0	0	0
FeO	1.55	1.19	1.29	1.3	1.49
MnO	0	0.24	0	0	0
MgO	55.65	57.05	56.6	56.05	57.06
Total	99.71	101.26	100.45	100.08	101.1

Structural formula based on the 4 Oxygens

	1.007	0.994	0.998	1.006	0.991
Si	0.031	0.022	0.028	0.028	0.026
Fe ²⁺	0	0.004	0	0	0
Mn	0	0	0	0	0
Mg	1.962	1.98	1.978	1.966	1.983
Cations	3	3	3	3	3
Fo	98.46	98.84	98.74	98.72	98.56
Fa	1.54	1.16	1.26	1.28	1.44



شکل ۱۰- الگوی پراش پرتوی X از نمونه آنتیگوریت

افتاده است. مرحله دوم همزمان با آغاز تبلور توده نفوذی اوچستان و جدایش فازهای گرمایی داغ از آن و انتشار آن‌ها در پهنه‌های خرد شده و شکسته سنگ میزبان است. در این مرحله مقدار در خور توجه‌ای از K₂O، Al₂O₃ و SiO₂ وارد سیستم می‌شود. کانی‌هایی همچون: فلوگوپیت، مارگاریت، مسکوویت، ترمولیت، تالک، سربانتین از کانی‌های شاخص این مرحله است. با کاهش تدریجی دمای سامانه گرمایی-ماگمایی و شاید مخلوط شدن آن با آب‌های با دمای پایین با خاستگاه جوی، دگرسانی پسروده در مجموعه کانیایی سیلیکات‌کلیسیم بدون آب رخ می‌دهد و تبلور کانی‌هایی همچون: سربانتین، کوارتز، کلیسیتی، دولومیت و به مقدار اندک ترمولیت، تالک، کانی‌های اپاک در این مرحله است. دگرگونی ایجاد شده در این ناحیه از توده نفوذی به سمت آهک‌ها و دولومیت‌ها دارای منطفه‌بندی به شرح ذیل است:

توده نفوذی ← پیروکسن-اسکارن ← ولانتیونیت اسکارن ← مرمرهای فورستریت-سربانتین‌دار ← مرمرهای میکادار ← مرمرهای ترمولیت-تالک‌دار ← مرمرهای کلیسیتی و دولومیتی دانه‌درشت.

نتیجه‌گیری

تزیق توده گرانیتوئیدی با گرایش ساب‌آلکان به درون کربنات‌های پالئوزوئیک واقع در منطقه اوچستان و تشکیل جریان‌های حرارتی و سیال از توده به سمت سنگ‌های درونگیر دگرگونی مجاورتی در مقیاس نه چندان وسیعی در اطراف توده ایجاد و منجر به تشکیل هورنفلز، اسکارن و مرمر شده است. کربنات‌های منطقه بررسی شده از مجموعه‌ای از آهک‌ها و دولومیت‌ها تشکیل شده‌اند که با نفوذ این توده بیرون اسکارن‌های نوع کلیسیم-منیزیم‌دار به وجود آمده است. بررسی‌های میکروسکوپی و نتایج آنالیزهای مایکروپروب، SEM و XRD مؤید وجود مجموعه کانیایی ولانتیونیت، دیوپسید، فورستریت، آنتیگوریت، فلوگوپیت، مارگاریت، ترمولیت، تالک، کلیسیتی، دولومیت، کوارتز و کانی‌های اپاک در این سنگ‌ها در پهنه‌های مختلف دگرگون شده است.

اسکارن‌ها و مرمرهای اوچستان از نظر زایشی روند تکاملی سه مرحله‌ای را طی کرده‌اند. در مرحله اول که همزمان با جایگیری توده نفوذی و دگرگونی ایزوشیمیایی است تبلور و درشت شدن آهک‌ها و دولومیت‌های سنگ میزبان و تبلور کانی‌های دیوپسید، ولانتیونیت و فورستریت اتفاق

سیاسگزار
مدیریت تحصیلات تکمیلی دانشگاه اصفهان به
نگارندگان از خانم دکتر الگا پارفوا در دانشگاه
دولتی مسکو به خاطر انجام آنالیزهای نقطه‌ای و از
خطار حمایت مادی و معنوی سیاسگزاری
می‌نمایند.

منابع

Berrada, S. H., Hajjaji, M. and Belkabar, A. (2011) Mineralogical and geochemical features of the wollstonite deposit of Azegour, haut-atlas (Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 60: 247-252.

Bucher, K. and Ferry, M. (1994) *Petrogenesis of metamorphic rock*. 6th edition, Springer, Verlag, Berlin; New York.

Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussm, J. (1972) *An introduction the rock-forming minerals*. John Wiley and Sons, New York.

Einaudi, M. T., Meinert, L. D. and Newberry, R. J. (1981) Skarn Deposits. In: *Economic Geology: 75th Anniversary, Volumes 1905-1980* (Ed. Skinner, B. J.) 317-391. Economic Geology Publishing Company, El Paso.

Grammatikopoulos, T. A. and Clark, A. H. (2005) Petrogenesis of the Platinova skarn in the Belmond domain (Composite Arc Belt, SE Ontario, Canada). *Mineralogy and Petrology* 85: 141-161.

Grammatikopoulos, T. A. and Clark, A. H. (2006) A comparative study of wollastonite skarn genesis in the Central metasedimentary belt, Southeastern Ontario, Canada. *Ore Geology Reviews* 29: 146-161.

Izadi, F. (2010) *Petrology and petrography metabasites and calc-silicate (northeast Golpayegan, Markazi province, Iran)*. MSc thesis, University of Isfahan, Iran (in Persian).

Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist* 27: 143-156.

Morimoto, N. and Kitamura, M. (1983) Q-J diagram for classification of pyroxenes. *Journal of the Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Econological Geology* 78: 141

Movahedi, M. (2009) *Petrology and Petrography of the Ochestan granitoid*. MSc thesis, University of Isfahan, Iran (in Persian).

Olesch, M. and Seifert, F. (1976) Stability and phase relations of trioctahedral calcium brittle micas (clintonite group). *Journal of Petrology* 17: 291-314.

Rashidinejad Omran, N. (2001) *Petrology and geochemistry of intrusive and sedimentary metavolcanic rock in Mutch with special in view of the genesis and gold mineral processing (south of Delijan, southwest of Tehran, Iran)*. PhD thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).

Saba, A. A. (1999) *Structural analysis of intrusive simultaneously with deformation in north of Varzaneh (northeast Golpayegan)*. MSc thesis, University of Tarbiat Modares, Tehran, Iran (in Persian).

Sengupta, P., Dutta, U., Uttam Bhui, K. and Mukhopadhyay, D. (2008) Genesis of wollastonite- and grandite-rich skarns in a suite of marble-calc-silicate rocks from Sittampundi, Tamil Nadu: constraints on the P-T-fluid regime in parts of the Pan-African mobile belt of South India. *Mineral Petrology* 95(3-4): 179-200.

Sharifi, M. (2007) *Study of alkaline magmatism in north of Golpayegan*. PhD thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).

Taylor, H. P. (1980) The effects of assimilation of country rocks by magmas on ¹⁸O/¹⁶O and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr systematic in igneous rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 47: 243-254.

Vander Auwera, J. and Verkaeren, J. (1993) Occurrence of contrasting skarn formations in dolomites of the Traversella Deposit (Ivrea, Italy). *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* 82: 726-740.

بیشتر شامل شیل و ماسه‌سنگ سیلستون است به پدیده دگرگونی درجه ضعیف و کانه‌زایی آهن منجر شده است (شکل ۲-۱) اما توده‌های کافی آید، علی‌آباد و آدریلندان در سنگ‌های آهک کراتاسه سازند نقت نفوذ کرده و موجب اسکان‌زایی (منطقه هشت‌کوه) و کانه‌زایی آهن و مس در منطقه شده است (شکل ۲-۲). توده‌های نفوذی علی‌آباد، آدریلندان، ارچنان و امین‌آباد در سنگ‌های رسوبی-آتشفشانی ائوسن متشکل از گدازه‌ها آندزیتی و سنگ آهک‌های نومولیت‌دار نفوذ نموده است و Amidi (۱۹۷۷) سن بین ۱۷ تا ۱۹ میلیون سال برای توده‌های منطقه اردکان (ارچنان و امین‌آباد) تعیین کرده‌است که با در نظر گرفتن موقعیت این توده‌ها در کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر، سن الیگو-میوسن برای توده‌های یزد منطقه به نظر می‌رسد (شکل ۲-۳).

(Aydigan *et al.*, 2008) این گونه مدل‌های ژئودینامیکی و ماگمایی طی دوره کراتاسه تا اواخر تریسیری در بخش‌های وسیعی از پهنه ساختاری ایران به ویژه در ارومیه-دختر سبب ایجاد توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی کالک‌آلکان در ارتباط با مناطق فرورانش حاشیه قاره‌ای فعال همزمان تا پس از برخورد شده است.

زمین‌شناسی منطقه

توده‌های نفوذی بررسی شده در شمال غرب تا جنوب یزد و در بین طول‌های جغرافیایی ۵۳° ۱۵' تا ۵۴° ۴۰' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۱° ۴۰' تا ۳۲° ۲۰' شمالی و در بخش مرکزی کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر و پهنه ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱).
بر اثر نفوذ توده خضرآباد در سازند کهر که

پتروگرافی، سال چهارم، شماره شانزدهم، زمستان ۱۳۹۲، ص ۸۷-۱۰۴
تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۱/۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۷/۲۱

بررسی تحولات ماگمایی و پتروژنز توده‌های گرانیتوئید یزد

چواده قانع اردکانی^۱، حسین مهدی‌زاده شهری^۲، علی درویش‌زاده^۳ و محمدعلی مکی‌زاده^۴

^۱ دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران
^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۴۶۹۷-۱۹۳۹۵، تهران، ایران
^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان، لاهیجان، ایران
^۴ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

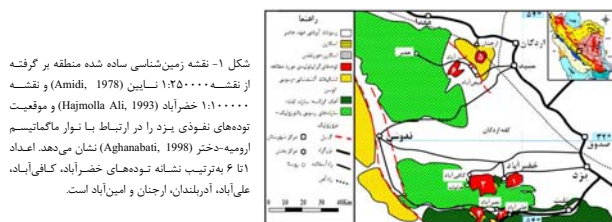
چکیده

توده‌های گرانیتوئیدی منطقه یزد به سن الیگو-میوسن در بخش مرکزی کمربند آتشفشانی ارومیه-دختر واقع شده است. این توده‌ها در سنگ‌های آهکی کراتاسه سازند نقت و سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن نفوذ کرده و عموماً دارای بافت گرانولار و گاهی بافت پورفیروئیدی، گرانوفیری، گرافیکی، تریپتی، میرمکتی و آنتی‌رایبوتی هستند. بر اساس مشاهدات صحرایی و بررسی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی، توده‌های یزد ترکیبی از آلکالی‌گرانیت تا تونالیت داشته و به نوع گرانیت‌های I دمای بالا (گوردیلرایی)، LILE، LLREE و Post-COLG، VAG، ACG، HSS و HREI تعلق دارد. نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی غنی‌شدگی LILE، LLREE و تهی‌شدگی و آنومالی منفی HREI و HSFE را نشان می‌دهد که شاخص ماگمایی کالک‌آلکان فرورانش درحاشیه فعال قاره‌ای (ACM) است و ماگما از یک پوسته اقیانوسی فروراند شده (نئوتئیس) و گوه گوشته تحول یافته روی آن منشأ گرفته است و در قاعده پوسته تحت تأثیر فرایند ذوب پوسته‌ای و متعاقب آن فرایند تبلور تفریقی، هم‌م و آغشتگی (AFC) قرار گرفته است و مدل ژئودینامیکی پیشنهادی منطقه را می‌توان مشابه مدل آند مرکزی در نظر گرفت که در این مدل فرایند تولید ماگما در اثر پدیده چند منشأی و چند مرحله‌ای انجام می‌شود.

واژه‌های کلیدی: گرانیت نوع I، مدل آندی، توده‌های گرانیتوئید غرب یزد، ارومیه-دختر

مقدمه

قاره‌ای و نازک‌شدگی لیتوسفر و بالا آمدگی گوشته استنوسفری به وجود می‌آید. اختلاط منابع بازالتی زیر ورقه‌های بسا اجزای پوسته‌های موجود در جایگاه‌های تولید این سنگ‌ها نیز از بارزترین ویژگی‌های سنگ‌های گرانیتی است (Selman



شکل ۲- ارتباط صحرایی توده‌های نفوذی یزد با سنگ‌های منطقه: (A) کنگناک توده گرانیتوئیدی (Gr) با سازند کهر (Kf), (B) کنگناک توده گرانیتوئیدی (Gr) با سازند نقت (S) و (C) نفوذ زبانه‌هایی از توده در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن (EV)

* ghanejavad@pnu.ac.ir, ghanei@shahroodut.ac.ir

Sample area	Etjeman			Kafabad						Alahad		
	EJ.4	EJ.24	EJ.22	KF.7.15	KF.7.26	KF.7.3	KF.7.40	KF.6.11	KF.7.1	AL.33	AL.34	AL.57
Rock type	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite
Y	25.0	27.0	30.0	28.0	23.1	25.0	25.9	25.0	24.9	28.0	24.0	27.0
La	27.7	19.0	26.9	44.7	47.3	23.5	51.8	35.0	30.5	32.1	28.0	36.3
Ce	49.7	53.5	41.7	53.5	62.0	53.0	43.2	53.0	54.0	56.0	56.9	51.6
Pr	5.23	4.60	5.68	8.05	8.30	4.53	10.73	5.32	6.53	5.84	5.18	6.67
Nd	18.5	16.2	20.8	28.7	27.5	14.0	36.2	23.5	24.1	17.3	14.8	22.7
Sm	3.61	2.97	3.04	4.39	4.65	3.05	6.82	3.62	4.40	3.47	3.14	3.81
Ho	0.53	0.56	0.48	0.73	0.83	0.71	1.04	0.46	0.92	0.52	0.50	0.71
Er	1.59	1.59	1.53	2.56	2.57	1.95	2.88	3.80	2.43	1.59	1.26	2.17
Tm	0.25	0.25	0.25	0.36	0.42	0.30	0.40	0.50	0.40	0.24	0.21	0.38
Mo	1.8	1.5	1.0	1.0	0.8	1.7	1.6	1.2	1.2	2.1	1.3	1.5
Cu	6.0	5.9	7.4	8.1	7.4	6.2	8.2	6.5	4.2	10.7	6.8	5.7
Zn	5.1	9.1	8.6	5.0	5.1	4.5	2.2	2.8	1.1	9.2	8.6	3.6
Pb	8	38	20	20	29	29	26	3	29	4	22	25
Ni	7.5	7.3	5.0	4.5	4.2	7.1	6.2	5.0	3.9	13.4	11.3	6.2
As	1.3	1.9	1.6	0.5	0.5	0.6	0.6	0.5	0.6	2.0	1.8	0.5
Cd	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Sb	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Bi	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Ag	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
Au	0.5	0.5	0.5	0.5	0.7	3.2	0.5	3.5	3.1	3.7	0.5	0.5
Hg	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ti	0.1	0.1	0.1	0.3	0.3	0.3	0.1	0.4	0.1	0.2	0.1	0.3
Se	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5

Sample area	Amirabad				Aderholand				Khezabad				
	AM.31	AM.35	AM.37	AM.38	AD.2	AD.14	AD.5	AD.9	KH.3.2	KH.3.3	KH.3.7	KH.4.1	KH.1.3
Rock type	Granodiorite	Granite	Granite	Granite	Granodiorite	Granodiorite	Granite	Granite	Alkali granite	Alkali granite	Alkali granite	Alkali granite	Alkali granite
SiO ₂	67.48	68.64	70.07	70.21	65.03	65.39	69.60	71.47	74.59	74.91	77.21	77.90	78.76
Al ₂ O ₃	15.51	14.66	14.64	14.47	15.99	15.33	13.77	13.10	14.68	14.57	12.69	12.23	12.13
FeO	0.68	0.75	0.76	0.67	1.27	1.49	1.24	1.07	0.23	0.22	0.16	0.16	0.16
Fe ₂ O ₃	2.04	2.25	2.29	2.19	3.82	3.67	2.02	2.49	0.67	0.64	0.61	0.49	0.50
Fe _T	3.08	3.00	3.05	2.86	5.09	5.16	3.24	3.56	0.90	0.86	0.77	0.65	0.66
MgO	1.92	1.50	1.45	1.36	2.36	2.08	2.46	2.18	0.40	0.32	0.05	0.10	0.12
CaO	2.63	2.69	2.24	2.59	3.84	3.86	2.88	1.68	0.28	0.20	0.46	0.19	0.16
Na ₂ O	4.62	3.94	3.93	4.03	3.52	3.78	3.65	4.59	4.91	4.45	3.89	4.58	4.17
K ₂ O	3.57	3.63	3.75	3.71	3.21	3.07	3.37	3.19	4.07	4.44	4.74	4.06	4.31
TiO ₂	0.60	0.49	0.47	0.45	0.61	0.57	0.55	0.40	0.11	0.09	0.06	0.15	0.19
P ₂ O ₅	0.23	0.15	0.13	0.12	0.46	0.42	0.20	0.18	0.01	0.05	0.10	0.11	0.04
MnO	0.11	0.08	0.05	0.04	0.15	0.14	0.08	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02
Cr ₂ O ₃	0.008	0.005	0.004	0.003	0.008	0.016	0.013	0.014	0.005	0.006	0.004	0.004	0.004
Sum	99.76	99.78	99.78	99.84	99.87	99.82	99.81	99.88	99.98	99.93	99.99	99.99	99.99
LOI	1.5	0.6	0.5	0.5	1.5	0.4	0.8	0.8	0.2	0.4	0.7	0.4	0.8
(ppm)													
Ni	24	20	20	20	20	47	42	44	20	20	20	20	20
Sc	6	5	5	5	11	15	12	13	4	8	2	2	4
Ba	470	502	495	523	407	415	510	499	402	385	352	345	360
Be	4	4	1	<1	1	4	7	3	1	2	2	3	1
Cu	5.9	7.9	6.6	6.7	11.2	15.8	13.0	10.1	1.6	1.0	1.2	0.9	1.2

روش انجام پژوهش

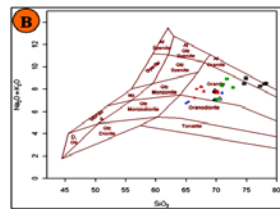
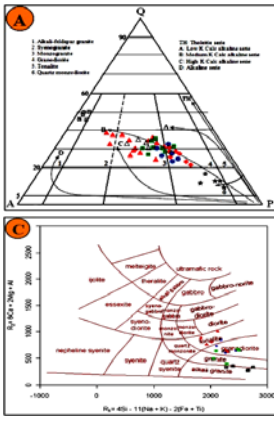
پس از عملیات صحرائی و نمونه‌برداری، ۱۲۰ مقطع نازک تهیه شد و بر اساس تنوع ترکیب سنگشناسی توده‌های نفوذی، ۲۵ نمونه از سنگ‌های منطقه به آزمایشگاه ACME کشور کانادا ارسال و تجزیه شیمیایی عناصر اصلی با

روش ICP-ES و عناصر کمیاب با روش ICP-MS (بسته آنالیزی 4A4B) انجام شد و پس از تصحیحات لازم با نرم‌افزار 3.00 GCDKit (2008, Farrow and Erban, Janousek) به پردازش و تحلیل داده‌ها پرداخته شد. در جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی ارائه شده است.

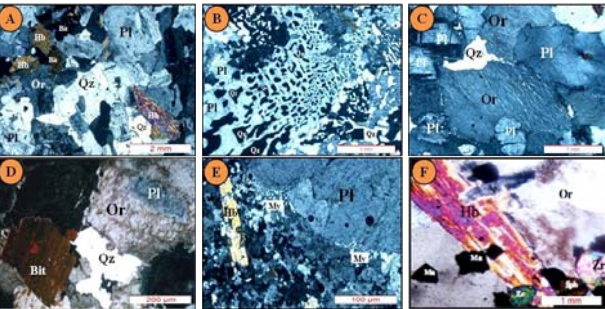
جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی توده‌های بزد با روش ICP-MS

Sample area	Etjeman			Kafabad						Alahad		
	EJ.4	EJ.24	EJ.22	KF.7.15	KF.7.26	KF.7.3	KF.7.40	KF.7.1	AL.33	AL.34	AL.57	
Rock type	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	
(Wt%)												
SiO ₂	66.46	66.77	67.97	69.91	69.94	70.24	71.01	71.78	72.78	68.46	70.05	70.56
Al ₂ O ₃	16.48	16.09	15.81	14.56	14.44	14.25	14.04	14.12	14.07	14.67	14.63	14.30
FeO	0.32	0.41	0.91	0.95	0.92	0.51	0.49	0.41	0.77	0.72	0.82	0.82
Fe ₂ O ₃	0.97	1.12	1.21	2.74	2.84	2.76	1.53	1.50	1.07	2.13	2.16	2.65
Fe _T	1.29	1.49	1.62	3.65	3.79	3.68	2.04	1.99	1.48	2.90	2.88	3.47
MgO	2.39	2.67	2.24	1.20	1.21	1.21	1.13	1.11	0.89	1.41	1.35	1.20
CaO	4.94	3.84	3.49	2.76	2.82	2.73	2.84	1.27	2.20	2.57	2.61	2.69
Na ₂ O	4.58	5.67	5.12	3.42	3.38	3.33	5.15	4.75	5.06	3.98	3.86	3.42
K ₂ O	2.66	2.33	2.69	3.66	3.63	3.76	3.15	4.16	3.06	3.85	3.86	3.71
TiO ₂	0.60	0.59	0.55	0.43	0.42	0.40	0.37	0.36	0.30	0.45	0.44	0.31
P ₂ O ₅	0.35	0.31	0.25	0.13	0.15	0.11	0.12	0.14	0.12	0.13	0.13	0.11
MnO	0.13	0.12	0.12	0.07	0.07	0.09	0.03	0.06	0.02	0.07	0.06	0.05
Cr ₂ O ₃	0.012	0.012	0.010	0.004	0.003	0.006	0.005	0.013	0.004	0.005	0.005	0.006
Sum	99.89	99.89	99.87	99.79	99.85	99.81	99.89	99.75	99.98	99.78	99.88	99.83
LOI	0.9	0.9	0.8	0.6	0.2	0.4	0.3	0.5	1.1	0.6	0.5	0.6
(ppm)												
Ni	25	32	20	20	20	20	24	20	20	20	20	20
Sc	9	9	8	7	7	7	19	14	4	5	5	7
Ba	410	428	450	514	535	521	516	442	512	560	543	502
Be	4	4	2	3	3	1	1	1	1	1	1	2
Co	2.7	2.8	3.9	6.6	7.0	7.0	2.4	12.6	0.9	7.3	5.4	6.6
Cs	1.0	1.1	0.9	4.2	4.8	3.8	0.1	3.6	0.1	3.5	2.9	3.6
Ga	16.8	14.0	13.5	11.8	15.0	11.7	16.0	11.1	9.1	14.8	13.8	13.5
Hf	4.0	4.7	4.5	4.7	5.4	4.0	5.6	5.6	4.2	3.9	4.8	3.8
Nb	12.1	11.2	10.1	8.9	10.3	9.1	7.5	8.9	6.6	14.1	14.1	9.4
Rb	15.2	11.3	11.3	33.6	118.7	138.2	122.1	132.0	99.0	106.0	115.5	113.1
Sr	3	5	6	2	2	2	2	1	3	2	2	2
Th	736.7	504.0	425.2	192.3	223.5	186.2	345.8	163.3	69.8	300.6	301.2	207.5
Ta	1.1	1.1	0.9	0.8	1.1	1.0	0.3	0.6	1.1	1.4	1.1	0.8
U	12.4	13.3	14.1	17.0	15.6	14.9	17.9	15.0	15.2	13.0	11.5	15.3
V	4.2	4.6	4.1	4.3	3.4	3.1	2.4	3.8	1.0	3.3	2.5	5.3
W	57	61	52	43	65	41	64	50	21	33	29	43
Zr	13	0.7	1.1	1.2	0.5	1.4	0.8	0.8	1.0	1.4	1.4	0.9
Zr	151.3	154.2	155.6	164.7	166.6	141.6	161.7	146.0	143.6	143.5	144.2	147.8

Sample area	Amirabad				Aderholand				Khezabad			
	AM.31	AM.35	AM.37	AM.38	AD.2	AD.14	AD.5	AD.9	KH.3.2	KH.3.3	KH.3.7	KH.4.1
Rock type	Granodiorite	Granite	Granite	Granite								

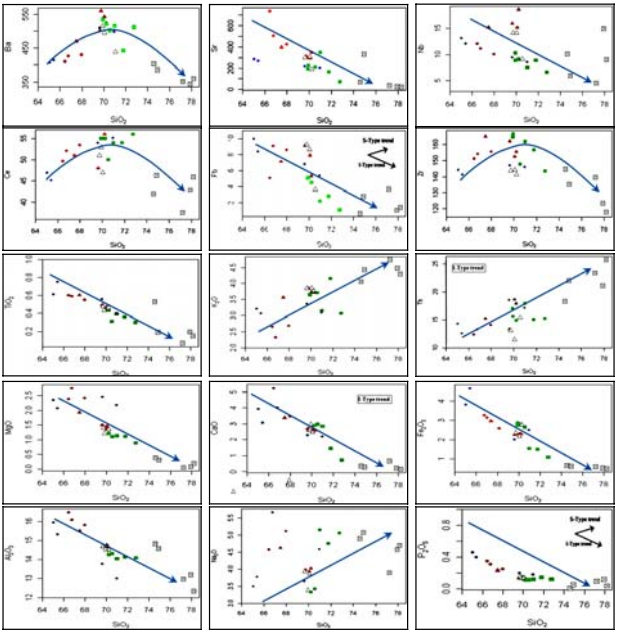


شکل ۳- موقعیت داده‌های مدل و ژئوشیمی توده‌های بزد در نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌شناسی: (A) مدل QAP (Streckeisen, 1976) فلش‌ها روند‌های تفریق سری‌های مختلف ماگمایی را نشان می‌دهد (Lameyre and Bowden, 1982) و نمودارهای منطقه در راستای روند سری کالک‌آلکان (B) قرار می‌گیرد. (B) موقعیت نمونه‌های منطقه بررسی شده در R1-R2 (C) (Middlemost, 1994) $Na_2O+K_2O-SiO_2$ نمودارهای (De la Roche et al., 1990) در پژوهش حاضر، نشانه‌های \square ، \blacklozenge ، \blacktriangle ، \blacklozenge ، \blacktriangle ، \blacklozenge ، \blacktriangle به ترتیب توده‌های خضراباد، کافی‌آباد، غلی‌آباد، آذریندان، ارجناب و امین‌آباد را نشان می‌دهد.



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از توده‌های بزد: (A) بافت گرانولار و هورنبلند گرد شده (XPL) (B) بافت گرانولار تا گرافیتی (XPL) (C) بافت پریت، کوارتز بین دانه‌های پلاژیوکلاز (XPL) (D) بافت آنتی-ریاکتیو و بیویتیت تیغه‌ای (XPL) (E) بافت میرمیکت حاشیه‌ای (XPL) (F) همبافتی کانی‌های فرعی هورنبلند، بیویتیت، اسفن، زیرکن و مگنتیت (XPL) علامت اختصاری نام کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) اقتباس شده است.

روند مثبت و افزایشی مقادیر Ba, Ce, K₂O, Na₂O, Th و Zr است (شکل ۵). این تغییر روند‌ها در عناصر اصلی و کمیاب با پیشرفت فرآیند تفریق بلوری ماگمایی امری عادی است و نیز روند بیوستکی بین نمونه‌ها و خطی ممین وجود خوشباندی و شاید منشأ یکسان توده‌های گرانیتوئیدی بزد است.



شکل ۵- جایگاه و روند تغییرات نمونه‌های گرانیتوئیدی بزد بر روی نمودار اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب در مقابل SiO₂

ژئوشیمی

به منظور بررسی تحولات ماگمایی سنگ‌های منطقه از نمودار Harker (۱۹۰۹) استفاده شده است. تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در مقابل افزایش SiO₂ بیانگر روند منفی و کاهش مقادیر Al₂O₃ و TiO₂ و Sr, Pb, Nb, MgO, Fe₂O₃, CaO

در این فرآیند شرکت نداشته و تهی‌شدگی نشان می‌دهد. به عبارتی تمرکز این عناصر به دلیل تحرک زیاد تابعی از نحوه رفتار فاز سیال در منطقه فرورانش است و می‌تواند در پوسته قاره‌ای تمرکز یافته و یک منشأ آلیش شدید را ایجاد نماید. همان طور که در بالا گفته شد یکی از دلایل تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا نامحلول بودن این عناصر در آب است که البته با افزایش فشار و مقدار سیال آزاد شده طی آزدایی صفحه فرورانشه تحرک این عناصر نیز افزایش می‌یابد (Agostini et al., 2007; Keppler, 1996).

(ب) حضور فازهای دیرگداز حامل عناصر با شدت میدان بالا از جمله: اسفن، آپاتیت، ایلمنیت، فلوگوپیت، روتیل و آمفیبول (پاراگزیست) در سنگ‌های اکلوزنی پوسته اقیانوسی فرورانشه و یا گوه گوشته‌ای ذوب نشده محل منبع ماگماهای کمان‌مانع از حضور این عناصر در سیال دگرته‌ای کننده گوه گوشته‌ای می‌شود در نتیجه، ماگماهای حاصل از ذوب این منابع ناهنجاری منفی از این عناصر را نشان می‌دهد (Schmidt et al., 2004).
(ب) ناشی از آغشتگی و اختلاط ماگما یا پوسته در حین صعود و جایگزینی توده در منطقه فرورانش است (Wilson, 2007; Chappell and White, 2001).
(ت) ناهنجاری منفی و مشخص عناصر Sr و Nb ناهنجاری مثبت La و Th در نمودار، انعکاسی از ویژگی گرانیتوئید کالک‌آلکان کم‌آبی است و می‌تواند با ماگمای حاصل از ذوب‌بخشی پوسته تحتانی مطابقت داشته باشد (Harris and Inger, 1992).
روند تقریباً خطی به موازات خط (ب) غیر از (Eu) در نمودار انعکاسی عناصر ناسازگار پنجاه شده به پوسته تحتانی (Taylor and Mc Lennan, 1995) تأییدی بر این ادعا است.
رسوبات روی پوسته اقیانوسی فرورانشه و سیالات همراه آنها می‌تواند باعث غنی‌شدگی غیر

نمودارهای انعکاسی چند عنصری مختلف و عناصر کمیاب خاکی (REE) پنجاه شده به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989). بازآلت‌های پیشته‌های میان اقیانوسی (Pearce, 1983)، کندریت (Nakamura, 1974) و پوسته قاره‌ای تحتانی (Taylor and Mc Lennan, 1995) در شکل ۶ نشان داده شده و نتایج زیر برای بررسی سیر تحولات ماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی بزد به دست آمده است:

- ۱- تمامی نمونه‌ها روند موازی و ناهنجاری‌های تقریباً مثبت و منفی یکسانی نشان می‌دهد که بیانگر ارتباط زایشی و منشأ احتمالی یکسان توده‌ها است. البته تغییر و تحولاتی از جمله میزان و درجه تبلور و تفریق و آلیش پوسته‌ای باعث تغییراتی در روند و ناهنجاری سنگ‌های منطقه شده است.
- ۲- غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر کمیاب خاکی سبک و لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ مانند: Rb, K, Th و تهی‌شدگی آنها از عناصر کمیاب خاکی سنگین و با شدت میدان بالا مانند: Ta, Nb, Ti و بیانگر ماگماتیسم کالک‌آلکان، متالومین، نوع I، قوس‌های آتشفشانی (VAG) حاشیه قاره‌ها است که توسط فرآیندهای مربوط به فرورانش تشکیل شده است (Wilson, 2007; Chappell and White, 2001).
- ۳- دلایل مختلفی از سوی زمین‌شناسان برای غنی‌شدگی عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (مانند: Rb, K, Th) و تهی‌شدگی عناصر با شدت میدان بالا (مانند: Ta, Nb, Ti) در ماگماهای کانی‌آباد شده است عبارتند از:
(الف) عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ در سیال غنی از کلر متحرک و در آب محلول‌اند و با سیال آزاد شده از دگرته‌ای پوسته اقیانوسی فرورانشه به گوه گوشته‌ای خاستگاه ماگماهای کمان‌مانع انتقال می‌یابد و در مقابل عناصر با شدت میدان بالا که در سیال غنی از کلر و آب نامحلول‌اند

۹- تهی‌شدگی عنصر Sr به علت جانشینی آن با کلسیم و پتاسیم در فلدسپارها، تهی‌شدگی Ba به علت جانشینی با پتاسیم در بیویتیت و فلدسپار، تهی‌شدگی P به سبب فراوانی فاز فرعی آپاتیت و تهی‌شدگی Ti به لحاظ حضور کانی‌های اسفن و ایلمنیت در سنگ‌های منطقه است (Chappell and White, 2001).

۱۰- تهی‌شدگی از Nb و Ti همراه با غنی‌شدگی LREE از ویژگی پوسته قاره‌ای است که می‌تواند نشانه‌ای از آلودگی پوسته‌ای و یا ذوب مجدد آن باشد (Swain et al., 2008).

پتروژئ

فرآیندهای نظیر: تجمع بلورها، تأثیر پوسته قاره‌ای، تبلور فاز فرعی حامل عناصر کمیاب (مانند: آپاتیت)، تنوع فرآیند تشکیل و منابع گرانیت‌ها، اختلاط منابع مختلف در محیط‌های زمین‌شناسی، تغییر رژیم تکنونیک و شرایط دما و فشار در طول زمان، همبستگی تأثیر برخی از فرآیندهای تشکیل و بالاخره مشکل به دست آوردن نمونه‌های گرانیتوئیدها مربوط به جایگاه‌های شناخته‌شده تکنونیک تاریخچه سنگ‌شناسی گرانیتوئیدها را در مقایسه با تشکیل بازآلت‌ها پیچیده‌تر و با ابهام بیشتری مواجه نموده‌است (Barbarin, 1999; Wilson, 2007; Chappell and White, 2001).

بر اساس معیارهای زیر توده‌های گرانیتوئید بزد متعلق به نوع I دمای بالا (نوع کوئیدلای) است:
(الف) همجواری: موقعیت توده‌ها در یک نوار کوهزایی با روند شمال غربی-جنوب شرقی همراه با سنگ‌های آتشفشانی رسوبی با ترکیب آندزیتی و داسیتی، عدم وجود سنگ‌های دگرگونی حرارتی درجه بالا در مجاورت توده، حضور آنلاوه‌های میکروگرانولار مافیک با ترکیب کوارتز دپریت، آثار کانی‌زایی آهن و مس و لخته‌های مافیک متشکل از

عادی عناصر کمیاب شود (برای نمونه: غنی‌شدگی LILE و LREE نسبت به (HFSE) (Sajona et al., 2000).

۴- مقادیر بالای Rb, K, Th و پسابین Sr و Ti در توده‌های گرانیتوئیدی بزد قابل مقایسه با ماگمای ناشی از ذوب‌بخشی پوسته‌ای و نشانه آلودگی ماگما در پوسته فوقانی طی تکامل ماگما است (Chappell and White, 1992).

۵- تهی‌شدگی نسبتاً محسوس عناصر کمیاب خاکی متوسط نظیر Sm در گرانیتوئیدهای منطقه ناشی از جدایش اسفن و آپاتیت است (Rollinson, 1993).

۶- ناهنجاری منفی Eu در نمودارهای انعکاسی بیانگر نقش فلدسپار در فرآیند تفریق ماگمایی و یا به عنوان یک فاز مهم در باقی‌مانده ذوب (رسیت) است (Arsalan and Aslan, 2006). البته باید نقش فوگاسیته اکسیژن بالا در محل ذوب و حضور آمفیبول و بیویتیت در سنگ‌های منطقه را مد نظر داشت که باعث ناهنجاری مثبت Eu به ویژه در سنگ‌های حدواسط و یا کاهش میزان ناهنجاری منفی Eu می‌شود (Rollinson, 1993; Dong et al., 2011).

۷- نسبت Ce/Yb در سنگ‌های منطقه بیش از ۱۵ است (Ce/Yb=YA) و از تنوع کم‌مان‌های آتشفشانی غنی‌شده است که بیانگر دگرته‌ای شدید منبع گوشته‌ای، درجه ذوب‌بخشی پایین محل منشأ آلودگی ماگما یا پوسته است (Ghasemi et al., 2010).

۸- غنی‌شدگی LREE در نمودار پنجاه شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) می‌تواند به علت درجه ذوب‌بخشی پایین و یا منشأ نسبتاً غنی از عناصر آلکانی سنگ‌های مرتبط با مناطق فرورانش و یا می‌تواند به پدیده آلیش ماگما توسط پوسته نسبت داد (Almeida et al., 1999; Parada et al., 2007).

نمونه‌ها در نمودار Na_2O در مقابل K_2O (Chappell and White, 2001) که تمامی نمونه‌های منطقه در محدوده A قرار می‌گیرد، تأییدی بر مطالب فوق است (شکل ۷-۱).

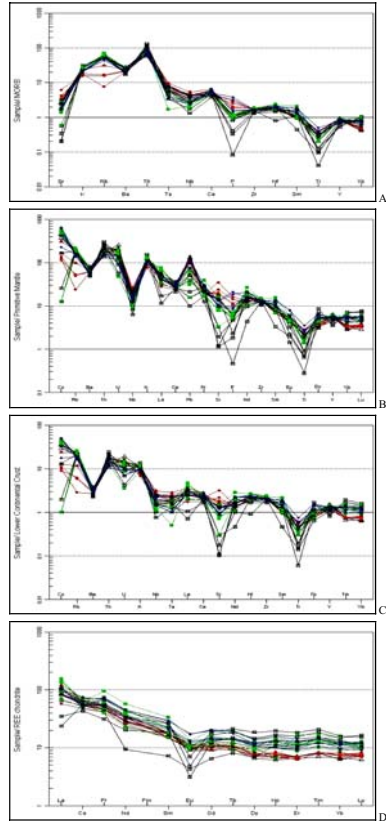
برای تعیین سری‌های ماگمایی نمونه‌های سنگی منطقه بررسی شده از نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) و نمودارهای $\text{FeO}/\text{FeO} - \text{SiO}_2$ (Frost et al., 2001) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{CaO} - \text{SiO}_2 + \text{MgO}$ استفاده شد که تمامی نمونه‌ها در محدوده سری‌های ماگمایی کالک‌آلکان و گرانیت منیزیمی قرار می‌گیرد. همچنین، بر اساس ضریب اشباع آلومین (ASI) اکثر نمونه‌های گرانیتوئید بزد در محدوده متالومین نمودار $\text{A/NK} - \text{A/CNK}$ (Shand, 1943) واقع می‌شود (شکل ۷-۲). D.C. B-Y و E. بر پایه عناصر کمیاب، توده‌های بررسی شده به گرانیت‌های قوس‌های آتشفشانی (VAG) و قاره‌ای (Post-COLG) و حاشیه قاره‌ای فعال (ACM) متعلق است (شکل ۷-۳ و ۴).

توده‌های نفوذی بزد بر اساس ردیابی (Barbarin, 1999) یا ویژگی کانی‌های شاخصی نظیر: کانی‌های مافییک (بیوتیت و هورنبلند)، کوارتز، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز (آنورتیت ۲۰ تا ۵۰ درصد) و عدم حضور کانی‌های آلومینوسیلیکات، کربریست و مسکویت و مقدار $\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO} < 0.18$ در گروه گرانیتوئید کالک‌آلکان غنی از آمفیبول با پتاسیم پایین و کلسیم بالا (ACG) با منشأ اختلاطی پوسته و گوشته، و در پهنه فرورانش قرار می‌گیرد. وجود ویژگی‌های بافتی نظیر: پلاژیوکلازهای هضم شده و هورنبلندهای با حواشی تحلیل رفته و تا حدودی اسکلتی، وجود آنکلاوهای ریزانه مافییک و لخته‌های مافییک غنی از هورنبلند و بیوتیت بر اساس ردیابی Castro و همکاران (۱۹۹۱) (۱۹۹۱) گرانیتوئیدهای منطقه را می‌توان از نوع هیبریدی HSS محسوب نمود (شکل ۴).

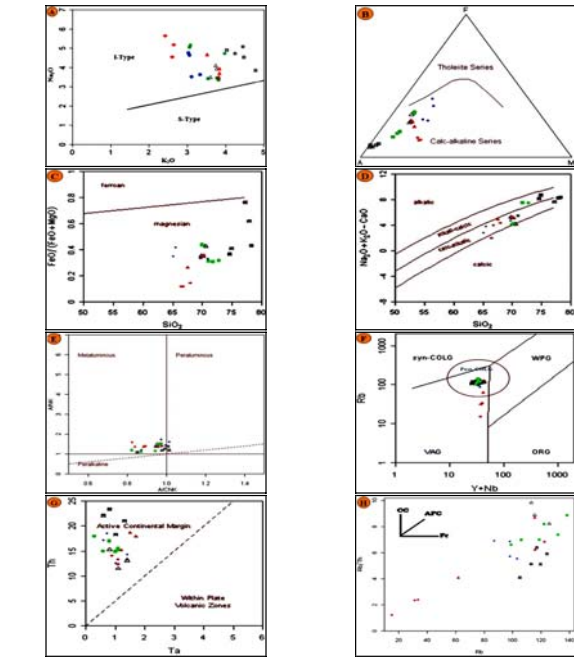
هورنبلند و بیوتیت در سنگ‌های منطقه از نشانه‌های گرانیتوئیدهای نوع I دمای بالا است (Chappell et al., 2004) (شکل ۴ و ۵).

(ب) **پتروگرافی:** حضور هورنبلند سبز، بیوتیت قهوه‌ای، مگنتیت، اسفن شش‌گانه و فلدسپاتاسیم (ارتوکلاز) به صورت بین دانه‌ای و بی‌شکل، حضور آپاتیت‌های شش‌گانه و به صورت ادخال در کانی‌های هورنبلند و بیوتیت، عدم حضور کانی‌های دگرگونی نظیر: گارنت، عدم وجود کانی‌های سیلیکات‌های آلومینومدار نظیر: آندالوزیت، توزیع ناهمگن کانی‌های مافییک نظیر: هورنبلند و بیوتیت، حضور کوارتز به صورت بین دانه‌ای، منطقه‌بندی عادی در پلاژیوکلازها و بدون هسته‌های کلسیک و بلورهای هورنبلند تیغه‌ای در توده‌های گرانیتوئیدی منطقه (شکل ۴) بیانگر نوع I دمای بالا است (Chappell et al., 2004).

(ج) **ژئوشیمیایی:** متالومین بودن نمونه‌ها، شواهدی از جمله: چندرنگی گاهی تا شکلاتی بیوتیت و رنگ قهوه‌ای آن، ارتوکلاز صورتی رنگ (گوشتی)، حضور مگنتیت و همایت بیانگر فوگاسیته اکسید بالا در زمان تشکیل این توده‌هاست. طیف ترکیب شیمیایی وسیع در مقدار SiO_2 روند منفی CaO ، Pb و P_2O_5 و مثبت Th در مقابل SiO_2 در طول تبلور ماگما، مقدار Na_2O غنی‌شدگی نمونه‌ها از LILE (Rb و Th) و LREE (La و Ce) و Nd و همی‌شدگی آنها از HFSE (Ti، Hf، Zr و Y) و HREE (Yb) و در نمودارهای تغییرات عناصر Ba ، Ce ، Zr و Y در مقابل SiO_2 که ابتدا مقدار این عناصر در مذاب افزایش یافته (به دلیل اشباع نبودن دمای بالای ماگمای اولیه) و سپس با شروع تبلور تفریقی کاهش می‌یابد. به عبارتی روند غیرخطی و منحنی‌شکل (زنگوله مانند) که از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I دمای بالا است (شکل‌های ۴، ۵ و ۶) (Chappell et al., 2004) به علاوه موقعیت



شکل ۶- موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی بزد در نمودارهای: (A) به هنجار شده به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989) (B) به هنجار شده به MORB (Pearce, 1983) (C) به هنجار شده به کندریت (Nakamura, 1974) (D) به هنجار شده به پوسته قاره‌ای تختانی (Taylor and Mc Lemman, 1995).



شکل ۷- ماهیت و جایگاه تکنونیکی توده‌های گرانیتوئید بزد: نمودار (A) نمودار $\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}$ (Chappell and White, 2001) (B) نمودار SiO_2 - نمودار (C) (Irvine and Baragar, 1971) AFM $\text{CaO}-\text{SiO}_2$ - نمودار (D) (Frost et al., 2001) $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ - نمودار (E) (Frost et al., 2001) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ - نمودار (F) (Pearce, 1996) $\text{Rb}-\text{Y} + \text{Nb}$ - نمودار (G) (Pearce, 2002) $\text{Rb}-\text{Th}-\text{Rb}$ - نمودار (H) (Schandl and Gorton, 2002) $\text{Y}-\text{Zr}$ - نمودار (I) (Cheng, 2001) - C- آرایش پوسته‌ای، AFC = تبلور تفریقی همراه با هضم، FC = تبلور تفریقی

پلاژیوکلاز و آمفیبول و بافت غربالی در برخی از پلاژیوکلازها از نشانه‌های آرایش ماگمایی در این سنگ‌هاست.

در سنگ‌های تفریق یافته‌تر منطقه (آلکالی‌گرانیت خضرآباد) همی‌شدگی بیشتر Eu و Sr به ترتیب مربوط به تفریق پلاژیوکلاز و تبلور کمتر آمفیبول، بیوتیت و کانی فرعی دیگر در این سنگ‌هاست. به عبارتی با افزایش سیلیس در این سنگ‌ها Eu ناهنجاری منفی بیشتری نشان می‌دهد که بیانگر درجه بالایی از تفریق است. تمایل برخی از نمونه‌ها خضرآباد به محدوده پرآلومین در نمودار درجه اشباعی آلومین (Shand, 1943) ناشی از تجزیه پلاژیوکلازها و افزایش نسبی Al_2O_3 و از دست‌رفتن مقادیری از اکسیدهای CaO ، K_2O و Na_2O است که باعث افزایش نسبت A/CNK و قرارگیری نمونه‌ها در موقعیت غیر واقعی پرآلومین می‌شود (شکل ۷-۳).

از آنجایی که روندهای مشاهده شده در نمودارهای هارکر (شکل ۵) می‌تواند توسط هر یک از فرآیندهای تبلور تفریقی (FC) و ذوب بخشی (PM) ایجاد شود، بنابراین، برای تشخیص و تفکیک این فرآیندها از نمودارهای (Cheng, Y-Zr Rb/Th-Rb and 2001) (Tchameni et al., 2006) استفاده شده است که نمونه‌های بررسی شده در راستای روند AFC قرار گرفته و بیانگر تأثیر فرآیندهای تبلور تفریقی، هضم و آرایش در تحولات و تکون توده‌های گرانیتوئید است (شکل ۷).

با مقایسه ویژگی‌های توده‌های بزد با پهنه آتشفشانی آند مرکزی، از جمله میانگین مقادیر عناصر اصلی و کمیاب، وفور فوران آندزیتی و اسیدی نظیر: داسیت و اگیتمبریت (Amidi, 1977)، کانسازاری مس و ویژگی‌های ژئوشیمیایی منطقه

بحث

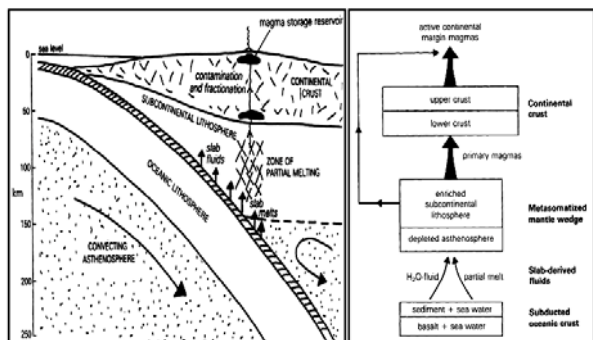
بدون شک مناطق و محیط‌های مربوط به فرورانش به ویژه حاشیه قاره‌ای فعال باید یکی از پیچیده‌ترین مناطق از لحاظ تکنونیک و تحولات ماگمایی باشد و خیلی از فرآیندهایی که در آن اتفاق می‌افتد هنوز به طور کامل مشخص نشده است. Pearce (۱۹۹۶) منابع ماگمایی در سنگ‌های گرانیتی را منابع گوشته، پوسته و مختلط در نظر می‌گیرد و این منابع با جایگاه تکنونیک تطابق خوبی نشان می‌دهد. به طوری که گرانیت‌های مربوط به موقعیت‌های پس از برخورد معمولاً آثاری از منشأ گوشته لیئوسفری غنی‌شده همراه با مقدار کمی از مذاب‌های پوسته‌ای را دارد و تأثیر متقابل بین ماگما‌های مشتق شده از گوشته با پوسته تا به حدی از ضخامت، دما و ترکیب پوسته و زمان بالا آمدن است.

غنی‌شدگی بالای نمونه‌های منطقه از LILE نظیر: Ba، Cs، Rb و Th و فراوانی اندک عناصر انتقالی نظیر: Sc و Ti بیانگر وجود یک خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده زیر لیئوسفر قاره‌ای (گوشته دگرته‌ای شده) است و فراوانی سنگ‌های بازیک و حدواسط آندزیت‌ها در این منطقه و موقعیت آن در پهنه آتشفشانی ارومیه-دختر و ایران مرکزی احتمال وجود یک منبع گوشته‌ای برای سنگ‌های منطقه وجود دارد.

غنی‌شدگی از K، Rb و Th و نیز همی‌شدگی از Sr، Ti و نشانه آغشتگی؛ همچنین، همی‌شدگی از Nb و Ti همواره با غنی‌شدگی از LREE از ویژگی پوسته قاره‌ای پس از برخورد است و می‌تواند از نشانه‌های آلودگی پوسته‌ای یا ذوب مجدد آن نیز باشد (Swain et al., 2008). وجود آنکلاوهای از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن منطقه، حاشیه خوردگی و حاشیه تحلیل رفته بلورهای

در مرحله سوم بخشی دیگر از ماگمای اولیه تا مرز بین پوسته و گوشته بالا رفته و سپس در این محل متوقف و تشکیل آتاکت ماگمایی می‌دهد. همچنین، در حاشیه فعال قاره‌ای در پوسته قاره‌ای به علت چگالی پایین‌تر پوسته قاره‌ای از پوسته اقیانوسی به عنوان یک فیلتر عمل می‌کند و باعث می‌شود ماگماهای حاصل از فروزش راگد باقی‌مانده و در پوسته قاره‌ای تشکیل آتاکت‌های ماگمایی را بدهد و در اینجا ماگمای اولیه تحت تأثیر فرآیند تبلور تفریقی، هم‌م و آلیش ماگمایی (ACF) قرار گرفته و بخشی از ماگماها به صورت سنگ‌های آتشفشانی بیشتر از نوع آندزیتی به سطح زمین می‌رسد و ماگمای باقی‌مانده تشکیل باتولیت‌هایی با ترکیب گرانیتوئیدی را می‌دهد. در شکل ۸ می‌توان به طور خلاصه فرآیندهایی که در تشکیل ماگماهای حاشیه فعال قاره‌ای شرکت دارد را مشاهده کرد (Wilson, 2007)

می‌توان مدل پیشنهادی Wilson (۲۰۰۷) بر مبنای تولید ماگما در محیط فرورانش در اثر پدیده‌های چند منشأیی و چند مرحله‌ای را برای منطقه بررسی شده پیشنهاد نمود (شکل ۸). بر اساس این مدل در مرحله نخست، تشکیل ماگما در مناطق فرورانش پوسته اقیانوسی فرورانده با ترکیب بازالت و همراه با رسوبات روی آنها و آب دریا در عمق مناسب طی فرآیند آب‌زدایی و ذوب‌بخشی قرار گرفته است و در مرحله دوم سیالات و مذاب اولیه وارد گوه گوشته‌ای شده و در این مرحله ابتدا ماگماهای اولیه وارد استوسف تپه شده و سپس وارد لیتوسف نیمه قاره‌ای غنی شده می‌شود که در اینجا باعث ایجاد دگرزندی گوه گوشته‌ای می‌شود. در این مرحله ممکن است ماگماهای تشکیل شده بدون عبور از پوسته قاره‌ای مستقیماً وارد سطح زمین بشود و تشکیل ماگماهای بازالتی اولیه را در پهنه‌های فرورانش بدهد.



شکل ۸- مدل ژئودینامیکی پیشنهادی Wilson (۲۰۰۷) و فرآیندهای مؤثر در تشکیل ماگمای حاشیه قاره‌ای فعال

نتیجه‌گیری

با توجه به شواهد صحرائی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و نمودارهای تمساز جایگاه تکنونیکی، توده‌های گرانیتوئید بزرگ ارتباط زایشی با یکدیگر داشته و از نوع گرانیتوئید A دما بالا (کوردیلیری) کالک‌الکان متالومین است که در یک حاشیه قاره‌ای فعال پس از برخورد مشابه مدل پیشنهادی Wilson (۲۰۰۷) آند مرکزی به وجود آمده‌اند که با توجه به سن توده‌ها، روابط صحرائی با سنگ‌های آتشفشانی منطقه، ژئودینامیک و پهنه زمین‌شناسی منطقه (رومی‌ختر) منطقی به نظر می‌رسد. ماگما از یک پوسته اقیانوسی فرو رانده شده (نئوتئیس) و گوه گوشته تحول یافته روی آن منشأ گرفته و در اثر

سپاسگزاری

نگارندگان لازم می‌دانند که از حمایت مالی معاونت پژوهشی دانشگاه‌های شاهرود و پیام نور و از جناب آقای دکتر محمود صادقیان مدیر گروه دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود به خاطر ارایه نکات سودمند علمی و ادبی تشکر و قدردانی نمایند.

منابع

- Aghanabati, A. (1998) Major sedimentary and structural units of Iran. *Geosciences* 7, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F., Manetti, P., Tonarini, S. and Savascin, M. Y. (2007) The transition from subduction-related to intraplate Neogene magmatism in the Western Anatolia and Aegea area in Beccaluva. *Geological Society of America, Special* 418: 1-15.
- Almeida, M. E., Macambira, M. J. B. and Oliveira, E. C. (2007) Geochemistry and zircon geochronology of the I-type high-K calc-alkaline and S-type granitoid rocks from southeastern Roraima, Brazil: Orosirian collisional magmatism evidence (1.97-1.96 Ga) in central portion of Guyana Shield. *Precambrian Research* 155: 69-97.
- Amidi, S. M. (1977) Etude geologique de la region de Natanz-Surk (Iran Central), stratigraphic et petrologie. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Amidi, S. M. (1978) Geological quadrangle map of Nain 1:250000, No. G8, Geological survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Arsalan, M. and Aslan, Z. (2006) Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 27: 177-193.
- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Blackwell Oxford Lithos* 46: 605-626.
- Blatt, H., Tracy, R. J. and Owens, B. E. (2006) *Petrology: igneous, sedimentary and metamorphic*. Freeman and Company, W. H., New York.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I. and de la Rosa, J. D. (1991) H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature. *Earth Science Reviews* 31: 237-253.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan fold belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences* 83: 1-26.

- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- Chappell, B. W., White, A. J. R., Williams, I. S. and Wyborn, D. (2004) Low- and high-temperature granites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 95: 125-140.
- Cheng, H. (2001) Petrology and geochemistry of neogene continental basaltic and related rocks in Northern Taiwan. *Western Pacific Earth Sciences* 1: 19-46.
- Clarke, D. B. (1992) *Granitoid rocks*. Chapman and Hall Publisher, London.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grand Claude, P. and Marchel, M. (1990) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analysis - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29: 183-210.
- Dong, Y., Zhang, G., Neubauer, F., Liu, X., Hauenberger, C., Zhou, D. and Li, W. (2011) Syn- and post- collisional granitoids in the central Tianshan orogen: geochemistry, geochronology and implications for tectonic evolution. *Gondwana Research* 20: 568-581.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Aruluru, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42: 2033-2048.
- Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khanalizadeh, A. and Tanha, A. (2010) Petrology, geochemistry and radiometric ages of high silica Adakitic domes of Neogene continental arc, south of Quchan. *Iranian journal of crystallography and mineralogy* 18(3):347-369 (in Persian).
- Hajmolla Ali, A. (1993) Geological map of Khezrabad 1:100000, Series sheet 6753. Geological survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.
- Harris, N. B. W. and Inger, S. (1992) Trace element modeling of polite-derived granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 46-56.
- Hibbard, M. J. (1995) *Petrography to petrogenesis*. Prentice Hall, New Jersey.
- Irvin, 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.
- Janousek Farrow, C. M. and Erban, V. (2008) Package 'GCDKit'. Version 3.00.
- Keppler, H. (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction Zone fluid. *Nature* 380: 237-240.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming mineral. *American Mineralogist* 68: 227-279.
- Lameyre, J. and Bowden, P. (1982) Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 14: 169-86.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37: 215-224.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica ET Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Parada, M. A., Nystrom, J. O. and Levi, B. (1999) Multiple source for the Coastal Batholith of Central Chile: geochemical a Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implication. *Lithos* 46: 505-521.
- Pearce, J. (1996) Sources and setting granitic rocks. *Episodes* 19(4): 120-125.
- Pearce, J. A. (1983) Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental

- argins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawke worth, C. J. and Nurry, M. L.) 230-249. Shiva, Nantwich.
- Pitcher, W. S. (1995) *The nature and origin of granite*. Chapman and Hall, London.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, Harlow.
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Pubellier, M., Bellon, H., Leterrier, J. and Cotton, J. (2000) Magmatic source enrichment by slab-derived melts in a young post-collision setting, central Mindanao (Philippines). *Lithos* 54: 173-206.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629-642.
- Schmidt, M. W., Dardon, A., Chazot, G. and Vannucci, R. (2004) The dependence of Nb and Ta rutile-melt partitioning on melt composition and Nd/Ta fractionation during subduction processes. *Earth and Planetary Science Letters* 226: 415-432.
- Selman Aydiyan, M., Hakan, C., Mustafa, B. and Omer, A. (2008) Geochemical and mantle-like isotopic (Nd, Sr) composition of the Baklan granite from the Muratdagli Region (Banaz, Usak), western Turkey: Implications for input of juvenile magmas in the source domains of western Anatolia Eocene-Miocene granites. *Journal of Asian earth Sciences* 33: 155-176.
- Shand, S. J. (1943) *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relation to deposits*. Thomas Murby, London.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope, classification, textures, microstructures and mineral preferred-orientations*. Chapman and Hall, London.
- Streckerisen, A. I. (1976) Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitite. *Geology* 7: 331-335.
- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes. In: *Magmatism in oceanic basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications 42: 313-345. Geological Society, London.
- Sutcliffe, R. H., Smith, A. R., Doherty, W. and Barnet, R. I. (1990) Mantle derivation of Archean amphibole-bearing granitoid and associated mafic rocks: evidence from the southern superior province, Canada. *Mineralogy and Petrology* 105: 255-274.
- Swain, G. Barovich, K., Hand, M., Ferris, G. and Schwarz, M. (2008) Petrogenesis of the St Peter Suite, southern Australia: arc magmatism and Proterozoic crustal growth of the South Australian Craton. *Precambrian Research* 15:180-196.
- Taylor, S. R. and Mc Lennan, S. M. (1995) *The geochemical evolution of the continental crust. Reviews of Geophysics* 33:65-241.
- Tchameni, R., Poulet, A., Penay, J., Ganwa, A. A. and Totou, S. F. (2006) Petrography and geochemistry of the Ngaondere Pan-African granitoids in central North Cameroon: implication for their sources and geological setting. *Journal of African Earth Sciences* 44: 511-529.
- Vernon, R. H. (2004) *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press, Sydney.
- Wilson, M. (2007) *Igneous pathogenesis*. Chapman and Hall, London.
- Yuguchi T. and Nishiyama, T. (2008) The mechanism of myrmekite formation deduced from steady diffusion modeling based on petrography: case study of the Okueyama granitic body, Kyushu, Japan. *Lithos* 106: 237-260.

استان یزد، بین طول‌های جغرافیایی ۵۵° ۵۷' تا ۵۸° ۰۳' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۱° ۳۳' تا ۳۸° ۳۳' شمالی واقع شده است. این محدوده در شرق ایران و در قسمت غربی بلوک لوت در نزدیکی گسل بزرگ نایبند قرار دارد (شکل ۱).

شرق ایران و به ویژه بلوک لوت به واسطه داشتن موقعیت‌های تکتونیکی مختلف در زمان‌های گذشته دارای حجم عظیم ماگماتیسم با ویژگی‌های ژئوشیمیایی متفاوت است که گاهی پتانسیل‌های بسیار مناسبی برای تشکیل کانی‌سازی‌های مختلف را فراهم آورده است. درک بهتری از ژئوشیمی، پتروژئولوژی و سن توده‌های آذرین گام مثبتی برای بررسی جایگاه تکتونوماگمایی لوت در زمان‌های مختلف و نیز اکتشاف کانسارهای مختلف در شرق ایران است.

در سال‌های اخیر بررسی‌های پتروژئولوژی و سن‌سنجی متعددی در نیمه شرقی و نیز شمال بلوک لوت به ویژه بر روی توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق ترسیری انجام شده است که از آن جمله می‌توان به مناطق ماهازآباد و خوبیک (Malekzadeh Shafaroudi, 2009)؛ (Malekzadeh Karimpour et al., 2012)؛ (Shafaroudi et al., 2012)؛ (Karimpour et al., 2011)؛ (Lotfi, 1982)؛ کبیرکوه (Abdi et al., 2012)؛ کوه شاه و (Salati et al., 2012)؛ Karimpour و چاه شلجی و (Arjmandzadeh et al., 2011) اشاره کرد. سن این گرانیتوئیدها بین اونس میان تا الیگوسن تکتانی و ژئوشیمی آنها نشان‌دهنده تشکیل ماگماتیسم در پهنه فرورانش است. به طوری که بر اساس نسبت‌های ایزوتوپی رادیوژنیک ماگما از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی منشأ گرفته و با پوسته قاره‌ای نیز با نسبت‌های مختلف آلودگی پیدا کرده است. این گرانیتوئیدها متعلق به سری مگنتیت و از نوع انیسیکلین است. Karimpour و همکاران

(۲۰۱۲) فاصله زمانی بین ۴۲ تا ۳۳ میلیون سال قبل و محدوده استان خراسان جنوبی را مهم‌ترین پنجره زمانی-مکانی کانی‌سازی در شرق ایران و در بلوک لوت معرفی کرده‌اند. انواع کانی‌سازی مس-طلا پورفیری، طلای مرتبط با توده‌های نفوذی احيایی، طلای ابي‌رمال سولفید بالا، اسکان آهن، رگه‌های Pb-Zn-Sb و ذخایر مس-طلای همراه با اکسید آهن در این رابطه شناسایی شده‌اند.

منطقه بررسی شده در غرب بلوک لوت قرار دارد که اطلاعات اندکی از پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی آن وجود دارد. تاریخچه بررسی‌های این منطقه را می‌توان در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ نایبند (Kluyver et al., 1981)؛ نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سه‌جنگی (Azimi and Saidi, 1975)؛ نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ جنوب سه‌جنگی (Blourian and Vahidi, 2004) و گزارش Tarkian (1982) خلاصه کرد. طبق نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ این محدوده پوشیده از سنگ‌های آتشفشانی اونس با ترکیب داسیت تا آندزیت است. در حالی که بررسی‌های صحرایی این پژوهش نشان داد که توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق با گسترش در خور توجهی در منطقه رخنمون دارد که در نقشه‌ها با نام سنگ آتشفشانی ذکر شده‌اند. همچنین، در این منطقه دو کانی‌سازی رگه‌ای سرب و روی وجود دارد که علی‌رغم فعالیت‌های معدن‌کاری گسترده قدیمی بررسی‌های زمین‌شناسی اقتصادی بر روی خاستگاه و نحوه تشکیل آنها تاکنون انجام نشده بود که توسط نگارندگان مقاله در حال انجام است.

هدف از پژوهش حاضر، تهیه نقشه زمین‌شناسی دقیق با تأکید ویژه بر شناسایی و تفکیک توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق، بررسی پتروگرافی و ژئوشیمی توده‌های نفوذی و تعیین جایگاه تکتونوماگمایی و منشأ توده‌ها در بخشی از غرب بلوک لوت است.

پتروژئولوژی، سال چهارم، شماره شانزدهم، زمستان ۱۳۹۲، صفحه ۱۰۵-۱۲۴
تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۳/۰۶

پتروگرافی و پتروژئولوژی توده‌های نفوذی شمال شرق نایبند شرق ایران

آزاده ملکزاده شافارودی^۱، حسن محمد کریم‌پور و اکبر آصفندیارپور^۲
گروه پژوهشی اکتشافات ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

چکیده

منطقه بررسی شده در فاصله ۵۰ کیلومتری شمال‌شرقی نایبند و در شرقی‌ترین ناحیه استان یزد قرار دارد. این محدوده بخشی از مجموعه سنگ‌های آتشفشانی-خرونی ترسیری غرب بلوک لوت محسوب می‌شود. زمین‌شناسی منطقه شامل: گدازه‌هایی با ترکیب لایت و تراکی‌اندزیت است که توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق (ساب‌ولکان) با ترکیب مونوزیتی، سینیتی و گرانیتی در آن نفوذ نموده‌اند. بافت همه توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق پورفیری تا گلوپورپورفیری است. کانی‌های پلاژیوکلاز، فلدسپار، پتاسیم، بیوتیت و کوارتز مهم‌ترین کانی‌های توده بیوتیت‌کوارتز مونوزیت پورفیری، بیوتیت‌سینیت پورفیری و بیوتیت‌گرانیت پورفیری است در حالی که توده بیوتیت-پیروکسن مونوزیت پورفیری، علاوه بر آنها کلتوپروکسن نیز دارد. بر اساس بررسی‌های ژئوشیمیایی، توده بیوتیت-پیروکسن مونوزیت پورفیری از نوع متالومینوس و شوشونیتی و به گرانیتوئیدهای سری مگنتیت (اکسیدان) و از نوع ۱ تعلق دارد. غنی‌شدگی نسبی LREE نسبت به HREE و LILE نسبت به HFSE مؤید تشکیل ماگما در پهنه فرورانش است. این ماگما از ذوب بخشی اندک (>۱/۱ تا <۳) یک منشأ آروزیلیت گارنت-اسپیل‌دار حاصل شده که با پوسته قاره‌ای آلودگی پیدا کرده است. توده بیوتیت‌گرانیت پورفیری از نوع پراکومینوس به شدت فلیسک و اولترانسیک و به گرانیتوئیدهای سری لیمبنت (احیایی) و از نوع ۳ تعلق دارد. بر اساس مقدار عناصر Y, Ta, Rb, Nb و Yb موقعیت تکتونیکی تشکیل ماگمای این پهنه تصادم قاره است. ماگمای توده گرانیتی در اثر ذوب بخشی پوسته قاره‌ای و از منشأ رسوبات فقیر از رس نشأت گرفته است. غنی‌شدگی نسبی LREE نسبت به HREE، ناهنجاری بسیار منفی Eu و نسبت پایین (La/Yb) و (Ce/Yb) نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز به عنوان کانی باقی‌مانده در ناحیه منشأ حضور داشته است. نفوذ این توده به داخل واحد مونوزیتی بیاتر و کوع یک پدیده تصادمی پس از اونس در غرب بلوک لوت است که نیاز به سن‌سنجی دقیق و بررسی ایزوتوپی رادیوژنیک دارد.

واژه‌های کلیدی: پتروژئولوژی، گرانیتوئیدهای ۱ و ۳، توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق، نایبند، بلوک لوت

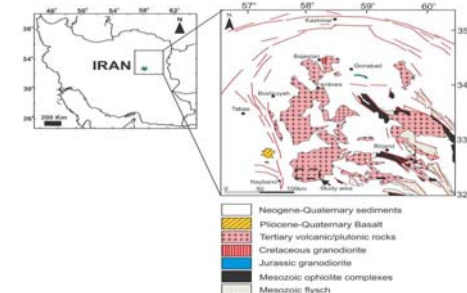
مقدمه

حدود ۵۰ کیلومتری شمال‌شرق روستای نایبند و ۱۵۰ کیلومتری جنوب‌شرقی شهرستان طبس در توده‌های نفوذی شمال‌شرق نایبند در فاصله

* shafaroudi@um.ac.ir

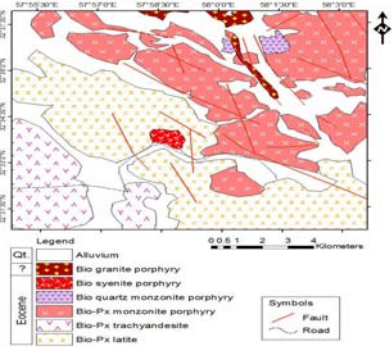
بودن آن نسبت به واحدهای یاد شده است. این واحد در برخی نقاط متحمل آلتراسیون آرزلیکی-سیلیسی شده است. تجزیه ژئوشیمیایی این توده که در ادامه آمده است، نشان می‌دهد که ماهیت تکتونوماگمایی این توده کاملاً متفاوت از دیگر

توده‌های نفوذی منطقه بوده است و بنابراین، سن آن در نقشه زمین‌شناسی (شکل ۳) با علامت سؤال نشان داده شد. تصاویری از توده‌های نفوذی بیوتیت-پیروکسن مونوزیت پورفیری و بیوتیت‌گرانیت پورفیری در شکل ۳ ارائه شده است.



شکل ۱- موقعیت محوطه شمال‌شرق نایبند در شرق ایران و غرب بلوک لوت

Geologic map of northeastern Nayband



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال‌شرق نایبند

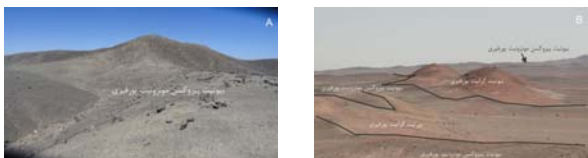
زمین‌شناسی

بررسی‌های صحرایی و آزمایشگاهی در این پروژه نشان داد که علاوه بر حضور سنگ‌های آتشفشانی در این منطقه توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق نیز از گسترش در خور توجهی برخوردارند. مورفولوژی کل ناحیه بسیار پست و شکل تپه ماهوری دارد به طوری که به ندرت می‌توان یک ارتفاع در خور توجه مشاهده نمود. سنگ‌های آتشفشانی عمدتاً در نیمه جنوب-جنوب‌غربی منطقه رخنمون دارد (شکل ۲). بر اساس مقدار و حضور کانی‌های آهن و منیزیم‌پودر و نیز مقدار فلدسپارها این واحدها به دو نوع تعیین-پیروکسن لایت و بیوتیت-پیروکسن تراکی‌اندزیت تقسیم می‌شود.

واحد بیوتیت-پیروکسن لایت بیشترین گسترش را در منطقه دارد. این واحد با گسترش شمال‌غربی-جنوب‌شرقی در غرب، مرکز و جنوب‌شرقی محدوده بررسی شده دیده می‌شود (شکل ۲). بیوتیت، پیروکسن، پلاژیوکلاز و فلدسپاریتاسیم به شکل درشت‌بلور در آن دیده می‌شود. در مجاورت رگه‌های کانی‌سازی منطقه این واحد تحت تأثیر آلتراسیون‌های کرنساتی و سیلیسی قرار گرفته است. همچنین، زینولیت‌هایی از یک توده دیوریت پورفیری در قسمت‌های مختلف آن مشاهده می‌شود. بیوتیت-پیروکسن تراکی‌اندزیت در جنوب‌غربی منطقه رخنمون دارد (شکل ۲). درشت‌بلورهایی از بیوتیت، پیروکسن، پلاژیوکلاز و فلدسپاریتاسیم در آن دیده می‌شود.

توده‌های نیمه‌عمیق به شکل‌های استوک و کمتر دایک مانند، عمدتاً در نیمه شمال-شمال‌شرقی منطقه رخنمون دارد. بافت آنها پورفیری و دارای حاشیه انجام سریع تیره رنگ است. به طوری که به سمت داخل توده بافت سنگ‌ها دانه درشت‌تر و رنگ آنها روشن‌تر می‌شود. بر اساس ترکیب کانی‌شناسی،

این توده‌ها به ۴ واحد بیوتیت-پیروکسن مونوزیت پورفیری، بیوتیت-سینیت پورفیری و بیوتیت‌گرانیت پورفیری قابل تقسیم است (شکل ۲). واحد بیوتیت-پیروکسن مونوزیت پورفیری بیشترین گسترش را در بین توده‌های نفوذی دارد به نحوی که در شمال، شمال‌شرقی و شرق منطقه دیده می‌شود و میزبان اصلی رگه‌های کانی‌سازی منطقه است (شکل ۲). رنگ آن خاکستری تا سبز روشن است. Kluyver و همکاران (۱۹۷۸) سن این توده را با روش K/Ar 2 ± 37.5 میلیون سال یعنی اواخر اونس تعیین کرده‌اند. این توده در مجاورت رگه‌های کانی‌سازی به شدت تحت تأثیر آلتراسیون سیلیسی-کرنساتی قرار گرفته است. واحد بیوتیت‌کوارتز مونوزیت پورفیری رخنمون نسبتاً کوچکی در شمال منطقه دارد (شکل ۲). این توده نیز در همه بخش‌های خود تحت تأثیر محلول‌گانه‌دار منطقه آتشره شده است. بیوتیت-سینیت پورفیری با یک مورفولوژی نسبتاً سخت در مرکز ناحیه رخنمون دارد (شکل ۲). رنگ آن سفید تا خاکستری روشن و فرسایش پوسته پیزی و لانه زنبوری در آن مشهود است. این توده متحمل آلتراسیون سیلیسی-کرنساتی شده است. بررسی‌های پتروگرافی حضور کانی مگنتیت به عنوان مهم‌ترین کانی اپاک و مقدار پذیرفتاری مغناطیسی در سه توده نامبرده (بیش از $SI \times 10^{-3} > 3000$) نشان می‌دهد که آنها از نوع گرانیتوئیدهای نوع اکسیدان (سری مگنتیت) است. اما توده بیوتیت‌گرانیت پورفیری به طور کاملاً متمایز از دیگر توده‌های نفوذی با مورفولوژی نسبتاً بلندتر و با رنگ صورتی تا قرمز روشن در شمال منطقه رخنمون دارد. این توده در امتداد یک گسل با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی نفوذ کرده است (شکل ۲) و ریزتر شدن بافت آن در مرز با توده بیوتیت-پیروکسن مونوزیت پورفیری و بیوتیت‌کوارتز مونوزیت پورفیری نشان‌دهنده جوانتر



شکل ۳- (A) واحد بیوتیت-پیروکسن مونوزونیت پورفیری با رنگ سبز-خاکستری و مورفولوژی تپه ماهوری (دید به شرق)، (B) واحد صوری تا قرمز رنگ بیوتیت گرانیت با روند شمال-غربی جنوب-شرقی که در واحد سبز رنگ بیوتیت-پیروکسن مونوزونیت پورفیری با مورفولوژی بسیار پست در کل منطقه نفوذ کرده است. (دید به جنوب‌شرقی)

تجزیه انتخاب نشد. نمونه‌ها پس از خردایش و آماده‌سازی در شرکت طیف کانسارن بینالود مشهد برای اکسیدهای اصلی با روش XRF در دانشگاه فردوسی مشهد تجزیه شد. دستگاه XRF مدل فیلیپس و نوع II unique X است که استانداردهای آن از سازمان زمین‌شناسی کانادا تهیه شده است. همچنین، همین نمونه‌ها برای تجزیه عناصر فرعی و نادر خاکی به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال و با روش ICP-MS تجزیه شد. روش آماده‌سازی نمونه‌ها ذوب قلیایی با کد 4B بوده است. نتایج تجزیه توسط نرم‌افزار GCD.kit پردازش شد و از نمودارهای لازم پتروژنوز جهت تعبیر و تفسیرهای لازم استفاده شده است.

پتروگرافی توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق

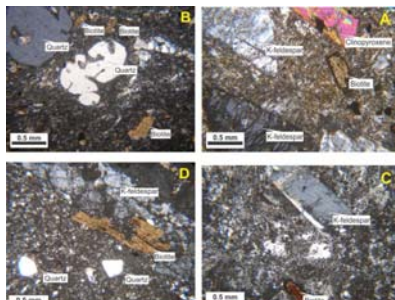
بیوتیت-پیروکسن مونوزونیت پورفیری: بافت آن پورفیری تا گلومروپورفیری با زمینه دانه متوسط است. به ندرت بافت گرافیکی نیز در آن دیده می‌شود. حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد درشت‌بلور دارد که شامل ۱۶ تا ۱۸ درصد پلاژیوکلاز (نوع آنندزین) تا اندازه ۴ میلی‌متر، ۱۴ تا ۱۶ درصد فلدسپاتاسیم (ارتوکلاز) تا اندازه حدود ۶

روش انجام پژوهش
در راستای تهیه نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال‌شرق ناینبد ابتدا برداشت اطلاعات صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای نفوذی نیمه‌عمیق و آتشفشانی در منطقه‌ای به وسعت تقریبی ۱۱۰ کیلومتر مربع انجام شد. بیش از ۳۰۰ نمونه از سطح منطقه جمع آوری و از این میان ۲۲۰ مقطع نازک تهیه و مورد بررسی قرار گرفت. نقشه زمین‌شناسی منطقه در نرم‌افزار ArcGIS تهیه شد. پس از بررسی‌های دقیق پتروگرافی تعداد ۱۵ نمونه از دو توده نفوذی بزرگتر منطقه (۱۳ نمونه از توده بیوتیت-پیروکسن مونوزونیت پورفیری و ۲ نمونه از توده بیوتیت گرانیت پورفیری) که دارای حداقل آلتراسیون و یا کاملاً سالم بود برای بررسی‌های پتروژنوزی انتخاب شد. شایان ذکر است که از واحد بیوتیت گرانیت پورفیری تعداد زیادی نمونه برداشت شد که بررسی‌های پتروگرافی نشان داد که اغلب دچار آلتراسیون آرزلیکی و سیلیسی شدند. بنابراین، فقط ۲ نمونه مناسب برای تجزیه ژئوشیمیایی شناخته شد. همچنین، نمونه‌های دو توده نفوذی دیگر (بیوتیت-سینیت پورفیری و بیوتیت-کوارتز مونوزونیت پورفیری) دارای آلتراسیون سیلیسی و یا کریستالی بود و نمونه‌ای از آنها برای

میلی‌متر، ۳ تا ۴ درصد کلیتوپروکسن (اوزیت تا اوزیت دیوسیدی) تا اندازه ۳ میلی‌متر و ۱ تا ۲ درصد بیوتیت تا اندازه ۲ میلی‌متر است. زمینه سنگ متشکل از فلدسپارها، بیوتیت، پیروکسن، کوارتز، کانی‌های اپاک، فرعی و ثانویه است (شکل ۴- A). آبنایت و زیرکون مهم‌ترین کانی‌های فرعی سنگ است. کانی‌های تیره (کدر) که عمدتاً مگنتیت‌اند به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و در ابعاد ۰/۶ میلی‌متر در حد ۱ تا ۲ درصد مشاهده می‌شود. این توده در مجاورت رگه‌های کانی‌سازی منطقه متحمل آلتراسیون آرزلیکی، کریستالی و یا سیلیسی شده است. به طوری که کوارتز در قالب رگچه و یا در متن سنگ گاهی تا ۱۵ درصد دیده می‌شود. فلدسپارها عمدتاً به کلسیت تبدیل شده‌اند و یا رگچه‌های کلسیت در متن سنگ گاهی تا ۲۰ درصد هم مشاهده می‌شود. آلتراسیون آرزلیکی نیز در نمونه‌های کنار رگه کانی‌سازی وجود دارد که گاهی شدت آن بیش از ۵۰ درصد است.

بیوتیت-کوارتز مونوزونیت پورفیری: بافت آن پورفیری تا گلومروپورفیری با زمینه دانه متوسط تا ریز است. تا ۲۰ درصد درشت‌بلور شامل: ۱۰ تا ۱۱ درصد پلاژیوکلاز (نوع آنندزین) تا اندازه ۲ میلی‌متر، ۱۰ تا ۱۱ درصد فلدسپاتاسیم (ارتوکلاز) تا اندازه ۴ میلی‌متر، ۱ تا ۲ درصد بیوتیت تا اندازه ۲ میلی‌متر و حدود ۱ درصد کوارتز خلیجی و گرد شده تا اندازه ۲ میلی‌متر و زمینه سنگ متشکل از فلدسپار، کوارتز، بیوتیت، کانی‌های تیره (کدر) و ثانویه است (شکل ۴- B). کانی‌های تیره (کدر) (مگنتیت) تا ۰/۲ میلی‌متر در حد کمتر از ۰/۵ درصد در متن سنگ وجود دارد. این واحد تحت تأثیر آلتراسیون کریستالی سیلیسی قرار گرفته است به طوری که

بیوتیت گرانیت پورفیری: بافت آن پورفیری تا گلومروپورفیری با زمینه درشت تا متوسط‌بلور است. حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد درشت‌بلور شامل: ۲۰ تا ۲۱ درصد کوارتز خلیجی یا گرد شده تا اندازه ۳ میلی‌متر، ۶ تا ۷ درصد ارتوکلاز تا اندازه ۶ میلی‌متر و ۱ تا ۲ درصد بیوتیت تا اندازه ۲ میلی‌متر دیده می‌شود. کمتر از ۰/۳ درصد کانی تیره (کدر) همراه با کوارتز و فلدسپاتاسیم و کانی‌های ثانویه در متن سنگ حضور دارد (شکل ۴- D). این توده در برخی قسمت‌ها دچار آلتراسیون سیلیسی-آرزلیکی شده است به طوری که ۱۰ تا ۱۵ درصد کوارتز ثانویه و حدود ۱۵ تا ۲۰ درصد کانی رسی (کاولینیت و ایلیت براساس بررسی‌های XRD) در برخی نقاط حضور دارد.



شکل ۴- تصاویری از مقاطع میکروسکوپی توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق (ساب‌ولکان) منطقه بررسی شده در نور (A) واحد بیوتیت-پیروکسن مونوزونیت پورفیری، (B) واحد بیوتیت-کوارتز مونوزونیت پورفیری، (C) واحد بیوتیت-سینیت پورفیری، (D) واحد بیوتیت گرانیت پورفیری

درد در حالی که توده بیوتیت گرانیت پورفیری کاملاً برآلومینوس است. همچنین، طبق تقسیم‌بندی White و Chappell (۲۰۰۱) محاسبه شده A/CNK کمتر از ۱/۱ به گرانیتوئیدهای نوع I و بیش از ۱/۱ مربوط به گرانیتوئیدهای نوع S است که بر این اساس، توده بیوتیت-پیروکسن مونوزونیت پورفیری از نوع I و توده بیوتیت گرانیت پورفیری از نوع S است (شکل ۶- A). قرارگیری نمونه‌ها در نمودار Debon و Le Fort (۱۹۸۳) که توسط Villaseca و همکاران (۱۹۹۸) تغییر یافته است نشان می‌دهد که توده بیوتیت گرانیت پورفیری از نوع برآلومینوس‌های به شدت فلسیک است (شکل ۶- B). مقدار K_2O توده بیوتیت-پیروکسن مونوزونیت پورفیری نیز از ۴/۵۵ تا ۵/۸۹ درصد و توده بیوتیت گرانیت پورفیری از ۶/۸۵ تا ۸/۹۶ درصد متغیر است. همچنین، نسبت K_2O/Na_2O در توده بیوتیت-پیروکسن مونوزونیت پورفیری از ۱/۷۱ تا ۱/۹ و در توده بیوتیت گرانیت پورفیری از ۱/۵۶ تا ۱/۶۰۹ تغییر است (جدول

ژئوشیمی توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق
نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی، فرعی و نادر خاکی توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق بیوتیت-پیروکسن مونوزونیت پورفیری و بیوتیت گرانیت پورفیری در جدول ۱ ارائه شده است.
اکسیدهای اصلی
مقدار SiO_2 توده بیوتیت-پیروکسن مونوزونیت پورفیری از ۶۱/۱۶ تا ۶۲/۹۳ درصد در توده بیوتیت گرانیت پورفیری از ۷۱/۹۶ تا ۷۳/۹۵ درصد تغییر است. ترسیم نمونه‌ها در نمودار نامگذاری Middlemost (۱۹۸۵) نشان می‌دهد که نمونه‌های توده بیوتیت-پیروکسن مونوزونیت پورفیری در محدوده کوارتز مونوزونیت و توده بیوتیت گرانیت پورفیری در محدوده قرار می‌گیرد (جدول ۱ و شکل ۵). بر اساس نمودار نسبت مولی $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ به $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ (Maniar and Piccoli, 1989) توده بیوتیت-پیروکسن مونوزونیت پورفیری ماهیت متآلومینوس

بر اساس نمودار K_2O در مقابل Na_2O (Chung et al., 1998) توده بیوتیت-پیروکسن مونوزونیت پورفیری در محدوده شوشونیت و توده بیوتیت گرانیت پورفیری در محدوده اولتراباسیک قرار دارد (شکل ۷). همچنین، قرارگیری نمونه‌ها در

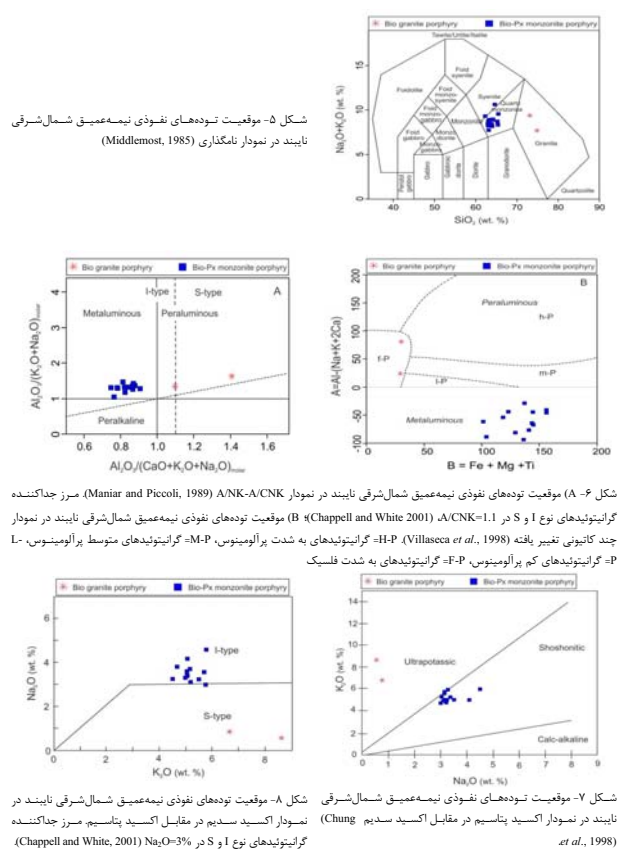
جدول ۱- نتایج ژئوشیمیایی عناصر اصلی، فرعی و نادر خاکی توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق شمال‌شرقی ناینبد

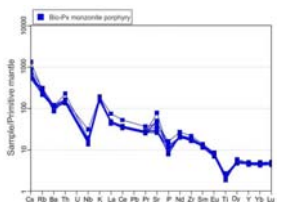
Sample	SC-65	SC-76	SC-109	SC-90	SC-77	SC-64	SC-97-2	SC-92
X	598107	595722	590478	594682	595711	598014	593742	594526
Y	3603885	3602237	3599447	3600294	3602343	3603805	3601357	3600411
Rock type	I	I	I	I	I	I	I	I
Wt. %								
SiO ₂	62.88	63.26	61.48	63.90	61.33	62.36	63.77	63.18
TiO ₂	0.45	0.51	0.58	0.40	0.51	0.53	0.45	0.41
Al ₂ O ₃	14.97	14.10	14.73	14.69	14.99	14.79	14.32	14.43
FeO ^t	5.17	6.0	6.40	4.68	6.11	6.26	5.34	4.77
MnO	0.10	0.11	0.12	0.11	0.21	0.10	0.12	0.11
MgO	1.83	2.07	2.02	1.42	2.82	2.27	2.49	1.47
CaO	3.54	4.49	3.30	2.91	3.05	4.48	2.54	2.82
Na ₂ O	3.15	3.37	3.24	4.30	3.28	3.13	3.48	4.56
K ₂ O	5.62	4.76	5.04	5.03	5.89	4.55	5.02	5.82
P ₂ O ₅	0.21	0.26	0.23	0.17	0.26	0.28	0.18	0.18
LOI	1.23	1.40	1.91	1.90	1.40	1.42	1.63	2.12
Total	99.15	100.33	99.65	99.51	99.85	100.17	99.34	99.87
ppm								
Ba	646	724	594	787	814	715	852	846
Co	10	13	13	7	13	15	9	7
Cs	5	6	11	4	7	4	6	5
Ga	14	15	15	13	15	15	15	15
Hf	6	5	5	6	5	5	5	6
Nb	22	10	12	12	10	10	12	13
Rb	178	137	181	155	199	138	158	198
Sr	632	778	543	634	609	997	635	576
Ta	0.8	0.6	0.8	0.9	0.7	0.7	0.7	0.9
V	14	11	14	13	12	12	13	14
V	109	137	138	86	152	157	111	98
Zr	221	185	205	216	186	177	213	214
Y	21	21	22	22	22	20	22	23
La	31.2	32.5	31.6	33.8	32.0	29.9	32.4	33.7
Ce	62.2	64.1	63.0	66.1	65.4	59.8	65.7	67.4
Pr	7.02	7.30	7.27	7.73	7.52	6.98	7.56	7.83
Nd	27.9	28.7	28.1	29.5	28.5	27.7	27.7	30.7
Sm	5.03	5.46	5.34	5.78	5.97	5.42	5.41	5.91
Eu	1.16	1.37	1.18	1.37	1.41	1.26	1.36	1.42
Gd	4.46	4.90	4.56	4.95	5.05	4.52	4.79	4.94
Tb	0.65	0.69	0.68	0.73	0.72	0.68	0.71	0.73
Dy	3.44	3.90	3.64	3.76	3.97	3.76	4.20	4.35
Ho	0.70	0.75	0.74	0.75	0.78	0.72	0.81	0.80
Er	2.02	2.15	2.36	2.45	2.36	2.13	2.21	2.49
Tm	0.31	0.32	0.34	0.33	0.33	0.30	0.33	0.36
Yb	2.14	2.09	2.41	2.46	2.19	2.16	2.42	2.44
Lu	0.35	0.34	0.36	0.38	0.35	0.35	0.36	0.38
K ₂ O/Na ₂ O	1.78	1.41	1.55	1.17	1.79	1.45	1.44	1.27
Eu/Eu*	0.75	0.81	0.73	0.78	0.79	0.78	0.82	0.80
(La+Yb)/Nb	9.83	10.48	8.84	9.26	9.85	9.33	9.03	9.31
(Ce+Yb)/Nb	7.52	7.93	6.76	6.95	7.72	7.16	7.02	7.15

Sample	HR-80	HR-79	HR-98	HR-88	HR-81	HR-100	HR-101
X	596075	595862	594487	596813	596216	594462	594463
Y	3607479	3607626	3609999	3608138	3607416	3608764	3608720
Rock type	1	1	1	1	1	2	2
Wt. %							
SiO ₂	62.53	62.25	62.01	63.93	61.16	73.95	71.96
TiO ₂	0.53	0.55	0.55	0.47	0.50	0.23	0.23
Al ₂ O ₃	14.12	14.89	14.67	14.43	14.99	14.28	13.91
FeO*	5.84	5.91	5.35	5.01	5.72	1.60	1.49
MnO	0.10	0.14	0.14	0.09	0.09	0.0	0.01
MgO	2.34	2.40	2.11	2.09	2.56	0.24	0.27
CaO	3.94	3.82	4.22	3.36	3.75	0.78	1.31
Na ₂ O	3.26	3.40	2.94	3.04	3.11	0.80	0.54
K ₂ O	5.06	5.19	5.81	5.14	4.92	6.85	8.69
P ₂ O ₅	0.22	0.23	0.35	0.21	0.21	0.05	0.05
LOI	1.75	2.00	2.20	1.87	2.35	1.83	1.73
Total	99.69	100.78	100.35	99.64	99.36	100.61	100.19
ppm							
Ba	779	773	767	788	722	194	216
Co	13	12	12	10	12	2	1
Cs	7	4	5	6	5	7	7
Ga	16	15	16	15	15	11	12
Hf	5	5	6	5	5	6	7
Nb	11	12	14	13	11	19	21
Rb	152	151	185	158	145	293	355
Sr	1062	1062	898	634	1654	320	322
Ta	0.7	0.7	0.8	0.8	0.6	1.5	1.3
Th	12	12	19	14	12	31	31
V	140	129	109	109	139	27	24
Zr	197	199	244	213	185	170	204
Y	20	21	21	22	20	20	20
La	31.5	31.2	51.4	32.9	29.9	39.0	42.1
Ce	63.3	63.1	93.7	64.1	60.0	75.1	78.5
Pr	7.45	7.42	10.08	7.59	7.09	7.47	8.05
Nd	28.6	28.9	36.3	30.1	26.7	24.2	26.2
Sm	5.31	5.34	6.09	5.40	5.27	4.18	4.29
Eu	1.35	1.32	1.44	1.30	1.31	0.51	0.52
Gd	4.78	4.53	4.71	4.67	4.43	3.39	3.48
Tb	0.69	0.69	0.67	0.67	0.66	0.53	0.53
Dy	3.75	3.90	3.52	3.71	3.84	3.14	3.32
Ho	0.75	0.72	0.72	0.69	0.68	0.65	0.66
Er	2.32	2.26	2.12	2.21	2.06	2.07	2.17
Tm	0.33	0.32	0.31	0.31	0.31	0.36	0.34
Yb	2.21	2.27	2.10	2.28	2.08	2.38	2.44
Lu	0.34	0.32	0.32	0.35	0.32	0.38	0.41
Ratio							
K ₂ O/Na ₂ O	1.55	1.52	1.9	1.69	1.58	8.56	16.09
Eu/Eu*	0.81	0.82	0.82	0.79	0.83	0.41	0.41
(La/Yb) _N	9.61	9.27	16.5	9.73	9.69	11.05	11.63
(Ce/Yb) _N	7.41	7.19	11.54	7.27	7.46	8.16	8.32

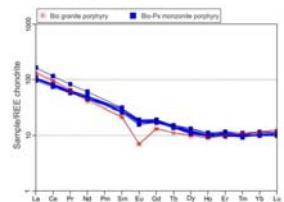
بالای (Ce/Yb)_N نشان‌دهنده این است که ماگما از عمق زیاد (گستره پایداری گزانت) و نرخ ذوب کم (فشار زیاد) ریشه گرفته است (Cotton *et al.*, 1995). با توجه به جدول ۱ مقدار (Ce/Yb)_N توده‌ها کمتر از ۱۱/۵۴ است. نمودار عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده به کدرت توده گرانیتی نیز یک غنی‌شدگی نسبی در عناصر نادر خاکی سبک را نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین با یک ناهنجاری مشخص منفی Eu نشان می‌دهد. به طوری که مقدار *Eu/Eu در حد ۰/۴۱ است. نسبت (La/Yb)_N بین ۱۱/۵ تا ۱۱/۶۳ و نسبت (Ce/Yb)_N بین ۸/۱۶ تا ۸/۳۲ است (جدول ۱ و شکل ۱۰). عناصر لیتوفیل یا شعاع یونی بزرگ (LILE) عناصری ناسازگار و متحرک‌اند. در حالی که عناصر واسطه با شدت میدان بالا (HFSE) و برخی از عناصر متحلی در شرایط دگرگونی و دگرسانی عناصری سازگار و تقریباً نامتحرک‌اند. غلظت عناصر لیتوفیل یا شعاع یونی بزرگ به عنوان تابعی از فاز شاری است. در حالی که غلظت عناصر واسطه با شدت میدان بالا تابعی از شیمی سنگ خاستگاه و فرآیندهای ذوب-تیلور است (Rollinson, 1993). نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و برخی عناصر نادر خاکی نرمالیزه شده نسبت به گوشته اولیه برای توده موزونیتی در شکل ۱۱ نشان داده شده است. غنی‌شدگی از LILE (Ba, Cs, Rb) و عناصر به HFSE (Ta, Ti, Zr) در همه نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه دیده می‌شود (شکل ۱۱). غنی‌شدگی در LILE نسبت به HFSE نشان‌دهنده ماگمای مرتبط با مناطق فرورانش است (Wilson, 1989; Pearce, 1983; Rollinson, 1993). احتمال این که HFSE در فازهایی مانند روتیل

عنصر فرعی و نادر خاکی
بر پایه مقدار عناصر Nb, Ta, Yb و Y دیگرام‌های Pearce و همکاران (۱۹۸۴) موقعیت تکنونیک تشکیل توده بیوتیت-هیروکسن‌موزونیت پورفیری کمرندهای آتشفشانی پهنه فرورانش (VAG) و توده بیوتیت‌گزانت پورفیری پهنه تصادم قراره است. تقسیم‌بندی Keith و Christiansen (۱۹۹۶) برای گرانیتوئیدهای نوع A, M, I, S در همین نمودارها بار دیگر ماهیت A بودن توده موزونیتی و S بودن توده گرانیتی را تأیید می‌کند (شکل ۹).
عناصر نادر خاکی نسبت به سایر عناصر به مقدار کمتری در معرض هوازدهی و آلتراسیون‌های هیپروترمالی قرار می‌گیرد. بنابراین، الگوی فراوانی آنها می‌تواند نشانه‌هایی از منشأهای آذرین سنگ‌ها را اثبات کند (Boynnton, 1985; Rollinson, 1993). نمودار (REE) توده موزونیتی که نسبت به کدرت نرمالیزه شده یک غنی‌شدگی نسبی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) را نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهد که البته HREE نیز یک روند مسطح را آشکار کرده‌اند (شکل ۱۰). این روند غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREE شاخص ماگمای تشکیل شده در پهنه فرورانش است (Wilson, 1989; Pearce, 1983; Gill, 1981). الگوی REE پایین بودن نسبی نسبت (La/Yb)_N (۸/۴ تا ۱۶/۵) در همه نمونه‌ها نیز تشکیل ماگما در عمق کمتر از گستره پایداری گزانت و با کم بودن مقدار این کانی در ناحیه منشأ را اثبات می‌کند. همچنین، نسبت (Ce/Yb)_N می‌تواند نشان‌دهنده عمق و نرخ ذوب سنگ مادر باشد. مقدار اندک این نسبت نشان می‌دهد که ماگما از قسمت‌های بالایی گوشته (عمق کم) با نرخ ذوب زیاد ریشه گرفته است. در مقابل ماگماهایی با نسبت

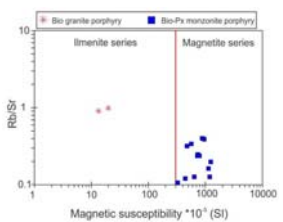




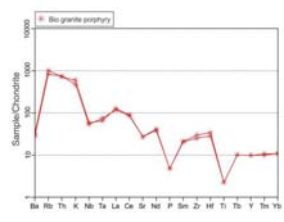
شکل ۱۱- نمودار نرمالیزه شده برخی عناصر فرعی و نادر خاکی توده مونوزیتی نسبت به گوشته اولیه (Sun and Mc Donough, 1989)



شکل ۱۲- نمودار نرمالیزه شده برخی عناصر فرعی و نادر خاکی توده گرانیتی نسبت به کندریت (Boytton, 1985)



شکل ۱۳- نمودار مقدار Rb/Sr در مقابل پذیرفتاری مغناطیسی برای تفکیک گرانیتوئیدهای سری مگنتیت و ایلمنیت در توده‌های نفوذی شمال‌شرقی ناینبد



شکل ۱۴- نمودار نرمالیزه شده برخی عناصر فرعی و نادر خاکی توده گرانیتی نسبت به کندریت (Thompson, 1982)

پتروژن و محیط تشکیل ماگماهای مونوزیتی و گرانیتی

ماگمای بیوتیت-پیروکسن مونوزیت پورفیری

غنی‌شدگی نسبی LREE نسبت به HREE در الگوی نرمالیزه شده به کندریت و غنی‌شدگی LILE نسبت به HFSE در الگوی نرمالیزه شده به گوشته اولیه در توده مونوزیتی نشان‌دهنده تشکیل ماگما در پهنه فرورانش است. این مسأله در نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) تأیید می‌شود. همچنین، بررسی ژئوشیمیایی نشان

می‌دهد که این ماگما ماهیت متال‌آلمینوس و شوشونیتی داشته و به گرانیتوئیدهای نوع I (اکسیدان) متعلق است. مقدار پذیرفتاری مغناطیسی نیز آن را در زمره سری مگنتیت طبقه‌بندی می‌کند.

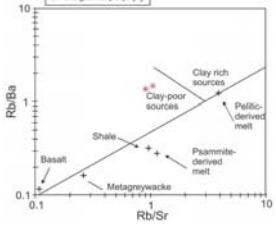
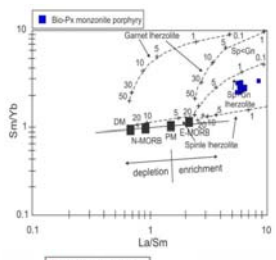
برای بررسی نوع کانی باقی‌مانده در ناحیه منشأ و درجه ذوب بخشی می‌توان از عناصر نادر خاکی استفاده نمود. در این مورد فراوانی عنصر به شدت ناسازگار La و کمتر ناسازگار Sm می‌تواند ترکیب کلی ناحیه منشأ را توضیح دهد. زیرا تمرکز

(Petford and Atherton, 1996; Miller, 1985) در نمودار Rb/Ba در مقابل Rb/Sr (Sylvester, 1998) نمونه‌های توده گرانیتی با داشتن مقدار Rb/Ba بیش از ۱/۵ و Rb/Sr بیش از ۰/۹ در محدوده مذاب مشتق شده از منشأ رسوبات فقیر از رس قرار می‌گیرد (شکل ۱۵). غنی‌شدگی نسبی LREE نسبت به HREE، ناهنجاری بسیار منفی Eu، نسبت پایین (La/Yb)N (۱۱/۰۵ تا ۱۱/۰۳) و (Ce/Yb)N (۸/۱۶ تا ۸/۱۲)، مقدار Sr کمتر از ۲۲۲ گرم در تن و نسبت بالای Rb/Sr (بیش از ۰/۹) نشان می‌دهد که پلازیوکلاز به عنوان کانی باقی‌مانده در ناحیه منشأ حضور داشته است.

شکل ۱۴- تغییرات عناصر نادر خاکی در ماگمای توده بیوتیت-پیروکسن مونوزیت پورفیری بر اساس نمودار La/Sm در مقابل روند گوشته‌ای (mantle array) توسط ترکیب گوشته تپه شده نوع مورب (DM) (McKenzi and ONions, 1991) و گوشته اولیه (PM) (Sun and Mc Donough, 1989) مشخص می‌شود. متخشی‌های ذوب بخشی برای منشأ گوشته‌ای اسپینل‌لرزه‌ای (O₁₀+Op₈₀+Cp₁₀+Sp₁₀) و گوشته تپه شده نوع مورب و (O₁₀+Op₈₀+Cp₁₀+Sp₁₀) با (Aldanmaz et al., 2000) خطوط و اعداد روی منحنی ذوب نشان‌دهنده درجه ذوب بخشی برای یک منشأ گوشته‌ای است. ترکیب E-MORB و N-MORB (Sun and Mc Donough, 1989)

شکل ۱۵- موقعیت توده بیوتیت‌گرانیت پورفیری در نمودار Rb/Ba در مقابل Rb/Sr برای تعیین منشأ گرانیتوئیدهای نوع I (Sylvester, 1998)

ماگمای بیوتیت‌گرانیت پورفیری بررسی‌های ژئوشیمیایی توده بیوتیت‌گرانیت پورفیری نشان می‌دهد که این توده ماهیت اولترابازیک و پراولمینوس به شدت فلیسک دارد و در زمره گرانیتوئیدهای سری S (احیایی) قرار می‌گیرد. پذیرفتاری مغناطیسی آن نیز کمتر از ۳۰×۱۰^{-۲} SI و به سری ایلمنیت متعلق است. در نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴) موقعیت تکنونیک آن پهنه تصادم قاره است. در پهنه تصادم در نتیجه ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای، متابلیت‌ها، متاکریکها و متاآزین‌ها تحت شرایط دی‌هیدراسیون شروع به ذوب شدن کرده و سری‌های مختلفی از ماگماهای پراولمینوس اسیدی-خوداسط را تولید می‌کند



شکل ۱۶- تغییرات عناصر نادر خاکی در ماگمای توده بیوتیت-پیروکسن مونوزیت پورفیری بر اساس نمودار La/Sm در مقابل روند گوشته‌ای (mantle array) توسط ترکیب گوشته تپه شده نوع مورب (DM) (McKenzi and ONions, 1991) و گوشته اولیه (PM) (Sun and Mc Donough, 1989) مشخص می‌شود. متخشی‌های ذوب بخشی برای منشأ گوشته‌ای اسپینل‌لرزه‌ای (O₁₀+Op₈₀+Cp₁₀+Sp₁₀) و گوشته تپه شده نوع مورب و (O₁₀+Op₈₀+Cp₁₀+Sp₁₀) با (Aldanmaz et al., 2000) خطوط و اعداد روی منحنی ذوب نشان‌دهنده درجه ذوب بخشی برای یک منشأ گوشته‌ای است. ترکیب E-MORB و N-MORB (Sun and Mc Donough, 1989)

دیگر مسایل در خور توجه است. پتانسیم بالا در ماگماهای کالک‌آلکان تشکیل شده در پهنه فرورانش نیز می‌تواند به دلایل زیر اتفاق بیفتد: (Gunderson et al., Wyllie and Sekine, 1982) 2000 از سوی دیگر، نسبت Sm/Yb به ترکیب کانی‌شناسی ناحیه منشأ وابسته است. زیرا Yb به شدت در گارنت نسبت به کلیت پیروکسن و یا اسپینل سازگار است. برای پی بردن به ترکیب کانی‌شناسی ناحیه منشأ و درجه ذوب بخشی توده مونوزیتی شمال‌شرق ناینبد از نمودار Sm/Yb در مقابل La/Sm استفاده شده است (شکل ۱۴). ذوب بخشی اسپینل‌لرزه‌ای ماگمایی با نسبت‌های Sm/Yb مشابه با مقدار این نسبت در ناحیه منشأ تولید می‌کند در حالی که میزان نسبت La/Sm و مقدار Sm با افزایش درجه ذوب بخشی کاهش نشان می‌دهد (Aldanmaz et al., 2000). بنابراین، منذاب‌هایی که از ذوب بخشی اسپینل‌لرزه‌ای حاصل می‌شود دارای روند ذوب بخشی مشابه روند گوشته‌ای یا mantle array (خطی که از DM و PM عبور می‌نماید، شکل ۱۴) است. از سوی دیگر، منذاب‌هایی که از ذوب کم تا متوسط گارنت‌لرزه‌ای ایجاد می‌شود دارای نسبت Sm/Yb بسیار بالاتر از این نسبت در منشأ گوشته‌ای خود است. نمونه‌های ماگمای توده مونوزیتی در بین خطوط مربوط به اسپینل‌لرزه‌ای و اسپینل-گارنت‌لرزه‌ای قرار می‌گیرد (شکل ۱۴). این مسأله نشان می‌دهد که منشأ آنها یک گارنت-اسپینل‌لرزه‌ای است که مقدار اسپینل بیش از گارنت بوده است. همچنین، درجه ذوب بخشی بیش از ۰/۱ تا کمتر از ۰/۳ است (شکل ۱۴). وجود اندک گارنت به عنوان کانی باقی‌مانده در منشأ این توده با نسبت پایین (La/Yb)N (۸/۸۴ تا ۱/۶۵) و نسبت (Ce/Yb)N (کمتر از ۱۱/۵۴) در ماگما توجیه‌پذیر است. ماهیت غنی از پتانسیم توده مونوزیتی نیز از

الف- ذوب بخشی گوشته غنی‌شده، ب- آزاد شدن سیالات آبدار حاصل از رسوبات فرورانش به داخل گوشته، واکشش بین سیال (یا مذاب) با پرمیوتیت گوشته یک فلوکوئیت‌پیروکسنیت تولید می‌کند که فقیر از الیون است. ذوب این گوشته هیبرید شده می‌تواند یک مذاب غنی از پتانسیم را تولید کند، ب- مخلوط‌شدگی ماگما و آلودگی پوسته‌ای و ت- هضم‌شدگی پوسته تحتانی در پهنه MASH و یا پهنه‌های داغ (hot zone) اطلاعات عناصر فرعی و نادر خاکی بدون داشتن ایزوتوپ‌های رادوئیک نمی‌تواند نقش ناحیه منشأ و یا آلودگی پوسته‌ای را در بالا بودن مقدار پتانسیم ماگما از یکدیگر تفکیک کند. اما شکی نیست که مقداری از این غنی‌شدگی در ماگمای مونوزیتی شمال‌شرق ناینبد مربوط به آلودگی پوسته است. بالا آمدن ماگما از میان پوسته قاره‌ای ضخیم منجر به آلودگی پوسته‌ای در اثر هضم‌شدگی و فرآیند تبلور بخشی و افزایش مقدار نسبت Rb/Sr و LILE/HFSE و مقدار K₂O و Th می‌شود (Esperanca et al., 1992). بالا بودن مقدار Nb (۱۰ تا ۲۲ گرم در تن) در ماگمای مونوزیتی بررسی شده نقش اختلاط پوسته قاره‌ای در ماگما را روشن‌تر می‌کند.

نتیجه‌گیری

منطقه شمال‌شرق ناینبد در غرب بلوک لوت شامل سنگ‌های گدازه‌های آتشفشانی تراکی‌اندزیتی-لاتیتی و توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق با ترکیب مونوزیت، سینیت و گرانیت است. بررسی‌های ژئوشیمیایی بر روی نمونه‌های دو توده نفوذی بزرگتر منطقه که حداقل آلتراسیون را دارد برای نخستین بار وجود دو ماگمای کاملاً متفاوت را در ناحیه آشکار کرد:

۱- توده بیوتیت-پیروکسن مونوزیت پورفیری: این توده به سن اواخر الیون از نوع متال‌آلمینوس و شوشونیتی و به گرانیتوئیدهای سری مگنتیت (اکسیدان) (پی‌دی‌رفرتاری مغناطیسی بسین SI^{-۲} تا ۳۲۰×۱۰^{-۲} SI^{-۲} تا ۱۲۰۰×۱۰^{-۲} SI^{-۲}) و از نوع I متعلق است. غنی‌شدگی نسبی LREE نسبت به HREE و LILE نسبت به HFSE و نیز مقدار عناصر Rb، Y، Ta، Nb و Yb نشان می‌دهد که موقعیت تکنونیک تشکیل ماگمای آن پهنه فرورانش است. این ماگما از ذوب بخشی گارنت-اسپینل‌لرزه‌ای (مقدار اسپینل بیش از گارنت بوده است) با درجه ذوب بخشی بیش از ۰/۱ تا کمتر از ۰/۳ درصد حاصل شده است و ضمن صعود به بخش‌های فوقانی با پوسته قاره‌ای آلودگی پیدا کرده است. وجود اندک گارنت به عنوان کانی باقی‌مانده در ناحیه منشأ این توده با نسبت پایین (La/Yb)N (۸/۸۴ تا ۱/۶۵) و نسبت (Ce/Yb)N (کمتر از ۱۱/۵۴) در ماگما توجیه‌پذیر است. بالا بودن K₂O، Nb و Th نسبت به دیگر ماگماهای تشکیل شده در پهنه فرورانش اختلاط ماگما با پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد. ماهیت ماگمایی این توده بسیار شبیه به اغلب توده‌های تریسری نیمه شرقی بلوک لوت است.

۲- توده بیوتیت‌گرانیت پورفیری: از نوع پراولمینوس به شدت فلیسک و اولترابازیک و به

سپاسگزاری

این پژوهش با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۲۲۲۵/۲ مورخ ۱۳۹۱/۰۷/۰۴ انجام شده است. از آقایان علیرضا چاچی و مهندس علیرضا عابدی در فراهم نمودن امکانات لازم برای انجام عملیات صحرایی این پروژه کمال تشکر را داریم.

منابع

- Abdi, M. and Karimpour, M. H. (2012) Geology, alteration, mineralization, petrogenesis, dating, geochemistry, and airborne geophysics of Kuh-Shah, SW Birjand. *Journal of Economic Geology* 4: 107-77 (in Persian).
- Aldamraz, E., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 67-95.
- Annen, C., Blundy, J. D. and Sparks, R. S. J. (2006) The Genesis of calcalkaline intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology* 47: 505-539.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M. and Homam, S. M. (2011) Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut block, eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 41: 283-296.
- Avanzinelli, R., Lustrino, M., Mattei, M., Melluso, L. and Conticelli, S. (2009) Potassic and ultrapotassic magmatism in the circum-Tyrrhenian region: Significance of carbonated pelitic vs. pelitic sediment recycling at destructive plate margins. *Lithos* 113: 213-227.
- Azimi, M. A. and Saidi, A. (1975) Explanatory text of the Sechangi. Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 7655, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Bachmann, O. and Bergantz, G. W. (2008) Rhyolites and their source mushes across tectonic settings. *Journal of Petrology* 49: 2277-2285.
- Benito, R., Lo pez-Ruiz, J., Cebria, J. M., Hertogen, J., Doblas, M., Oyarzun, R. and Demaiffe, D. (1999) Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic neogene volcanic rocks of SE Spain. *Lithos* 46: 773-802.
- Bloomer, S. H., Stern, R. J., Fisk, E. and Geschwind, C. H. (1989) Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana arc: 1. Mineralogy and major and trace element characteristics. *Journal of Geophysical Research* 94: 4469-4496.
- Blourian, G. H. and Vahidi, A. (2004) Explanatory text of the jonub-E-Sechangi. Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 7656, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Boynnton, W. V. (1985) Cosmochemistry of the rare earth elements, meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry* (Ed. Henderson, P.) 115-1522. (Developments in geochemistry 2), Elsevier, Amsterdam.
- Chappell, B. and White, A. (2001) Two contrasting granite types. 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 489-499.
- Christiansen, E. H. and Keith, J. D. (1996) Trace-element systematics in silicic magmas: a metallogenic perspective. In: *Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulfide exploration* (Ed. Wyman, D. A.) special publications 12: 115-151. Geological Association, Canada.
- Chung, S. L., Lo, C. H., Lee, T. Y., Zhang, Y., Xie, Y., Li, X., Wang, K. L. and Wang, P. L. (1998) Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting from 40 My ago. *Nature* 394: 769-773.
- Cotton, J., Le, Dez A., Bau, M., Caroff, M., Maury, R. C., Dulski, P., Fourcade, S., Bohn, M. and Brousse, R. (1995) Origin of anomalous rare earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts, evidence from French Polynesia. *Chemical Geology* 119: 115-138.
- Debon, F. and Le Fort, P. (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks

- Martin, H. (1999) The adakitic magmas: modern analogues of Achaean granitoids. *Lithos* 46(3): 411-429.
- McKenzi, D. and O'Nions, R. K. (1991) Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrators. *Journal of Petrology* 32: 1021-1091.
- Middlemost, E. A. K. (1985) Magmas and magmatic rocks. Longman Publication, London.
- Miller, J. M. (1985) Are strongly peraluminous magma derived from polytic sedimentary sources. *Journal of Geology* 93: 673-689.
- Muller, D. and Groves, D. I. (1995) Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization. Springer, Verlag, Berlin.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva, Nantwich.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Petford, N. and Atherton, M. (1996) Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca Batholith, Peru. *Journal of Petrology* 37(6): 1491-1521.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M. and Maury, R. (2001) Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature* 410: 197-200.
- Rapp, R. P., Shimizu, N. and Norman, M. D. (1999) Reaction between slab-derived melt and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology* 160: 335-356.
- Reagan, M. K. and Gill, J. B. (1989) Coexisting calc-alkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanates in arc magma source. *Journal of Geophysical Research* 94: 4619-4633.
- Rollinson, H. (1993) Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation. Harlow, Longman, London.
- Rottura, A., Bargossi, G. M., Caggianelli, A., Del Moro, A., Visona, D. and Tranne, C. A. (1998) Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy. *Lithos* 45: 329-348.
- Ryerson, F. J. and Watson, E. B. (1987) Rutile saturation in magmas: implications for Ti Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 86: 225-239.
- Salati, E., Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Hidarjan Shahri, M. R., Farmer, L. and Stern, C. R. (2012) U-Pb zircon geochronology, geochemistry of Sr-Nd isotopes, and petrogenesis of oxidant granitoids of Keybarkuh (Southwest of Khaf). *Journal of Economic Geology* 4(2): 285-301 (in Persian).
- Sen, C. and Dunn, T. (1994) Dehydration melting of a basaltic composition amphibolites at 1.5 and 2.0 GPa: implications for the origin of adakites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 117: 394-409.
- Sun, S. S. and Mc Donough, W. F. (1989) Chemical and isotopy systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the Ocean: Basins* (Ed. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) special publications 42: 313-345. Geological Society, London.
- Sylvester, P. J. (1998) Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos* 45: 29-44.
- Tarkian, M., Lotfi, M. and Baumann, A. (1983) Tectonic, magmatism and the formation of

- and associations. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 73: 49-135.
- Esperanca, S., Crisci, M., de Rosa, R. and Mazzuli, R. (1992) The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands, Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112: 450-462.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, New York.
- Gunderson, R., Cameron, K. and Cameron, M. (1986) Mid-Cenozoic high-K calc-alkalic and alkali volcanism in eastern Chihuahua, Mexico: geology and geochemistry of the Benavides-Pozos area. *Geological Society of America Bulletin* 97: 737-753.
- Gust, D. A., Arulus, R. A. and Kersting, A. B. (1997) Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. *The Canadian Mineralogist* 35: 347-365.
- Hildreth, W. and Morbath S. (1988) Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions of Mineralogy and Petrology* 98: 455-489.
- Ishihara, S. (1981) Significance of the magnetite-series and ilmenite-series of granitoids in mineral exploration. 5th IAGOD Symposium, Tokyo, Japan.
- Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Moradi, M., Farmer, L. and Stern, C. R. (2013) Geology, mineralization, geochemistry, geochronology, and Rb/Sr and Sm/Nd isotopes of mineralization-related intrusive rocks of Kalath-Ahani area, south of Gonabad. *Journal of Economic Geology* 5: 267-290 (in Persian).
- Karimpour, M. H., Malekzadeh Shafaroudi, A., Stern, C. R. and Farmer, L. (2012) Petrogenesis of granitoids, U-Pb zircon geochronology, Sr-Nd isotopic characteristic, and important occurrence of Tertiary mineralization within the Lut Block, eastern Iran. *Journal of Economic Geology* 4: 1-27 (in Persian).
- Karimpour, M. H., Moradi, M. and Salati, E. (2011) Geology and geochemistry of intrusive rocks in east of Najmabad (Gonabad). *Journal of Advanced Applied Geology* 1(1): 1-10 (in Persian).
- Kluyver, H. M., Griffis, R. and Alavi, M. (1981) Explanatory text of the Nayband. Geological Quadrangle Map 1:250000, No. J8, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Kluyver, H. M., Tirrul, R., Chance, P. N., Johns, G. W. and Meixner, H. M. (1978) Explanatory text of the Naybandan. Geological Quadrangle Map 1:250000, No. J8, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Lotfi, M. (1982) Geological and geochemical investigations on the volcanogenic Cu, Pb, Zn, Sb ore-mineralizations in the Shurab-GaleChah and northwest of Khur (Lut, east of Iran). PhD thesis, der Naturwissenschaften der Universität Hamburg, Hamburg, Germany.
- Malekzadeh Shafaroudi, A. (2009) Geology, mineralization, alteration, geochemistry, microthermometry, radiogenic isotopes, petrogenesis of intrusive rocks and determination of source of mineralization in Mahabad and Khopik prospect areas, South Khorasan province. PhD Thesis, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran.
- Malekzadeh Shafaroudi, A., Karimpour, M. H. and Stern, C. R. (2012) Zircon U-Pb dating of Mahabad porphyry copper-gold prospect area: evidence for a late Eocene porphyry-related metallogenic epoch in east of Iran. *Journal of Economic Geology* 3: 41-60 (in Persian).
- Mamani, M., Worner, G. and Thouret, J. C. (2008) Tracing a major crustal domain boundary based on the geochemistry of minor volcanic centers in southern Peru. 7th International Symposium on Andean Geodynamics, Nice, Chile.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.

- mineral deposits in the central Lut, east Iran. Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran 51: 357-383.
- Thompson, R. N. (1982) British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 49-107.
- Villasca, C., Barbero, L. and Herreros, V. (1998) A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 89: 113-119.
- Walker, J. A., Patino, L. C., Carr, M. J. and Feigenson, M. D. (2001) Slab control over HFSE depletions in central Nicaragua. *Earth and Planetary Science Letters* 192: 533-543.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London.
- Wu, F. Y., Jahn, B. M., Wilde, S. A., Lo, C. H., Yui, T. F., Lin, Q., Ge, W. C. and Sun, D. Y. (2003) Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos* 66: 241-273.
- Wyllie, P. J. and Sekine, T. (1982) The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridisation. *Contributions of Mineralogy and Petrology* 79: 375-380.
- Wymam, D. A. and Kerrich, R. (1993) Archean shoshonitic lamprophyres of the abitibi subprovince, Canada: petrogenesis, age and tectonic setting. *Journal of Petrology* 34: 1067-1109.
- Zhang, M., Suddaby, P., Thompson, R. N., Thirlwall, M. F. and Menzies, M. A. (1995) Potassic volcanic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis. *Journal of Petrology* 36: 1275-1303.

Petrography and petrogenesis of intrusive rocks in the northeast of Nayband, East of Iran

Azadeh Malekzadeh Shafaroudi *, Mohammad Hassan Karimpour and Akbar Esfandiarpour

Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Abstract

The study area is located 50 km northeast of Nayband in the easternmost part of Yazd province. The area is a portion of the Tertiary volcanic-plutonic rocks in the west of the Lut block. The geology of the region includes latitic to trachyandesitic lavas, which are intruded by subvolcanic rocks with monzonitic, syenitic and granitic compositions. The texture of all the intrusive rocks is porphyric to glomeroporphy. Plagioclase, K-feldspar, biotite and quartz are the main minerals of biotite quartz monzonite porphyry, biotite syenite porphyry and biotite granite porphyry. Clinopyroxene, besides these minerals is present in biotite-pyroxene monzonite porphyry. Based on geochemical studies, the biotite-pyroxene monzonite porphyry shows metaluminous and shoshonitic nature. This rock belongs to the magnetite series (oxidized) granitoid and is allocated to I-type. The relative enrichment of LREE versus HREE and enrichment of LILE and HFSE impoverishment indicate magma formed in subduction zone. The magma exhibits low degree of partial melting (>0.1 to <3) from a garnet-spinel lherzolite source, which is contaminated by continental crust. The biotite granite porphyry is peraluminous and ultrapotassic. The rock belongs to ilmenite series (reduced) granitoid and is related to S-type. Based on Nb, Yb, Rb, Y and Ta contents, the magma formed in syn-collisional tectonic setting. The granitic magma is generated by partial melting of continental crust and clay-poor sediments source. The relative enrichment of LREE and depletion of HREE, highly negative Eu anomaly and low ratios of (La/Yb)_N and (Ce/Yb)_N can be attributed to the presence of residual plagioclase in the source area. The intrusion of this rock into the monzonitic unit indicates a collision occurred after the Eocene in the west of Lut block in which access to accurate geochronological and radiogenic isotopes data is required.

Key words: Petrogenesis, I- and S-type granitoids, Subvolcanic rocks, Nayband, Lut block

* shafaroudi@um.ac.ir

Studies of magmatic evolution and petrogenesis of the granitoid bodies of Yazd

Javad Ghanei Ardakani^{1,2*}, Hossein Mehdizadeh Shabri¹, Ali Darvishzadah³ and Mohammad Ali Mackizadeh⁴

¹ Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

² Department of Geology, University of Payame Noor, 19395-4697, Tehran, Iran

³ Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Lahijan Branch, Lahijan, Iran

⁴ Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The granitoid bodies of Yazd belonging to the Oligo-Miocene in age located in the central part of Urumiaeh-Dokhtar volcanic belt. These bodies intruded into the Cretaceous limestone of the Taft formation and pyroclastic rocks of the Eocene. These rocks generally show granular texture; and porphyroid, granophyric, graphic, perthite, myrmekitic and anti-rapakivi textures are occasionally identified. On the basis of field observations and petrographic and geochemical studies, the Yazd intrusive bodies fall within the range of alkali-granite to tonalite in composition and belong to high temperature I-type (Cordilleran) ACG, VAG, Post-COLG and HSS groups. Various geochemical diagrams show the enrichment of LILE, LREE and depletion of HREE and HSF. These are the characteristics of calc-alkaline magma developed in subduction regime of active continental margin (ACM). Therefore, it is suggested that the magma was generated from the subducted oceanic crust (Neothety) and evolved mantle wedge above it. The magma was generated at the base of crust owing to crust melting and subsequent differential crystallization, assimilation and contaminations (AFC), all are involved in magmatic evolution. Proposed geotectonic model of the area could be similar to the central Andes model, in which magma generated by polygenic and polystages phenomena.

Key words: I-Type Granite, Subduction andian model, Yazd Granitoid, Urumiaeh-Dokhtar

* ghaneijavad@pnu.ac.ir, ghanei@shahroodut.ac.ir

Petrography, Mineralogy and Mineralchemistry of Ochestan contact metamorphic rocks (South of Mahallat)

Seyed Mohsen Tabatabaei Manesh *, Zari Eslami and Morteza Sharifi

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

Abstract

The skarns of the Ochestan area are located in the Sanandaj- Sirjan zone, about 60 Km south of Mahallat. The rock complex in this area consist of intrusive bodies and metamorphic rock such as: schist, phyllite, slate, hornfels, amphibolite and metavolcanic. The injection of magma in the Cretaceous-Paleocene with syenogranite and monzogranite composition into the Paleozoic limestone and dolomite led to formation of skarn and marble. Clinopyroxene (diopside), olivine (forsterite), tremolite, talc, serpentine, phlogopite, margarite, wollastonite, opaque minerals, calcite and quartz are observed minerals in contact metamorphism rocks. According to the mineralogical studies, the Ochestan skarns are exoskam-type and the presence of minerals such as: forsterite, diopside, tremolite, antigorite and phlogopite show that the host rock is dolomitic in the study area. These skarns show zoning of intrusive body into the host rock: wollastonite skarn, pyroxene skarn, forsterite- serpentine marbles, mica marbles, tremolite- talc marbles, calcite and dolomite marbles.

Key words: Clinopyroxene, Forsterite, Serpentine, Wollastonite, Skarn, Ochestan, Sanandaj-Sirjan

* tabatabaei@cc.iut.ac.ir

Geochemistry and tectonic setting of Halab Mafic Gabbroic body (West of Zanjan)

Mojgan Salavati * and Reza Rezapour

Departement of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Lahijan Branch, Lahijan, Iran

Abstract

In the west of Zanjan, east of Halab, Gabbroic bodies with tholeiitic nature injected into the Eocene rocks. The main minerals are plagioclase, pyroxene ± olivine and epidots, chlorite, termolite-actinolite and the opaque minerals are accessory minerals. The rocks studied have SiO₂: 45.1-47 wt% and are classified as gabbro. The normalized trace element patterns show enrichment in LREE and depletion in HREE. The positive anomalies of K, Th, Rb and the negative anomalies of HFSE (Zr, Nb and Ti) indicate the rocks contamination with continental crust. On the tectonic setting diagrams the studied rocks are plotted in the continental intraplate field. Based on all these data, it seems that, the studied gabbroic rocks are formed by the initial stages of the magmatism related to an Eocene pull apart basin and formed due to partial melting of upper asthenosphere risen under continental lithosphere and contaminated with crustal rocks during the Eocene.

Key words: Gabbro, Suprasubduction, Magma contamination, Continental lithosphere, Intra-continental rift, Halab, Zanjan

* salavati@liau.ac.ir

Different geodynamic settings for Sistan suture zone ophiolitic units: discussion of textural evidences and mineral chemistry of crustal sequence ultramafic-mafic associations

Morteza Delavari *

Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

Abstract

Sistan suture zone ophiolitic rocks are remnants of Tethyan oceanic lithosphere between Lut and Afghan continental blocks. This oceanic basin has been existed at least during the Cretaceous. Mineral chemistry from crustal sequence ultramafic-mafic associations and petrographical evidences from parts of these ophiolitic complexes (the ophiolitic rocks located between the south of Birjand and Teheh Kureh ophiolites) suggest distinct geodynamic setting for the formation of oceanic lithosphere. Plutonic rocks from crustal sequence mainly include ultramafic cumulates (dunite and pyroxenite), cumulate gabbro, gabbro and isotropic gabbro. The crystallization trend in these rocks is variable including earlier crystallization of pyroxene relative to plagioclase and vice versa which implies SSZ (supra-subduction zone) and MORB (Mid-Oceanic Ridge Basalt) - type trends, respectively. The composition of plagioclase in cumulate gabbros and gabbro is bytownite and anorthite, respectively. Moreover, the contents of compatible and incompatible elements of clinopyroxene and orthopyroxene in ultramafic cumulates, cumulate gabbros and gabbro represent significant differences. The chemical composition of these minerals and crystallization trends indicate that pyroxenites-gabbro and troctolite-cumulate gabbros-isotropic gabbros have been formed from two different magma series with SSZ and MORB affinities, respectively. In the study area, it seems that the MORB-type magmatism resulted from partial melting beneath mid ocean ridge produced a depleted mantle. Subsequently, consequence of intra-oceanic subduction the MORB mantle has been suffered higher depletion due to fluid-induced melting in supra subduction zone setting and produced SSZ-type magmatism.

Key words: Ultramafic-mafic rocks, Geodynamic setting, Ophiolite, Sistan suture zone, East of Iran

* delavari@khu.ac.ir

Petrology of Toveireh alkaline basalt an evidence of within-plate Oligocene volcanism in the northwest of Central-East Iranian Microcontinent, southwest of Jandaq

Samineh Rajabi and Ghodrat Torabi *

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

Abstract

In the northwest of the Central-East Iranian Microcontinent (CEIM), southwest of Jandaq, the Toveireh Oligocene alkaline basalt with NW-SE to W-E trend is outcropped. This alkaline basalt with porphyritic, poikilitic and microlithic porphyritic textures have olivine (chrysolite), clinopyroxene (diopside and augite), plagioclase (labradorite) and spinel as primary minerals and titanomagnetite, serpentine and zeolite as secondary phases. The rock in question is enriched in alkalis (Na₂O+K₂O), TiO₂, LILE (Cs, Rb and Ba), HFSE (Ti, Nb, Hf and Zr) with high ratio of LREE/HREE (Light Rare Earth Elements/Heavy Rare Earth Element) (La/Yb=9.64-12.68). The chemical composition of these rocks indicates that the primary magma of the Toveireh alkaline basalt is produced by partial melting of carbonated garnet lherzolite of asthenospheric mantle. The geological situation of the study area suggests that the subduction of oceanic crust along the Great Kavir Fault from the Triassic to the Eocene caused carbonate metasomatism and mantle enrichment. The presence of abundant xenoliths, xenocrysts and the reaction textures show fast magma rising. The activity of Great Kavir and the Toveireh faults in an extensional system in the NW of CEIM can be accounted for the Oligocene alkaline magmatism.

Key words: Alkaline basalt, Oligocene, Xenocryst, Jandaq, Central-East Iranian Microcontinent

* torabighodrat@sci.ui.ac.ir

Dating of age, genesis and tectonic setting of intrusive bodies in south of Sabzevar

Maliheh Ghoorchi Rooiki, Mohammad Hassan Karimpour
and Khosrow Ebrahimi Nasrabadi *

Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

Abstract

In this study, we investigate the geochemical evolution and the age of intrusive rocks from central part of the magmatic arc of the northeastern Iran in the south of Sabzevar (Khorasan Razavi province). The geochemical evidences point to magmatism related to volcanic arc and subduction zone. The intrusive rocks vary in composition from granite to diorite and gabbro. Based on mineralogy and the high values of magnetic susceptibility [$>400 \times 10^{-5}$ SI], the intrusive rocks are classified as magnetite-series of oxidized I-type granitoid. Chemically, they are meta to per-aluminous, enriched in LILE (K, Th and Rb) and depleted in HFSE (Nb, P and Ti) and belong to tholeiitic series. Low (La/Yb)_N, low Sr/Y ratios and the negative anomaly of Eu indicate a classic island arc type magmatism. Trace elements behavior in acidic and intermediate intrusive rocks show nearly flat pattern (La/Sm_{Pm}=0.97-2.57) and lie outside the garnet stability field. Thus, the source rocks should not be eclogite or garnet amphibolite. The geochemical signature of rare and trace elements suggests derivation from melting under relatively low pressure condition (shallow depth). The results of U-Pb zircon dating of the studied are 97-100 Ma (mid-Cretaceous time). The initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios and the initial εNd are 0.7049 and +4.54, respectively.

Key words: Cretaceous, Granitoid mass, Magmatic arc, Sabzevar, Central Iran

* khebrahimi@um.ac.ir

Content

- ◆ **Dating of age, genesis and tectonic setting of intrusive bodies in south of Sabzevar** 1
Maliheh Ghoorchi Rooki, Mohammad Hassan Karimpour and Khosrow Ebrahimi Nasrabadi
- ◆ **Petrology of Toveireh alkaline basalt an evidence of within-plate Oligocene volcanism in the northwest of Central-East Iranian Microcontinent, southwest of Jandaq** 2
Samineh Rajabi and Ghodrat Torabi
- ◆ **Different geodynamic settings for Sistan suture zone ophiolitic units: discussion of textural evidences and mineral chemistry of crustal sequence ultramafic-mafic associations** 3
Morteza Delavari
- ◆ **Geochemistray and tectonic setting of Halab Mafic Gabbroic body (West of Zanjan)** 4
Mojgan Salavati and Reza Rezapour
- ◆ **Petrography, Mineralogy and Mineralchemistry of Ochestan contact metamorphic rocks (South of Mahallat)** 5
Seyed Mohsen Tabatabaei Manesh, Zari Eslami and Morteza Sharifi
- ◆ **Studies of magmatic evolution and petrogenesis of the granitoid bodies of Yazd** 6
Javad Ghaneif Ardakanei, Hossein Mehdizadeh Shahri, Ali Darvishzadah and Mohammad Ali Mackizadeh
- ◆ **Petrography and petrogenesis of intrusive rocks in the northeast of Nayband, East of Iran** 7
Azadeh Malekzadeh Shafaroudi, Mohammad Hassan Karimpour and Akbar Esfandiarpour

Referees committee (4th Year, No. 16, Winter 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. Ahmad Ahmadi Khalaji	Lorestan University
Dr. Hamid Ahmadipour	Shahid Bahonar University
Dr. Mohsen Arvin	Shahid Bahonar University
Dr. Abbas Asiabandha Rezaei	Imam Khomeini International University
Dr. Mohammadreza Iran nejadi	Isfahan University of Technology
Dr. Mahmoud Khalili	University of Isfahan
Dr. Mahnaz Khodami	Islamic Azad University, Mahallat Branch
Dr. Mahin Mansouri Esfahani	Isfahan University of Technology
Dr. Mohsen Moazzen	University of Tabriz
Dr. Moussa Kalimi Noghreyan	University of Isfahan
Dr. Adel Saki	Shahid Chamran University of Ahvaz
Dr. Mojgan Salavati	Islamic Azad University, Lahijan Branch
Dr. Ali Asghar Sepahi Gerow	Bu-Ali Sina University
Dr. Nahid Shabani Boroujeni	University of Shahrekord
Dr. Shahrzad Sherafat	Payame Noor University
Dr. Batoul Taghipour	University of Shiraz
Dr. Zahara Tahmasbi	Lorestan University
Dr. Ashraf Torkian	Bu-Ali Sina University
Dr. Babak Vahabi Moghadam	Islamic Azad University, Khorasgan Branch
Dr. Hossein Zarrinkoub	University of Birjand

Petrology (Scientific Research Journal)

4th Year, No. 16, Winter 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 Darvishzadeh	Professor-Islamic Azad University, Lahijan Branch
Dr. Daryoush Esmaeili	Professor-University of Tehran
Dr. Mahmoud Khalili	Professor-University of Isfahan
Dr. Hossein Mahdizadeh 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 Gerow	Professor-Bu-Ali Sina University

Executive and Manuscript Manager: Fariba Hadian

Scientific English Editor: Dr. Mahmoud Khalili

Professional Layout Designer: Afsaneh Safari Mirghaleh

Professional Editor: Afsaneh Safari Mirghaleh

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 Mashhad."

Petrology is indexed and listed in these Databases:

IJP electronic database	http://uijs.ui.ac.ir/ijp
EBSCOhost databases	http://www.ebscohost.com
DOAJ: Directory of Open Access Journals	http://www.doaj.org
Index Copernicus (IC Journal Master List)	http://journals.indexcopernicus.com
ISC: Islamic World Science Citation center	http://www.isc.gov.ir
Magiran: Journals database	http://www.magiran.com
SID: Scientific Information Database	http://www.sid.ir
Ulrichsweb: global serials directory	http://ulrichsweb.serialssolutions.com

Publication and Lithography: University of Isfahan Publications

Publisher: University of Isfahan

Published in: Spring 2014

Petrology

4th Year, No. 16, Winter 2013

**Published by
University of Isfahan Research Center**