

ژئوشیمی و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های بازالتی پلیو-کواترنری جنوب شرق نهبندان، خاور ایران

محمدرضا قاسمپور*، حبیب بیابانگرد، محمد بومری، علی اصغر مریدی

زاهدان، دانشگاه سیستان و بلوچستان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

(دریافت مقاله: ۸۸/۱۲/۱، نسخه نهایی: ۸۹/۴/۱۳)

چکیده: فوران‌های آتشفشانی با سن پلیو کواترنری در جنوب شرق نهبندان در بردارنده‌ی سنگ‌های بازی هستند، که روی نهشته‌های فلیشی کرتاسه پسین و ته نشست‌های آبرفتی جوان قرار گرفته‌اند. از نظر سنگ‌نگاشتی این سنگ‌ها بازالت، آندزیت بازالت و آندزیت هستند. این گدازه‌ها دارای بافت‌های پورفیری، ریز بلوری-پورفیری، تراکیتی و پورفیری خوشه‌ای هستند. این سنگ‌ها دارای درشت بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (اوژیت)، اولیوین و آمفیبول (هورنبلند) و نیز پلاژیوکلاز-کلینوپیروکسن‌های ریز بلور در خمیره هستند. از نظر ژئوشیمیایی این سنگ‌ها آهکی-قلیایی و دارای ۴۷/۸ تا ۵۷ درصد وزنی SiO_2 و در حدود ۱۷ درصد وزنی Al_2O_3 هستند. در نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت، این سنگ‌ها نشانی از غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و تهی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) دارند. این سنگ‌ها در نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه، عناصر Zr، Ti، P، Nb و دارای بی‌هنجاری منفی ولی عناصر Sr، Ba، K، Pb و بی‌هنجاری مثبت نشان می‌دهند. این ویژگی‌های شیمیایی گدازه‌های پلیو کواترنری نهبندان همراه با بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE و LREE/HREE نشان می‌دهد که در یک محیط فرورانش حاصل شده‌اند. نسبت Zr/Y در این سنگ‌ها مشابه گدازه‌های قوس قاره‌ای است. بر اساس نمودارهای جدایشی زمین‌ساختی-ماگمایی گدازه‌های پلیو کواترنری نهبندان در یک محیط حاشیه‌ی فعال قاره‌ای شکل گرفته‌اند.

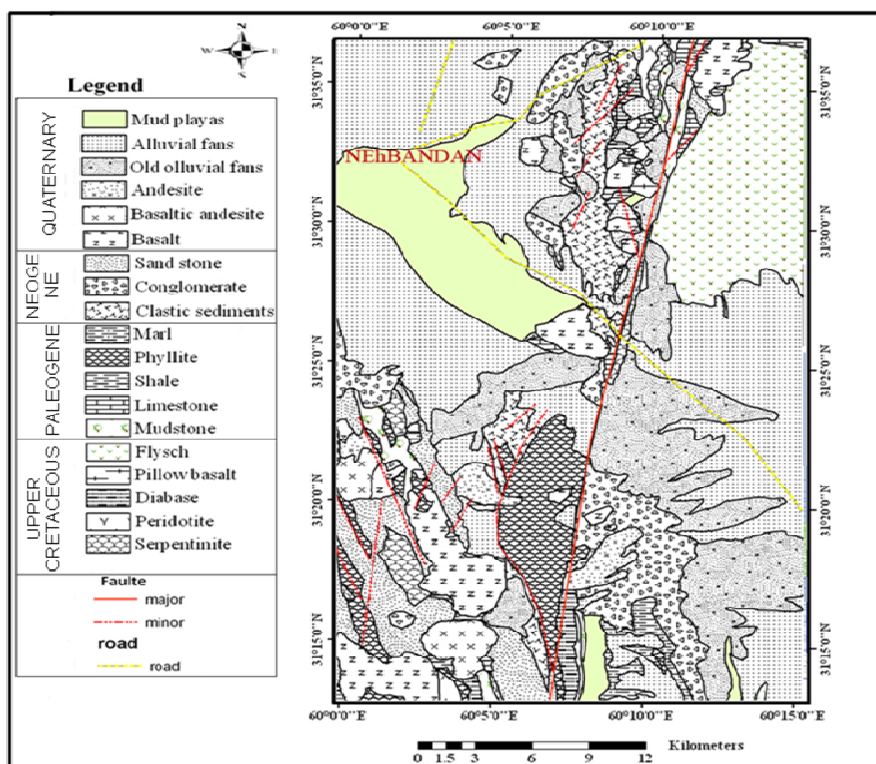
واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، نهبندان، فرورانش، گدازه‌های بازالتی، ایران.

مقدمه

معرفی شده‌اند. این سنگ‌ها بر روی واحدهای سنگی قدیمی‌تر قرار گرفته‌اند و سن آن‌ها را به پلیوکواترنر نسبت می‌دهند [۱]. این گستره بخشی از زون فلیش خاوری ایران است [۲] که در بخش شمالی پهنه‌ی جوش خورده‌ی سیستان واقع شده است [۳]. هدف از این پژوهش، سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و شرایط تشکیل سنگ‌های بازالتی پلیو کواترنری جنوب شرق نهبندان و محیط زمین‌ساختی تشکیل آن‌هاست.

منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی طول جغرافیایی $60^{\circ}00'$ تا $60^{\circ}15'$ خاوری و عرض جغرافیایی $31^{\circ}14'$ تا $31^{\circ}36'$ شمالی و در فاصله‌ی ۸ کیلومتری جنوب خاوری شهرستان نهبندان و ۲۳۰ کیلومتری شمال زاهدان قرار گرفته است (شکل ۱). این گستره جزئی از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهار گوش زابل و ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوش نهبندان است که در نقشه‌های یاد شده این سنگ‌ها آندزی بازالت

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۲۴۳۴۱۱۷، نمابر: ۲۴۴۶۵۶۵ (۰۵۴۱)، پست الکترونیکی: ghasempour_1984@yahoo.com



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی (نقل از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ زایل با تغییرات).

روش بررسی

پس از جمع‌آوری اطلاعات موجود از منطقه، بررسی مقدماتی از کل منطقه آغاز و تعیین مسیرهای پیمایش و نمونه‌برداری انجام شد و تعداد ۱۷۰ نمونه که معرف کل منطقه‌اند انتخاب شدند. سپس مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه و بررسی شدند. پس از بررسی‌های سنگ‌شناختی تعداد ۱۲ نمونه از سنگ‌های سالم و کمتر دگرسان شده انتخاب و به روش‌های ICP-MS و ICP-AES به شرکت ALS Chemex کانادا ارسال و تجزیه شدند (جدول ۱).

زمین‌شناسی عمومی گستره‌ی مورد بررسی

زون فلش خاور ایران در بخش خاوری زون لوت-بزمان واقع شده است که از جنوب به زون مکران محدود می‌شود و به سمت شمال تا گناباد ادامه دارد. این زون حدود ۸۰۰ کیلومتر طول و ۲۰۰ کیلومتر عرض دارد و دارای روند شمالی-جنوبی است. سنگ‌های این پهنه شامل دو مجموعه‌ی افیولیتی، رتوک در باختر و نه [مجموعه] در خاور و یک مجموعه‌ی رسوبی (سفیدابه) را تشکیل می‌دهند [۳]. زمین‌شناسان زیادی به وجود فروانش در شرق ایران اشاره کرده‌اند از جمله [۳-۵]، بر اساس هر یک از این مدل‌های ارائه شده، جهت فروانش متفاوت بوده است. براساس مدل [۳] جدایش بلوک لوت از

افغان را به کرتاسه بالایی (سنومانین) نسبت می‌دهند و در این مدل ژئودینامیکی حوضه‌ی ریفتی شرق ایران، قبل از کامپاین به شکل تکاملی خود می‌رسد. سرآغاز عمل فروانش و بسته شدن آن را در غرب بلوک افغان به کامپاین نسبت می‌دهند. اگرچه حجم زیاد سنگ‌های آهکی-قلیایی پالئوژن در شمال و شرق بلوک لوت موجب شد که فروانش به سمت باختر (به زیر بلوک لوت) صورت گرفته، اما آن‌ها براساس رانش ساخت‌ها شیب فروانش را به سمت شمال خاور (بلوک افغان) در نظر می‌گیرند. بر اساس مدل [۴] گدازه‌هایی با ترکیب آهکی-قلیایی در این حوضه محصول عمل فروانش‌اند، که در جزایر قوسی به وجود آمده‌اند. در ماستریشین عمل فروانش به سمت غرب حوضه‌ی تغییر مکان است و پس از بسته شدن، آثار آن را تحت عنوان مجموعه "نه" معرفی کرده‌اند [۴]. سپس در پالئوسن و ائوسن زیرین در اثر ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فروانش شده، ماگمای آهکی-قلیایی تشکیل شد، و سپس پس از برخورد مجموعه نه با بلوک لوت، عمل فروانش در پالئوژن خاتمه می‌یابد. از طرف دیگر به خاطر وجود آتشفشان‌های سنوزوئیک در بخش خاوری و شمال بلوک لوت جهت فروانش را به سمت باختر (زیر بلوک لوت) در نظر می‌گیرد [۵].

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی (برحسب درصد وزنی) به روش ICP AES و عناصر فرعی (برحسب ppm) به روش ICP-MS.

Sample	DN2	RM	SG1	SG4	SG8	SG19	SG20	SH7	SH10	SS5	SS8	TG27
SiO ₂	۵۰٫۹	۵۳٫۳	۴۷٫۸	۵۲٫۶	۴۹٫۱	۴۷٫۹	۵۰٫۰	۵۴٫۹	۵۵٫۵	۵۷٫۰	۵۵٫۳	۵۳٫۷
Al ₂ O ₃	۱۵٫۱۰	۱۵٫۸۵	۱۰٫۸۵	۱۳٫۶۰	۱۵٫۰۵	۱۳٫۰۰	۱۳٫۸۰	۱۵٫۸۵	۱۵٫۹۰	۱۵٫۸۰	۱۶٫۱۰	۱۴٫۴۵
Fe ₂ O ₃	۸٫۰۸	۶٫۶۰	۹٫۱۶	۷٫۹۷	۷٫۸۶	۷٫۹۲	۸٫۵۹	۶٫۲۱	۶٫۳۰	۵٫۷۲	۶٫۷۹	۷٫۷۲
CaO	۹٫۳۰	۹٫۱۲	۸٫۱۹	۸٫۷۶	۹٫۵۴	۹٫۸۶	۸٫۸۳	۷٫۰۶	۷٫۴۷	۶٫۵۱	۷٫۱۷	۸٫۱۱
MgO	۴٫۵۶	۳٫۴۲	۱۵٫۷۰	۶٫۷۱	۴٫۸۹	۷٫۵۵	۱۳٫۱۰	۳٫۴۵	۳٫۵۹	۳٫۰۰	۳٫۰۷	۵٫۲۵
Na ₂ O	۴٫۷۶	۵٫۳۳	۲٫۰۴	۲٫۶۲	۴٫۷۴	۳٫۷۵	۲٫۹۶	۵٫۳۷	۵٫۶۶	۵٫۸۵	۵٫۳۲	۴٫۲۸
K ₂ O	۱٫۳۶	۱٫۲۴	۲٫۰۳	۲٫۴۹	۱٫۶۴	۲٫۰۷	۱٫۲۲	۱٫۴۶	۱٫۵۴	۱٫۵۴	۱٫۶۰	۱٫۴۰
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۱۹	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۱۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
TiO ₂	۱٫۸۴	۱٫۶۲	۰٫۶۲	۰٫۶۷	۱٫۸۲	۱٫۰۲	۰٫۷۵	۱٫۶۴	۱٫۷۱	۱٫۵۴	۱٫۶۸	۱٫۷۸
MnO	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۱۳
P ₂ O ₅	۱٫۰۸	۱٫۰۲	۰٫۲۸	۰٫۳۲	۱٫۲۰	۰٫۷۰	۰٫۲۴	۰٫۸۹	۰٫۹۳	۱٫۰۵	۰٫۹۱	۰٫۸۷
SrO	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۲۲	۰٫۱۶	۰٫۰۶	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۸
BaO	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۱۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵
LOI	۰٫۸۰	۲٫۲۹	۱٫۳۲	۲٫۱۰	۲٫۸۰	۳٫۸۸	۰٫۳۰	۱٫۱۹	۱٫۸۰	۰٫۳۰	۲٫۰۰	۱٫۵۹
Total	۹۸٫۱	۱۰۰٫۰	۹۸٫۵	۹۸٫۲	۹۹٫۱	۹۸٫۱	۱۰۰٫۰	۹۸٫۳	۱۰۰٫۵	۹۸٫۶	۱۰۰٫۵	۹۹٫۵
Ag	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Ba	۴۷۱	۷۰۷	۶۴۷	۷۵۴	۶۲۳	۱۳۴۵	۴۲۷	۳۸۹	۴۱۸	۴۲۳	۳۹۵	۳۹۷
Ce	۱۲۲٫۵	۱۱۷٫۵	۴۱٫۹	۴۳٫۴	۱۴۴٫۰	۱۵۶٫۰	۴۲٫۲	۹۷٫۴	۹۶٫۸	۹۵٫۳	۹۶٫۰	۹۸٫۳
Co	۲۵٫۴	۱۹٫۸	۵۴٫۴	۲۷٫۵	۲۵٫۷	۳۱٫۳	۴۸٫۵	۲۰٫۷	۲۰٫۵	۱۸٫۵	۲۲٫۳	۳۱٫۲
Cr	۱۱۰	۹۰	۱۳۷۰	۳۴۰	۹۰	۲۷۰	۹۶۰	۶۰	۵۰	۷۰	۵۰	۱۷۰
Cs	۰٫۷۸	۰٫۹۲	۱٫۲۶	۰٫۴۱	۱٫۰۱	۲٫۶۲	۰٫۹۲	۰٫۵۶	۰٫۹۰	۰٫۵۵	۲٫۰۴	۴٫۱۷
Cu	۸۸۶	۱۰۸	۸۴	۹۵	۶۹	۱۰۹	۶۶	۵۰	۳۹	۸۹	۴۹	۱۳۶
Dy	۴٫۴۳	۳٫۷۰	۲٫۹۸	۳٫۳۰	۴٫۱۹	۵٫۷۴	۳٫۰۸	۳٫۵۶	۳٫۴۲	۳٫۲۹	۳٫۴۵	۴٫۳۱
Er	۲٫۰۶	۱٫۶۰	۱٫۷۹	۲٫۰۲	۱٫۹۱	۲٫۵۸	۱٫۷۵	۱٫۶۷	۱٫۶۳	۱٫۵۴	۱٫۶۲	۲٫۲۶
Eu	۲٫۴۳	۲٫۱۶	۱٫۱۵	۱٫۱۴	۲٫۵۸	۳٫۳۴	۱٫۲۵	۲٫۰۹	۲٫۰۸	۲٫۰۳	۲٫۰۶	۲٫۱۸
Ga	۲۰٫۳	۲۰٫۵	۱۲٫۴	۱۴٫۷	۲۱٫۰	۱۹٫۰	۱۶٫۰	۲۱٫۰	۲۱٫۰	۲۰٫۸	۲۰٫۸	۱۹٫۸
Gd	۷٫۶۸	۶٫۹۷	۳٫۹۱	۴٫۲۲	۸٫۳۹	۱۰٫۸۰	۳٫۸۷	۶٫۱۰	۵٫۹۲	۶٫۰۰	۵٫۹۶	۶٫۴۳
Hf	۵٫۲	۵٫۲	۲٫۰	۲٫۲	۵٫۳	۵٫۷	۲٫۳	۵٫۱	۴٫۹	۵٫۴	۵٫۰	۵٫۱
Ho	۰٫۷۴	۰٫۵۹	۰٫۵۷	۰٫۶۱	۰٫۷۱	۰٫۸۷	۰٫۵۸	۰٫۶۱	۰٫۵۹	۰٫۵۷	۰٫۶۰	۰٫۷۷
La	۵۸٫۱	۵۸٫۰	۲۱٫۲	۲۲٫۰	۶۹٫۰	۸۰٫۰	۲۱٫۲	۴۷٫۲	۴۷٫۴	۴۶٫۲	۴۷٫۹	۴۶٫۲
Lu	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۱۶	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۲۵
Mo	۲	۲	۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲
Nb	۳۱٫۱	۲۷٫۴	۵٫۷	۴٫۹	۳۲٫۱	۱۶٫۵	۶٫۴	۲۹٫۱	۲۹٫۴	۲۵٫۹	۲۹٫۳	۲۹٫۷
Nd	۵۴٫۷	۵۰٫۹	۲۰٫۲	۲۱٫۴	۶۳٫۰	۷۰٫۶	۲۰٫۲	۴۲٫۰	۴۱٫۵	۴۱٫۵	۴۱٫۷	۴۴٫۶
Ni	۴۶	۴۲	۴۹۵	۵۶	۴۳	۵۸	۳۶۶	۳۴	۳۶	۴۲	۳۸	۹۶
Pb	۸	۷	۹	۱۱	۱۲	۱۷	۸	۲۲	۱۲	۸	۱۶	۱۲
Pr	۱۳٫۹۵	۱۳٫۰۰	۴٫۷۲	۵٫۰۷	۱۶٫۱۵	۱۷٫۶۵	۴٫۸۰	۱۱٫۱۵	۱۱٫۱۵	۱۱٫۰۰	۱۱٫۱۰	۱۱٫۶۰
Rb	۲۴٫۹	۱۹٫۷	۶۰٫۰	۵۷٫۴	۲۷٫۴	۳۵٫۰	۲۹٫۰	۲۰٫۷	۲۱٫۴	۲۰٫۷	۲۲٫۲	۳۹٫۸
Sm	۹٫۳۲	۸٫۶۵	۴٫۴۳	۴٫۵۶	۱۰٫۲۵	۱۴٫۱۰	۴٫۲۹	۷٫۱۲	۷٫۱۳	۶٫۹۲	۷٫۱۰	۷٫۹۲
Sn	۲	۲	۱	۱	۲	۲	۱	۱	۱	۱	۲	۲
Sr	۱۳۱۰	۱۴۴۰	۵۹۶	۵۸۶	۱۷۵۰	۱۳۸۰	۴۸۶	۱۱۱۵	۱۱۲۵	۱۲۵۵	۱۱۷۵	۱۳۶۵
Ta	۱٫۸	۱٫۶	۰٫۴	۰٫۶	۱٫۸	۱٫۱	۰٫۴	۱٫۴	۱٫۴	۱٫۲	۱٫۴	۱٫۶
Tb	۰٫۹۲	۰٫۸۰	۰٫۵۲	۰٫۵۳	۰٫۹۴	۱٫۱۷	۰٫۵۴	۰٫۸۴	۰٫۸۲	۰٫۸۰	۰٫۸۰	۰٫۹۴
Th	۴٫۸۲	۵٫۰۲	۵٫۹۹	۶٫۵۹	۵٫۹۰	۱۸٫۹۰	۴٫۸۵	۵٫۶۶	۵٫۲۷	۴٫۳۹	۵٫۱۹	۵٫۲۸
Tl	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵
Tm	۰٫۲۳	۰٫۱۷	۰٫۲۳	۰٫۱۶	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۲۲	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۲۶
U	۰٫۷۶	۱٫۱۸	۱٫۱۰	۱٫۴۷	۱٫۱۱	۳٫۳۱	۰٫۹۷	۱٫۱۶	۱٫۳۶	۰٫۷۷	۱٫۶۹	۱٫۹۵
V	۱۹۶	۱۳۶	۱۹۰	۲۱۳	۱۸۹	۲۶۲	۲۰۴	۱۳۹	۱۵۸	۱۰۲	۱۵۲	۲۳۲
W	۱	۱	۱	۴	۱	۴	۱	۱	۲	۱	۲	۲
Y	۲۰٫۲	۱۶٫۶	۱۶٫۳	۱۹٫۰	۱۹٫۸	۲۷٫۶	۱۶٫۴	۱۵٫۵	۱۵٫۲	۱۴٫۷	۱۵٫۴	۲۰٫۸
Yb	۱٫۴۴	۱٫۱۰	۱٫۵۰	۱٫۸۲	۱٫۳۵	۱٫۹۳	۱٫۵۴	۱٫۱۷	۱٫۱۰	۱٫۰۸	۱٫۱۲	۱٫۶۹
Zn	۱۲۸	۱۲۲	۸۱	۷۶	۱۴۶	۱۰۲	۸۹	۱۶۹	۱۲۱	۱۱۳	۱۲۴	۱۲۱
Zr	۲۱۹	۲۳۵	۷۲	۸۴	۲۲۵	۲۲۶	۸۹	۲۳۸	۲۳۷	۲۵۳	۲۳۹	۲۲۱

سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی، در بیشتر موارد روی نهشته‌های فلیش مانند و آبرفتی قرار گرفته‌اند. از دیگر واحدهای سنگی که در منطقه رخنمون دارند سنگ‌های رسوبی شامل: تناوبی از شیل و ماسه سنگ، شیل سیلیسی، شیل ماسه‌ای با قطعاتی از آهک‌های لایه نازک و رسوب‌های پلاژیک کرتاسه فوقانی هستند. در بعضی موارد علاوه بر مخلوط شیل و ماسه سنگ، قطعاتی از سنگ‌های آتشفشانی نیز در آن‌ها به چشم می‌خورد. این سنگ‌ها دستخوش دگرریختی شدیدی شده‌اند. در نهایت این سنگ‌ها به وسیله‌ی سنگ‌های آذرین یاد شده پوشیده می‌شوند [۱].

سنگ‌شناسی

نمونه‌های سنگی مورد بررسی در مقاطع میکروسکوپی بازالت، آندزیت بازالت و تعداد کمی از نمونه‌ها آندزیت بودند. این سنگ‌ها دارای مشخصات زیرند:

مهمترین درشت بلورهای موجود در این سنگ‌ها به ترتیب فراوانی، پلاژیوکلاز، اولیوین، کلینوپیروکسن (اوژیت) و هورنبلندند که در خمیره‌ای از همین کانی‌ها قرار دارند. بافت شاخص این سنگ‌ها ریز بلور پورفیری است. ولی تجمع درشت بلورها در بخش‌هایی از این سنگ‌ها تشکیل بافت پورفیری خوشه‌ای را داده است.

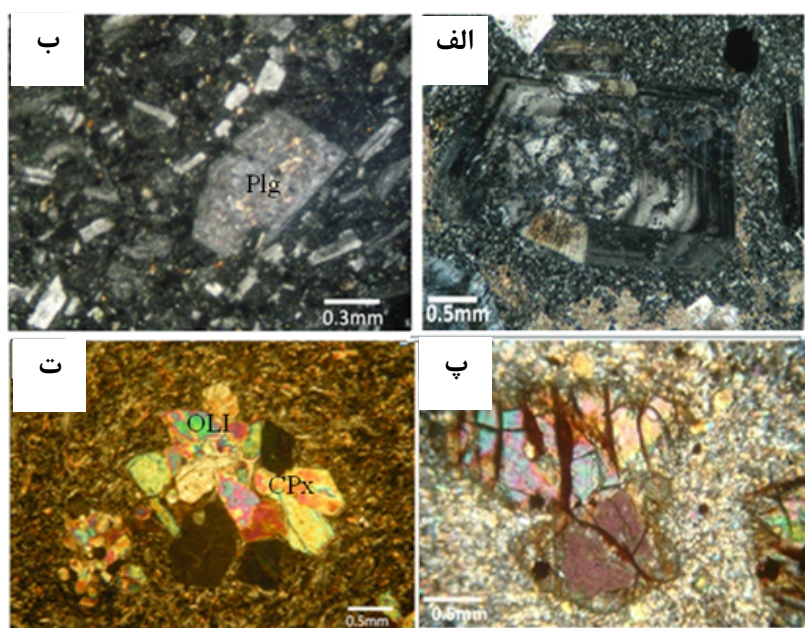
پلاژیوکلاز: فراوان‌ترین کانی موجود در این سنگ‌هاست که به صورت درشت‌بلور و ریز دانه در خمیره وجود دارند. این کانی اغلب شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و به اندازه‌ی ۲ تا ۳/۵ و گاهی تا ۵/۵ میلی‌متر بوده و اغلب دارای ماکل پلی‌سنتیک می‌باشند. این کانی‌ها در برخی از آندزیت بازالت‌ها و آندزیت‌ها دارای منطقه‌بندی (شکل ۲ الف) و بافت غربالی (شکل ۲ ب) هستند. بعضی از پژوهشگران [۷، ۶] پیدایش بافت غربالی را به فرآیند اختلاط ماگمایی نسبت می‌دهند، ولی برخی دیگر [۸] معتقدند که ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا، باعث پیدایش بافت غربالی در آن‌ها می‌شود، زیرا بعضی از قسمت‌های پلاژیوکلاز به‌طور بخشی ذوب می‌شود و فراورده‌های ناشی از ذوب پلاژیوکلاز در داخل بلور شروع به تبلور می‌کنند. برحسب اینکه نرخ کاهش دما سریع یا آهسته باشد این فراورده‌ها به‌صورت شیشه یا پلاژیوکلاز جدید در داخل پلاژیوکلاز اولیه متبلور شده و باعث ظهور بافت غربالی در پلاژیوکلاز می‌شوند. زاویه‌ی خاموشی پلاژیوکلازها، ترکیب آن‌ها را آندزین تا لابرادوریت نشان می‌دهند.

اولیوین: دومین درشت‌بلور فراوان این سنگ‌ها را اولیوین تشکیل می‌دهد. این کانی به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (با اندازه‌ی ۰/۵ تا ۳ میلی‌متر) هستند، این درشت بلورها بیشتر در

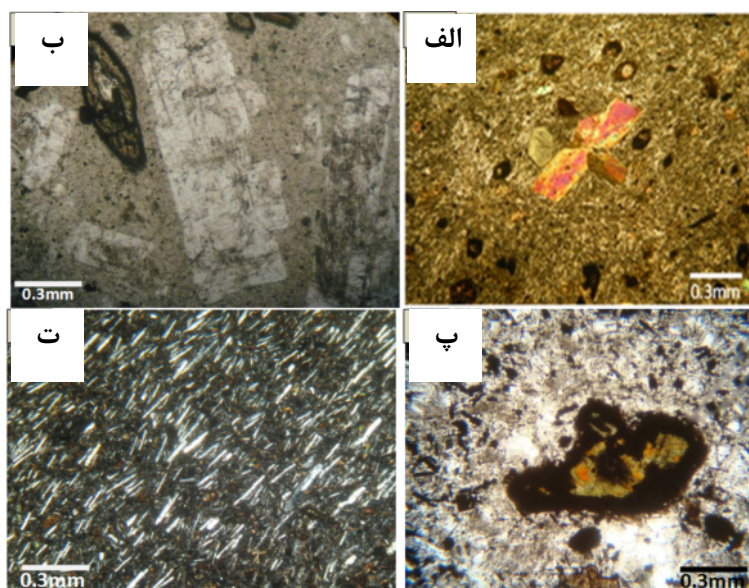
نمونه‌های، بازالت و آندزیت بازالت دیده می‌شوند. شکستگی-های فراوانی در این کانی دیده می‌شود و از طریق این شکستگی‌ها و حاشیه به ایدینگزیت و بولنزیت تبدیل شده‌اند. شدت تبدیل‌شدگی در این فرایندهای متفاوتند (شکل ۲ پ). کلینوپیروکسن: سومین درشت‌بلور فراوان این سنگ‌ها را کلینوپیروکسن (اوژیت) تشکیل می‌دهد، بلورهای پیروکسن نیز مانند اولیوین در بازالت‌ها و آندزیت‌بازالت‌ها بیشترین مقدار بوده، ولی در نمونه‌های آندزیتی به‌ندرت مشاهده می‌شوند. فراوانی آن‌ها به‌طور چشمگیری از اولیوین‌ها کمتر است این بلورها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار (با اندازه ۰/۳ تا ۲/۷۵ میلی‌متر) بوده و به‌صورت منفرد یا همراه با بلورهای پلاژیوکلاز و اولیوین (بافت پورفیری خوشه‌ای) دیده می‌شوند (شکل ۲ ت). با توجه به زاویه‌ی خاموشی (۴۲ درجه) و حداکثر رنگ تداخلی تا سبز مرتبه دوم، احتمالاً از نوع اوژیت هستند. این بلورها نسبت به درشت بلورهای دیگر سالم‌ترند و دگرسانی و تجزیه نشان نمی‌دهند (شکل ۳ الف)، ولی در برخی موارد دارای خوردگی هستند.

آمفیبول: مهم‌ترین آمفیبول این سنگ‌ها هورنبلند شکل‌دار و بیشتر به‌صورت درشت‌بلور (شکل ۳ ب) و کمتر به صورت ریز بلورند و غالباً در آندزیت‌ها و آندزیت‌بازالت‌ها دیده می‌شود. این کانی در برخی موارد دارای حاشیه اپاسیتی شده با شدت‌های متفاوت است (شکل ۳ پ). هورنبلند آندزیت‌ها حاوی مقادیر بیشتری از این کانی به‌صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دارند. گاه اپاسیتی شدن به حدی پیشرفت کرده که فقط قالب این کانی بجا مانده است.

برخی از پژوهشگران معتقدند که اپاسیتی شدن بلورهای هورنبلند به دلیل اکسایش آن‌ها در شرایط اکسیژن بالا است [۹]. و برخی دیگر علت آن را کاهش فشار در اثر نزدیک شدن ماگما به سطح زمین، خروج گازهای ماگمایی و بالا رفتن سرعت سردشدگی و چسبندگی ماگما می‌دانند [۱۰، ۱۱]. افت فشار گسترده‌ی پایداری این کانی را کاهش داده و آن‌ها را دستخوش واجدبی [جدایش] می‌نماید در نتیجه حاشیه‌های سیاه رنگی پیرامون بلورهای هورنبلند تشکیل می‌شوند که به آن‌ها حاشیه‌های اپاسیتی گفته می‌شود [۱۲]. در خمیره‌ی این سنگ‌ها ریز بلورهای پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن ریز بلور و گاهی هورنبلند و اولیوین نیز حضور دارند. پلاژیوکلاز کانی اصلی سازنده‌ی خمیره این سنگ‌هاست و بلورهای اوژیت، کانی‌های کدر و گاهی اولیوین (در بازالت‌ها) به‌صورت میان دانه‌ای بین بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند. در مواردی این بلورها به‌صورت موازی در خمیره‌ی سنگ قرار گرفته‌اند و بافت تراکیتی را به نمایش می‌گذارند (شکل ۳ ت).



شکل ۲ الف) درشت بلور پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی در یک نمونه‌ی آندزیت (XPL)، ب)، درشت بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی (XPL)، پ)، بلورهای درشت اولیوین با حاشیه‌ی ایدینگزیتی شده در یک نمونه بازالت (XPL)، ت)، تجمع درشت بلورهای پیروکسن و اولیوین (بافت پورفیری خوشه‌ای) موجود در بازالت (XPL).



شکل ۳ الف) درشت بلورهای پیروکسن (بافت ریز بلور پورفیری) موجود در سنگ‌های بازالتی منطقه‌ی (XPL)، ب) درشت بلور شکل‌دار هورنبلند در یک نمونه‌ی هورنبلند آندزیت (PPL)، پ) درشت بلور هورنبلند با حاشیه‌ی اپاسیتی شده (XPL)، ت) بافت تراکیتی حاصل از بلورهای اوژیت و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز (XPL).

بررسی‌های زمین‌شیمی

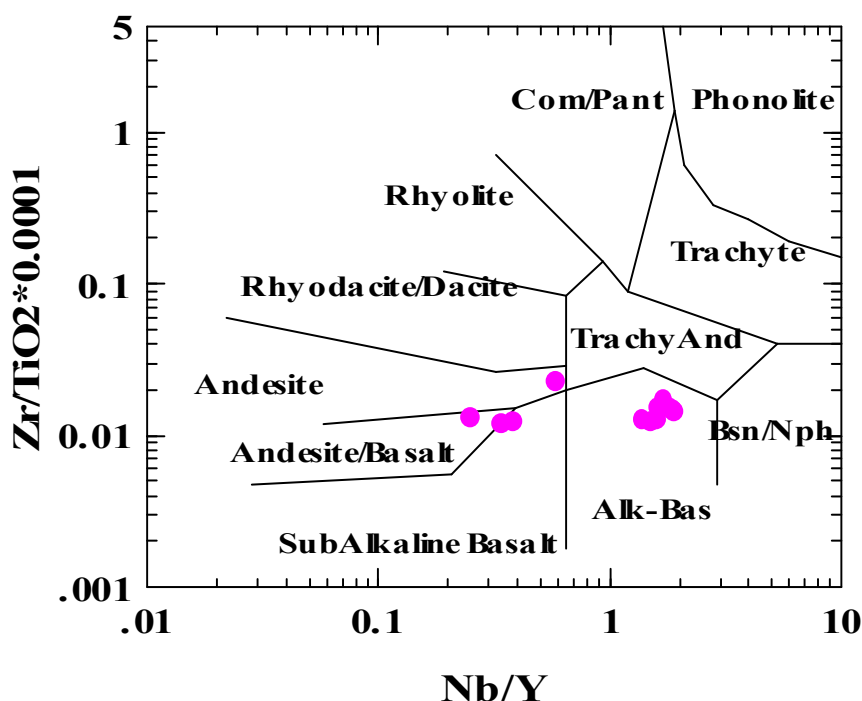
با توجه به اینکه در سنگ‌های آتشفشانی، امکان دگرسانی و تغییرات کانی‌شناسی و شیمیایی بیشتر از سنگ‌های آذرین درونی است، لذا با استفاده از عناصری که قابلیت تحرک

کمتری دارند، می‌توان آن‌ها را نامگذاری کرد. مهم‌ترین این عناصر Nb، Y، Ga و Zr هستند. با استفاده از آنالیزهای شیمیایی سنگ‌های منطقه مورد بررسی (جدول ۱)، از نمودار تغییرات Nb/Yb نسبت به $Zr/TiO_2 \times 10^{-4}$ [۱۳]. برای رده-

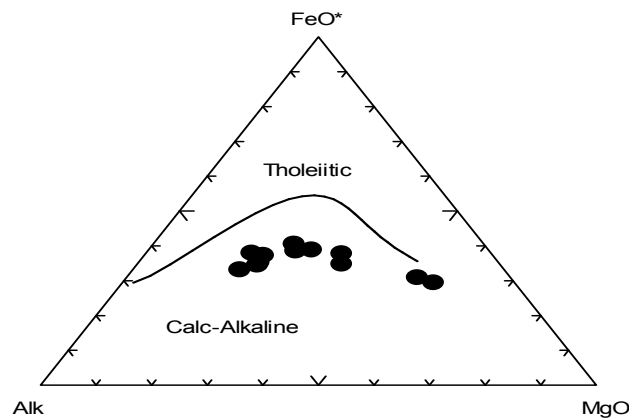
ولی تا اندازه‌ای روند کاهشی دارند. که این نشان دهنده‌ی تبلور کانی‌های اولیوین، پیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول از ماگماست. مقدار CaO نمونه‌ها با افزایش SiO_2 کم و بیش روند کاهشی منظمی را نشان می‌دهد. که احتمالاً ناشی از شکل‌گیری ترکیب پلاژیوکلازها از کلسیک به سدیک حین تبلور بخشی ماگما است. به هر حال ارتباط ضعیف CaO نسبت به SiO_2 احتمالاً ناشی از آلبیتی شدن بلورهای پلاژیوکلاز باشد [۱۸]. دو نمونه‌ی SG1 و SG20 نسبت به نمونه‌های دیگر و، در مقاطع میکروسکوپی حاوی درشت بلورهای بیشتری از اولیوین و کلینوپیروکسن بودند و به همین دلیل نسبت به نمونه‌های دیگر دارای MgO بالاتری هستند (جدول ۱). همچنین در این دو نمونه مقادیر کروم، نیکل و کبالت نیز بالاست. چون این سه عنصر از عناصر سازگاری هستند که به شدت تمایل به جدا شدن از ماگما را در آغاز جدایش ماگمایی دارند [۱۹]. در میان عناصر کمیاب، عناصر سازگاری مانند Cr ، Co ، Ni و V نسبت به SiO_2 تقریباً روندی کاهشی دارند (شکل ۶). این عناصر در آغاز روند جدایشی، از ماگمای بازالتی جدا شده و وارد کانی‌هایی مانند اولیوین، پیروکسن و مگنتیت می‌شوند [۲۰].

بندی و نامگذاری آن‌ها استفاده شد (شکل ۴). براساس نتایج به‌دست آمده از این نمودار، نمونه‌های مورد بررسی در گستره-های: بازالت قلیایی، بازالت شبه قلیایی، آندزیت بازالت و یک نمونه در گستره‌ی آندزیت قرار می‌گیرند. مقدار SiO_2 این سنگ‌ها بین ۴۷/۸ تا ۵۷ درصد وزنی متغیر است (جدول ۱). مقدار Al_2O_3 نمونه‌ها بالا و در حدود ۱۷ درصد وزنی است. این مقدار بالا در بازالت‌ها احتمالاً نشان دهنده‌ی تبلور اولیه‌ی کانی‌های مافیک از مذاب سازنده‌ی آن‌ها در فشارهای نسبتاً بالاست [۱۴، ۱۵]. که موجب تمرکز آلومینیم در مذاب باقیمانده شده و باعث تبلور پلاژیوکلاز در فشارهای کمتر می‌شود. برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های مورد بررسی، از نمودار AFM استفاده شد [۱۶]. در نمودار یادشده نمونه‌ها در گستره‌ی ترکیبی سنگ‌های آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۵).

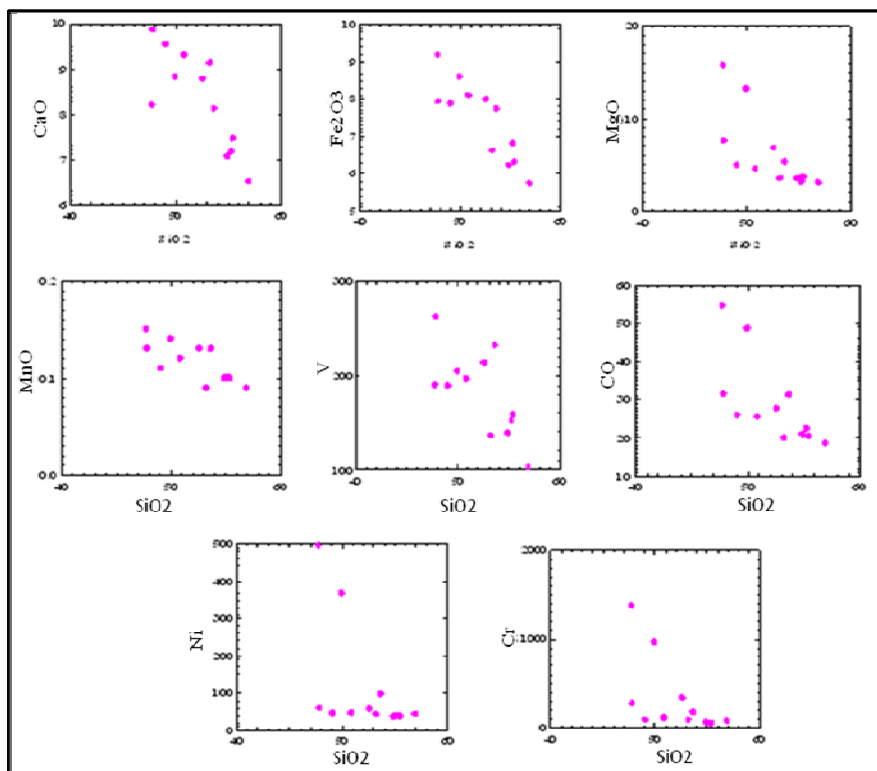
رفتار زمین‌شیمیایی تعدادی از اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی نسبت به افزایش اکسید سیلیسیم [۱۷] بررسی شد (شکل ۶). در نمودارهای اکسید سیلیسیم نسبت به CaO ، MgO ، MnO و Fe_2O_3 بعضی از نمونه‌ها پراکندگی، و روند منظمی را نشان نمی‌دهند (به ویژه دو نمونه‌ی SG1 و SG20).



شکل ۴ رده بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی [۱۳].



شکل ۵ تعیین سری ماگمایی نمونه‌ها براساس نمودار AFM [۱۶].



شکل ۶ نمودارهای هارکر وابسته به روند تغییرات تعدادی از اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی نمونه‌های مورد بررسی [۱۷].

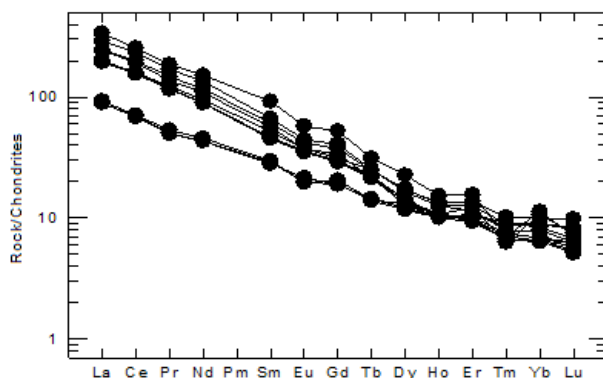
ماگماست. همچنین مقادیر محاسبه شده نسبت Eu/Eu^* سنگ‌های مورد بررسی از ۰/۵۹ تا ۰/۹۷ در نوسان است. در این نمودار، الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در سنگ‌های مختلف کم و بیش با هم موازی و همراه با غنی‌شدگی در LREE است که احتمالاً این غنی‌شدگی ناشی از ناسازگاری بیشتر LREE‌ها نسبت به HREE‌هاست [۲۲]. و یا احتمالاً عمل فرورانش در این غنی‌شدگی نقش داشته باشد [۲۳]. در این نمودار سه نمونه‌ی SG1، SG4 و SG20 الگوی پراکندگی

بررسی الگوهای عناصر نادر خاکی نمونه‌های مورد بررسی نسبت به فراوانی این عناصر در کندریت برگرفته از [۲۱]، به‌نحیج شده‌اند (شکل ۷). در این نمودار شیب منفی قابل ملاحظه‌ای مشاهده می‌شود که نشان دهنده‌ی غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) برای سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی است. ناهنجاری منفی ضعیف Eu نمونه‌ها نشان دهنده‌ی جدایش کانی در بردارنده‌ی این عنصر یعنی پلاژیوکلاز از

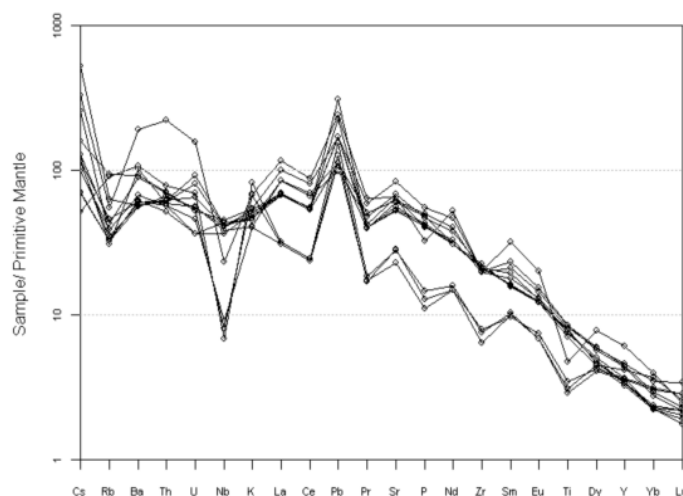
عناصر نادر خاکی در آن‌ها از عنصر La تا Dy با دیگر نمونه‌ها موازی نیست به نظر می‌رسد که دارای خاستگاه مختلفی باشند. بررسی الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی، نسبت به الگوی فراوانی این عناصر به گوشته‌ی اولیه برگرفته از [۲۱] بهنجارسازی شده‌اند (شکل ۸) که روند تغییرات عناصر کمیاب در سنگ‌های مختلف کم و بیش موازی است (به جزء سه نمونه‌ی SG1، SG4 و SG20) که این امر دلالت بر هم خاستگاه بودن آن‌ها دارد. در این نمودار عناصر Ce، Rb، Nb در تمام نمونه‌ها، و عناصر Zr، P، Ti در بعضی نمونه‌ها ناهنجاری منفی دارند. همچنین عناصر K، Pb، Ba و Sr برای تمام نمونه‌ها، و عناصر U و Th در بعضی نمونه‌ها، ناهنجاری مثبت دارند.

غنی‌شدگی از عناصر Th و U در نمودارهای عنکبوتی می‌تواند به ترتیب نشان دهنده اضافه شدن مذاب حاصل از

رسوبات پلاژیک و یا شاره‌های حاصل از پوسته‌ی اقیانوسی دگرسان شده به منبع ذوب‌شدگی گوه گوشته‌ای باشد [۲۴]. Th معمولاً به دنبال فرایند دگرنهادی در مناطق کمان به-خاستگاه گوشته‌ای اضافه می‌شود [۲۵]. بی‌هنجاری مثبت Pb به دگرنهادی گوه گوشته‌ای در اثر شاره‌های ناشی از پوسته‌ی اقیانوسی فرورو و یا آلیش ماگما با پوسته‌ی قاره‌ای اشاره دارد [۲۶]. از دیگر ناهنجاری‌های مثبت در نمودارهای عنکبوتی، غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر Ba و Sr است. باریم عنصری ناسازگار و متحرک است که مقدار آن معمولاً در پوسته‌ی قاره-ای و رسوب‌ها زیاد است [۲۷] هنگامی که پوشش رسوبی روی پوسته‌ی اقیانوسی فرورانده می‌شود عناصر Ba و Sr در اثر شاره‌های مشتق شده از رسوب‌های آبدار و پوسته‌ی اقیانوسی به گوه‌ی گوشته‌ای منتقل شده و ماگماهایی با Ba و Sr بالا تولید می‌کنند [۱۸].



شکل ۷ نمودار تغییرات عناصر خاکی کمیاب که نسبت به کندریت [۲۱] بهنجار شده‌اند.

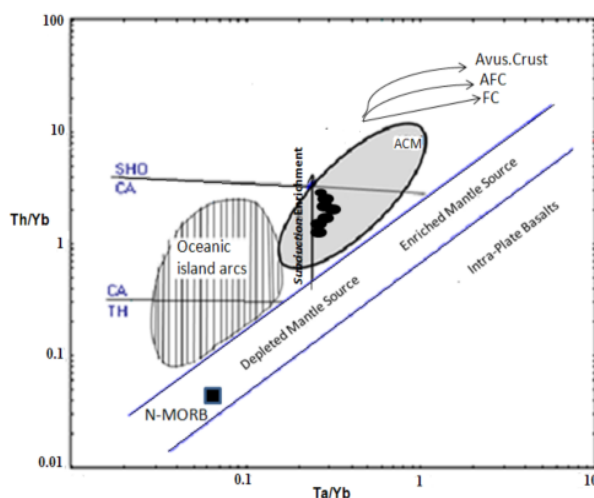


شکل ۸ نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب که نسبت به گوشته‌ی اولیه [۲۱] بهنجار شده‌اند.

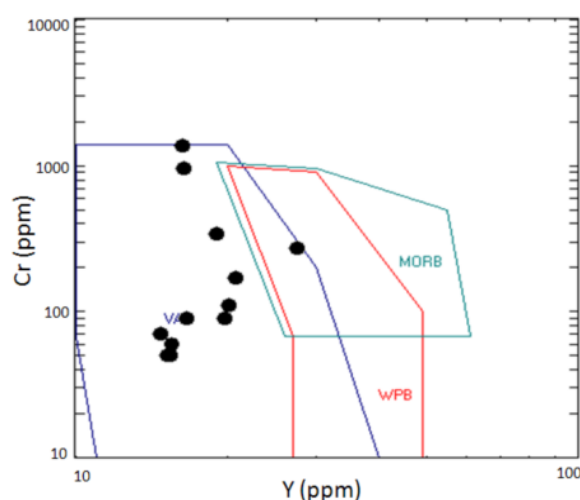
بررسی جایگاه زمین‌ساختی

از بررسی‌های زمین‌شیمیایی برای تعیین محیط زمین‌ساختی-ماگمایی سنگ‌ها استفاده می‌شود [۲۷]. عناصر HFSE مانند Ta و Th معمولاً برای تشخیص محیط‌های زمین‌ساختی در سنگ‌های بازالتی مورد استفاده قرار می‌گیرند. بازالت‌های مناطق فرورانش از Th در مقایسه با Ta غنی هستند [۳۸]. شاره‌های حاصل از دست دادن آب پوسته اقیانوسی فرورونده نقش مهمی را در انتقال عناصر بین صفحه‌ی فرورونده و ماگمای تولید شده در کمان دارند [۴۰]. توریم یک عنصر HFSE است و انتظار می‌رود که مانند عناصر کم تحرک عمل کند، ولی در محیط‌های کم‌انرژی مانند عناصر متحرک رفتار می‌کند. این عنصر از مواد رسوبی صفحه‌ی فرورو حاصل می‌شود [۴۰]. معمولاً نسبت‌های Th/Yb و Ta/Yb تحت تاثیر تبلور جدایشی یا ذوب بخشی (که در آن پیروکسن‌ها و فلدسپارها به‌صورت فازهای اصلی یا باقیمانده هستند) قرار نمی‌گیرند. بنابراین فراوانی این عناصر می‌تواند نشان دهنده‌ی ترکیب سنگ خاستگاه ماگما و یا هضم سنگ‌های پوسته به وسیله‌ی ماگما باشد [۳۸]. دگرنهادی ناحیه‌ی خاستگاه که در اثر فرآیندهای فرورانش انجام می‌شود، باعث غنی‌شدگی از Th نسبت به Ta شده و بنابراین سبب افزایش نسبت Th/Yb در مقایسه با Ta/Yb می‌شود. عامل دیگری که سبب بالا رفتن نسبت Th/Yb نسبت به Ta/Yb می‌شود، آلودگی پوسته‌ای است؛ زیرا فراوانی Th در مقایسه با Ta در سنگ‌های پوسته‌ای (به جز رخساره‌های گرانولیتی که Th پایین دارند) زیادتر است [۴۱]. نمودار تغییرات نسبت Th/Yb نسبت به Ta/Yb سنگ-های آتشفشانی منطقه بررسی شد (شکل ۹). سنگ‌های مورد بررسی در این نمودار در گستره‌ی حاشیه فعال قاره و روند غنی‌شدگی از Th تجمع پیدا کرده‌اند. و به موازات روند گدازهای مناطق فرورانش قرار گرفته‌اند. کروم در کانی‌های اولیوین، ارتوپیروکسن، و کلینوپیروکسن و اسپینل‌های مذاب بازالتی عنصری سازگار است. مقدار پایین Cr در بعضی از سنگ‌های آتشفشانی تابعی از مقدار متفاوت بودن ذوب گوشته و یا جدایش بلورین است. همچنین ایتیریم در بازالت‌های جزایر قوسی، نسبت انواع دیگر بازالت‌ها تهی شده است [۲۷]. مقدار Cr سنگ‌های منطقه از ۵۰ تا ۱۳۷۰ پی‌پی‌ام متغیر است دامنه‌ی گسترده این عنصر در بازالت‌های کمان آتشفشانی به-طور موثری ناشی از حضور متفاوت کانی‌های فرومنیزیم است. سنگ‌های مورد بررسی در نمودار لگاریتمی Cr-Y [۴۲] در گستره‌ی بازالت‌های کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۰).

عناصر Ba, K, Pb و Sr که در بیشتر نمونه‌ها ناهنجاری مثبت دارند عناصری متحرک و LILE (لیتوفیل بزرگ یون، کاتیون‌های بزرگ با بار کم و پتانسیل یونی پایین) هستند که غلظت آن‌ها تابعی از نحوه فاز آبگون است، در حالی که عناصر Nb, Rb و Ce در تمام نمونه‌ها ناهنجاری‌های منفی نشان می‌دهند عناصری کم تحرک و HFSE (کاتیون‌های کوچک با بار فراوان و پتانسیل یونی بالا) هستند و غلظت آن‌ها در اثر شیمی سنگ خاستگاه و نیز فرآیندهای بلور-مذاب که در حین تشکیل سنگ صورت می‌گیرد کنترل می‌شود [۲۷]. همچنین عناصر LILE به دلیل دارا بودن پتانسیل یونی پایین، در فشار و دمای بالا به آسانی در شاره‌های آبدار حل شده و انتقال می‌یابند [۲۸-۳۰]. در صورتی که میزان انحلال‌پذیری عناصر HFSE در شاره‌های آبدار پایین است [۳۱]. در نتیجه حین عمل ذوب بخشی یا از دست دادن آب پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده، گوه گوشته بر اثر دگرنهادی شاره‌های آبدار از عناصر LILE نسبت به عناصر HFSE غنی شود [۳۲]. گدازه‌های منطقه‌ی فرورانش معمولاً با تهی‌شدگی عناصر HFSE نسبت به عناصر LILE قابل تشخیص‌اند، خاستگاه این تهی‌شدگی می‌تواند به دلیل تاثیر شاره‌ها یا مواد مذاب حاصل از صفحه‌ی فرورانه روی گوه گوشته‌ای باشد [۳۲]. شاره‌های آبدار طی ماگماتیسم زون فرورانش، مسئول انتقال برخی از عناصر ناسازگار از پوسته‌ی فرورانه به پوسته‌ی قاره‌ای در ناحیه کمان هستند [۳۳]. بالا بودن نسبت LILE/HFSE در سنگ‌های مناطق کمان در نتیجه‌ی ورود اجزای LILE موجود در صفحه-ی فرورونده به درون گوه گوشته‌ای بالای آن به وجود می‌آیند [۳۴]. فرایند فرورانش نقش موثری در افزایش میزان نسبت LILE/HFSE دارد [۳۵، ۳۶]. همچنین بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE و LREE/HREE از علائم فرورانش محسوب می‌شوند [۳۷]. چون عناصر HFSE و HREE کم‌تحرک بوده و در صفحه‌ی فرورانه باقی می‌مانند، در حالی که عناصر LILE و LREE متحرک‌ترند و از طریق ذوب شدن یا از دست دادن آب پوسته‌ی اقیانوسی، به ماگمای تولید شده در منطقه‌ی فرورانش اضافه می‌شوند [۳۸]. بیشترین تهی‌شدگی در Nb مشاهده می‌شود چون در مناطق فرورانش شاره‌های آزاد شده از بخش فوقانی لیتوسفر فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی هستند، به گوه‌ی گوشته‌ای افزوده می‌شوند [۳۹]. از آنجا که سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی در محیط فرورانش شکل گرفته‌اند، احتمالاً فرآیندهای یاد شده در تغییرات عناصر در منطقه‌ی مورد بررسی تاثیر گذار بوده‌اند.



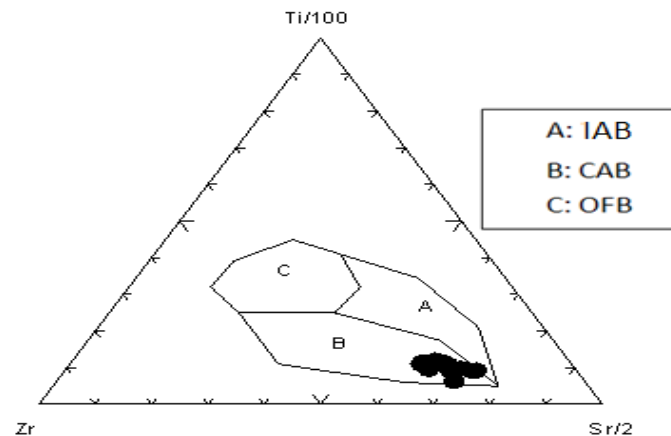
شکل ۹ نمودار لگاریتمی نسبت Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۴۲-۴۴] سنگ‌های بازالتی نهپندان. گستره‌ی سنگ‌های شوشونیتی (SHO)، آهکی-قلیایی (CA) و تولیتی (TH)، همچنین قلمرو سنگ‌های جزایر قوسی اقیانوسی و حاشیه‌ی فعال قاره (ACM) نیز در روی نمودار مشخص شده است. نوار باریک گستره‌ی ترکیب‌های مختلف گوشته را نشان می‌دهد و پیکان‌ها به ترتیب از پایین به بالا معرف روند غنی‌شدگی گدازه‌های مناطق فروانش (Subduction Enrichment)، روند تغییر ترکیب گدازه‌ها تحت تاثیر فرآیندهای اختلاط ماگمایی و جدایش (FC)، و آلودگی (AFC) هستند.



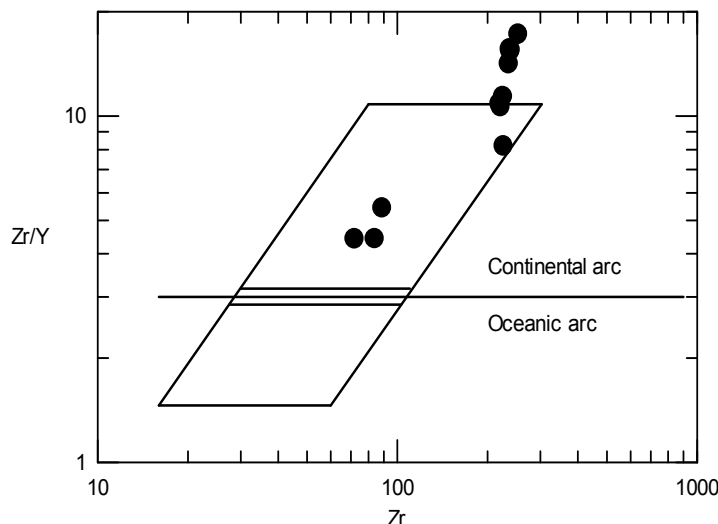
شکل ۱۰ نمودار $Cr-Y$ سنگ‌های آتشفشانی جنوب شرق نهپندان [۴۲]. این نمودار، MORB و بازالت‌های کمان آتشفشانی (VAB) را با همپوشی کمی از هم جدا می‌کند. همچنین گستره بازالت‌های درون صفحه‌ای (WPB) با گستره‌ی مورب و بازالت‌های کمان آتشفشانی همپوشی دارد.

برای بررسی دقیق‌تر محیط زمین‌ساختی گدازه‌های منطقه از نمودار $Zr-Sr/2-Ti/100$ [۴۵] استفاده شد (شکل ۱۱). بر اساس این نمودار نیز سنگ‌های منطقه در گستره‌ی بازالت‌های آهکی-قلیایی جای گرفته‌اند. برای تمایز کمان ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای از کمان ماگمایی جزایر قوسی، از نمودار Zr نسبت به Zr/Y استفاده شد (شکل ۱۲) [۴۳]. که در این نمودار سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی قوس قاره‌ای قرار می‌گیرند، بنابراین به نظر می‌رسد که کمان ماگمایی سازنده‌ی سنگ‌های منطقه، ناشی از فروانش یک پوسته‌ی اقیانوسی به زیر یک پوسته‌ی قاره‌ای بوده است. از نسبت عناصر کمیاب

Zr/Y برای تشخیص رژیم زمین‌ساختی می‌توان استفاده کرد [۴۶]. اگر در گدازه‌ها نسبت Zr/Y بیشتر از ۳ باشد به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای وابسته‌اند، و اگر در آن‌ها نسبت Zr/Y کمتر از ۳ باشد به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی بستگی دارند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی دارای نسبت Zr/Y بیشتر از ۳ هستند و در گروه کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای قرار می‌گیرند. براساس نمودارهای بالا محیط تکتونوماگمایی منطقه‌ی مورد بررسی را می‌توان جزء محیط‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای به شمار آورد.



شکل ۱۱ نمودار [۴۵] تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی. در این نمودار A گستره‌ی تولیت‌های جزایر قوسی (IAB)، B بازالت‌های آهکی-قلیایی (CAB) و C گستره‌ی بازالت‌های بستر اقیانوس (OFB) هستند.



شکل ۱۲ نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی براساس تغییرات Zr نسبت به Zr/Y [۴۳].

برداشت

کلینوپیروکسن (اوژیت)، کانی‌های کدر و اولیوین تشکیل شده‌اند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی و رفتار اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب نشان می‌دهد که این سنگ‌ها جزء سری آهکی-قلیایی هستند. نمودار عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب، حاکی از غنی‌شدگی سنگ‌ها از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) است. بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE و LREE/HREE در سنگ‌های مورد بررسی می‌تواند تشکیل آن‌ها را به مناطق فرورانش نسبت داد. نسبت Zr/Y در این سنگ‌ها بیش از ۳ است که از این لحاظ با سنگ‌های آتشفشانی قوس قاره‌ای مشابه‌اند.

سنگ‌های بازالتی جنوب شرق نهبندان بخشی از زون فلیش خاوری ایرانند. براساس بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی مشخص شد که این سنگ‌ها بیشتر بازالت و آندزیت بازالت هستند و مقدار کمی ترکیب آندزیت را دارند. این سنگ‌ها در مقاطع میکروسکوپی معمولاً بافت ریز بلوری تا پورفیری نشان می‌دهند. همچنین بافت‌های ریز بلور پورفیری، جریان‌ی، حفره‌ای و پورفیری خوشه‌ای نیز دارند و از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن (اوژیت)، اولیوین، آمفیبول (هورنبلند) و کانی‌های کدر با زمینه‌ای از ریز بلورهای پلاژیوکلاز،

- [12] Devine J. D., Sigurdsson H., "Petrology and eruption styles of Kickem-jenny submarine volcano, Lesser Antilles island arc", Journal of Volcanology and Geothermal Research 69 (1995) 35-58.
- [13] Winchester J. A., Floyd P. A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chemical Geology 20 (1977) 325-343.
- [14] Gust D.A., Perfit M.R., "Phase relations of a high-Mg basalt from the Aleutian island arc: implications for primary island arc basalts and high-Al basalts", Contrib Mineral Petrol. 97 (1987) 7-18.
- [15] Yoder H.S., Tilley C.E., "Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems", Journal of Petrology 3 (1962) 342-532.
- [16] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guid to chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences 8 (1971) 523-548.
- [17] Harker A., "The natural history of igneous rocks", Methuen, London (1909) 348p.
- [18] Morata D., Aguirr L., "Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29 20 -30 S), Chile: geochemistry and petrogenesis", Journal of South American Earth Sciences 16 (2003) 459-476.
- [19] Norman M.D., Leeman W.P., "Open system magmatic evolution of andesites and basalts from the salmon creek volcanic, south western Idaho", Chemical Geology. 81 (1990) 167-189.
- [20] Mason B., Mooore C.B., "Principles of geochemistry", 4 Edition, John Wiley and Sons (1982) 344pp.
- [21] Sun S.S., McDonough W. F., "Chmical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes", in: Saunders A.D., Norry M. J. (eds.) "Magmatic in ocean basins", Geological Society Special Publication London 42 (1989) 313-345.
- [22] Krauskopf K.P., Bird D.K., "Introduction to geochemistry", Mc Graw Hill, (1976) 788 p.
- [23] Winter J.D., "An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology", Prentice Hall. (2001) 697p.
- پراکندگی نمونه‌ها روی نمودارهای زمین- ساختمانی ماگمایی
نشانه‌ی شکل‌گیری آن‌ها در حاشیه فعال قاره است.
- مراجع**
- [۱] علوی نائینی م.، لطفی م.، "نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰
نهند/ن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور
(۱۹۸۹) برگ شماره ۸۰۵۳
- [2] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran", A review, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52 (1968) 1229-1258.
- [3] Tirrul R., Bell I. R., Griffis R. J., Camp V. E., "The Sistan suture zone of eastern Iran", Geological Society of America Bulletin 94 (1983) 134-150.
- [4] Camp V.F., Griffis R. J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran", Lithos 15 (1982) 221-239.
- [۵] افتخار نژاد ج.، "مطالبی چند درباره تشکیل حوضه رسوبی
فلیش در خاور ایران و توجیه آن با تئوری تکتونیک صفحه‌ای"،
ضمیمه گزارش شماره ۲۲ ف، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات
معدنی کشور (۱۳۵۲) ص ۱۹-۲۸.
- [6] Gutman J.T., "Texture and genesis of phenocrysts in basaltic lava from the volcanic field", Amer. J. Sci. 277 (1977) 833-861.
- [7] Nelson S.T., "Montana A., "Sieve texture plagioclase in volcanic rocks produce by rapid decompression", Amer. Mineral. 77 (1992) 1242-1249.
- [8] Stewart M.L., Pearce T.H., "Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results", Amer. Mineral. 89 (2004) 348-351.
- [9] Wones D.R., Eguster H.P., "Stability of biotite: Experiment, theory and application", Amer. Mineral, 50 (1965) 1228-1275.
- [10] Rittmann A., "Stable mineral assemblages of igneous rock", Springer- Verlag, Berlin (1973).
- [11] Shelly D., "Igneous and Metamorphic rocks under the Microscope", Chapman & Hall, University Press, Cambridg, Great Britain (1993) 445p.

- [34] Mohamed F.H., Moghazi, A.M., Hassanen M.A., "Geochemistry petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in Fatira area, eastern Egypt", International Journal of Earth Science 88 (2000) 764-777.
- [35] Saunders A.D., Tarney J., Weaver D., "Transverse geochemical variations across the Antractic Peninsula: implication for the genesis of calcalkaline magmas", Earth and Planetary Science Letters 46 (1980) 344-360.
- [36] Hole M.J., Sauders A.D., Marriner G.F., Tarney J., "subduction of pelagic sediments: implication for the origin of Ceanomalous basalts from Alexander Islands", Journal of Geological Society of London 141 (1984) 453-472.
- [37] Zanetti A., Mazzucchelli M., Rivalenti G., Vannuci R., "The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction – related metasomatism", Contributions to Mineralogy and Petrology 134 (1999) 107-122.
- [38] Pearce J.A., Peate D.W., "Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas", Annual Review Earth and Planetary Science Letters 23 (1995) 251-285.
- [39] Borg L.E., Clynnne M.A., Bullen T.D., "The variable role of slab derived fluids in the generation of a suite of primitive calcalkaline lavas from the Southernmost Cascades California", Contrib Mineral Petrol 35 (1997) 425-452.
- [40] Gorton M.P., Schandle E.S., "From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks", The Canadian Mineralogist 38 (2000) 1065-1073.
- [41] Aldanmaz E., Peare J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G., "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in weatern Anatolia, Turkey", Journal of Volcanology and Geothermal Research 102 (2000) 67-95.
- [42] Pearce J.A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (ed.) Andesites: orogenic andesites and related rocks Chichester", Wiley (1982) 525-548.
- [43] Pearce J.A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental
- [24] Fan W. M., Gue F., Wang, Y.J., Lin G., "Late Mesozoic calc-alkalin volcanism of post-orogenic extention in the northen Da Hinggan Mountains, northeastern China", Journal of Volcanology and Geothermal Research 121 (2003) 115-135.
- [25] Machado A., Lima E.F., Chemale Jr.F., Morata D., Oteiza O., Almeida D.P.M., Figueriredo A.M.G., Alexandre F.M., Urrutia J.L., "Geochemistry constrains of Mesozoic- Cenozoic calc-alkalin magmatism in South Shetland arc Antarctica", Journal of South American Earth Sciences 18 (2005) 407-425.
- [26] Kamber B.S., Ewar A., Collerson K.D., Bruce M.C., McDonald G.D., "Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models", Contrib Mineral Petrol 144 (2002) 38-56.
- [27] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evalution, presentation, interpretation", Longman Group public (1993) 344p.
- [28] Green T.H., Pearson N.J., "Ti-rich accessory phase saturation in hydrous mafic- felsic compositions at high P, T", Chemical Geology 54 (1986) 185-201.
- [29] Tatsumi Y., Eggins S., "Subduction Zone Magmatism", Blackwell Science Cambridge, MA. (1995) 211pp.
- [30] Ryerson F.J., Watson E.B., "Rutil saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island arc basalts", Earth and Planetary Science Letters 86 (1987) 225-239.
- [31] Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W., "Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiment and natural rocks", Journal of Volcanology and Geothermal Reserch 29 (1986) 293- 309.
- [32] Green N.L., "Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system", Lithos, 87 (2006) 23-49.
- [33] Hermann J., Spandler C., Hack A. V., Korsakov A., "Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rock: Implications for element transfer in subduction zones", Lithos, 92 (2006) 399-417.

element analyses”, Earth and Planetary Science Letters 19 (1973) 290-300.

[46] Pearce J.A., Norry M.J., “*Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks*”, Contrib Mineral Petrol 69 (1979) 33-47.

margins”, In: Hawkesworth C.J., Norry M.J., (eds.) “Continental basalts and mantle xenoliths,” Shiva Nantwich (1983) 230-249.

[44] Wilson N.M., “*Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Aproach*”, Unwin Hyman London (1989) 466.

[45] Pearce J.A., Cann J.R., “*Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace*