

کانی شناسی، سنگ نگاری و ژئوشیمی سنگ های آتشفشانی خروانق (شمال غرب ایران)

هادی پیروج^{*}، امین اله کمالی، بهاره عبادی حاجی علیلو، علی عامری

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

(دریافت مقاله: ۹۰/۱/۱۴، نسخه نهایی: ۹۰/۵/۲۵)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی در گستره‌ی مرکزی نقشه‌ی زمین شناسی سیه رود در استان آذربایجان شرقی و در بخش خروانق از شهرستان اهر قرار گرفته است. سنگ های آتشفشانی خروانق از تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت تشکیل شده‌اند. کانی های اصلی شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین و هورنبلند بوده و بافت غالب سنگ ها میکرولیتی پورفیری است. در سطح تماس بین سنگ های آتشفشانی و ماسه سنگ های میوسن موجود در منطقه، کانی های نظیر اپیدوت و کلسیت دیده می شوند که نشان دهنده‌ی دگرگونی نوع مجاورتی است. بر اساس داده های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب، این سنگ ها جز سری پتاسیم قلیایی بالا تا شوشونیتی محسوب می شوند. نبود نابهنجاری مشخص Eu و غنی شدگی نسبی (Ba, Rb, K) LILE و LREE در سنگ های منطقه شاخصی برای محیط های زمین ساختی پشت کمان است و نیز غنی شدگی عناصر ناسازگار می تواند به دگرگونی گوشت های یا آلیش با پوسته قاره ای باشد. شیمی عناصر پشت کمان نسبتاً پیچیده است و ویژگی های ژئوشیمیایی آنها به عواملی نظیر درجه های ذوب بخشی، ناهمگنی خاستگاه گوشت های و غیره بستگی دارد. با توجه به ویژگی های زمین شناسی و سن میوسن برای سنگ های منطقه، می توان ماگمای سازنده ی این سنگ ها را جزء ماگماتیسیم حوضه های کششی در نظر گرفت که از ذوب بخشی گوشت های گارنت لرزولیتی ایجاد شده اند.

واژه های کلیدی: خروانق؛ بازالت؛ حوضه پشت کمان؛ گوشت های گارنت-لرزولیتی.

مقدمه

معمولاً در اثر ماگماتیسیم شدید قبل و بعد از برخورد، کمربندهای ولکانو-پلوتونیک گسترده‌ای پدید می‌آیند، که به ترتیب قوس های فرورانشی (جزایر قوسی و حواشی فعال قاره ای) و قوس های پس از برخورد نامیده می شوند. این قوس - های حاوی حجم های بزرگی از سنگ های آتشفشانی و نفوذی از جمله آندزیت ها، بازالت ها و سنگ های گرانیتوئیدی هستند. خصوصیات ژئوشیمیایی ماگماتیسیم پشت کمان به عواملی نظیر درجات ذوب بخشی، ناهمگنی خاستگاه گوشت های و غیره بستگی دارد. بازالت های حوضه های پشت کمان (BABB) از عناصر لیتوفیل بزرگ یون نظیر Ba, K, Rb کمی غنی شده

هستند و در عین حال، نابهنجاری منفی اندکی از Nb نسبت به عناصر مجاور K و La در آنها دیده می شوند [۱]. نابهنجاری های منفی Ti و Ta که در حوضه های پشت کمان مشاهده می شود، به دخالت شاره های دگرگناه کننده است. بنابراین تا حدودی ویژگی های ژئوشیمیایی گدازه های قوسی را نشان می دهد، زیرا در تشکیل این بازالت ها عواملی همچون ذوب، فرورانشی پوسته ی اقیانوسی و شاره های آزاد شده از این پوسته ها دخالت داشته است. سنگ های آتشفشانی مورد بررسی در بخش های شمال غربی و جنوب شرقی گستره ی با سن میوسن و واحدهای رسوبی شامل واحدهای کرتاسه و میوسن هستند. خروج این سنگ های آتشفشانی در منطقه

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۶۳۴۱۸۸۰۴، نامبر: ۵۲۶۲۵۹۶ (۰۶۴۱)، پست الکترونیکی: hadipirooj87@ms.tabrizu.ac.ir

گسترده‌ای برای تجزیه‌ی عناصر کمیاب و ایزوتوپ‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد [۲].

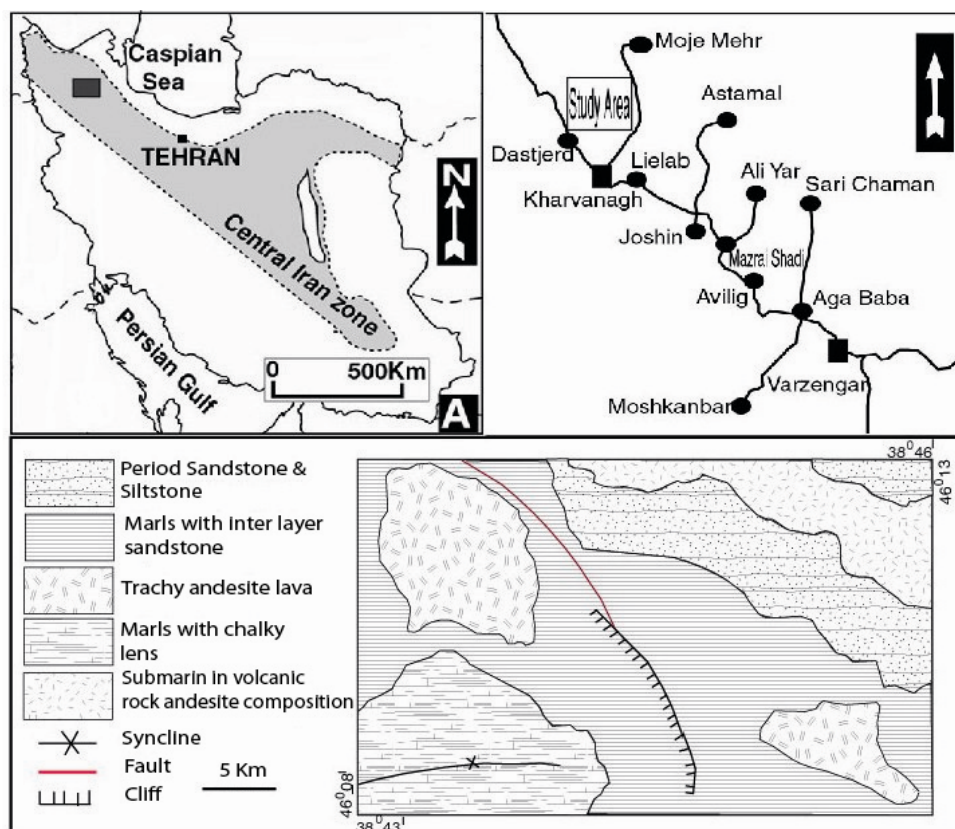
زمین شناسی عمومی منطقه

گستره‌ی مورد بررسی در مختصات جغرافیایی $38^{\circ}43'00''$ تا $38^{\circ}46'00''$ عرض شمالی و $46^{\circ}08'00''$ تا $46^{\circ}13'00''$ طول شرقی واقع شده است (شکل ۱). موقعیت جغرافیایی، راه‌های دسترسی و نقشه‌ی زمین شناسی گستره‌ی مورد بررسی به همراه لیتولوژی‌های اصلی موجود در منطقه در (شکل ۱) آورده شده‌اند. بر اساس تقسیم‌بندی‌های ساختاری ایران منطقه‌ی مورد بررسی جزئی از زون ایران مرکزی [۳] است. سنگ‌های آتشفشانی که اواخر رسوب‌گذاری واحد مارنی شکل گرفته‌اند، روی رسوب‌های ماسه سنگ - مارنی میوسن قرار گرفته‌اند. مرز این سنگ‌ها با رسوب‌ها در بعضی نواحی به خوبی دیده می‌شوند و در بعضی جاها مرز دگرگونی خفیف و از نوع مجاورتی و به رنگ اخراپی زردند. دو نوع برونوم در سنگ‌های منطقه دیده می‌شوند که یکی از آنها، از نوع رسوب‌های شیلی و مارنی است و دیگری از نوع برونوم‌های کومولیتی است.

پیامد فاز کوهزایی کرنشی بوده و به علت عبور از رسوب‌های میوسن و استقرار در بالای آنها و نیز وجود برونوم‌هایی از رسوب‌های درون توده، جواناتر از این واحد‌های رسوبی است. این توده‌های آتشفشانی به علت مقاومت در برابر عوامل فرسایشی اغلب به صورت ستیغ‌های بلند و خشن در منطقه رخنمون دارند.

روش بررسی

بررسی‌های آزمایشگاهی بر اساس تهیه‌ی ۵۰ مقطع میکروسکوپی برای بررسی‌های سنگ‌نگاری انجام شد. ۱۰ نمونه از این سنگ‌ها که کمترین میزان دگرسانی را داشتند انتخاب و در آزمایشگاه Als-Chemex کانادا به روش ICP-MS تجزیه شدند. اکسیدهای اصلی به روش ICP 06 و عناصر فرعی و کمیاب به روش ME-MS81 تجزیه‌ی شیمیایی شده‌اند. نتایج تجزیه‌ی شیمیایی برای اکسیدهای اصلی به صورت درصد وزنی (Wt%) و برای عناصر کمیاب با مقیاس بخش در میلیون (ppm) در جدول (۱) ارائه شده‌اند. این روش تجزیه به علت آشکارسازی بسیار پایین و درستی و دقت بالا به طور



شکل ۱ موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی، راه‌های دسترسی به آن و نقشه‌ی زمین شناسی منطقه.

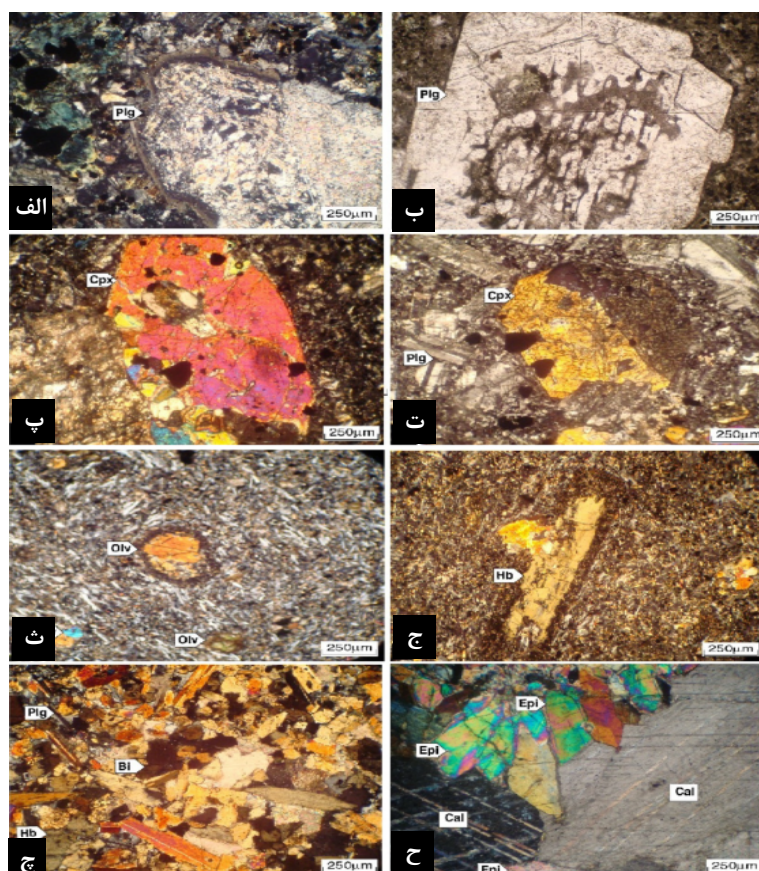
جدول ۱ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی شمال خروانق به روش ICP-MS [۲۹].

sample	EB2	EB4	EB7	EB14	EB27	EB32	EB33	EB35	EB40	EB44
SiO ₂ (%wt)	۵۳٫۲	۵۴٫۵	۵۰٫۸	۵۲٫۸	۴۸٫۱	۵۲٫۱	۴۶٫۷	۵۲	۵۱٫۹	۵۰٫۵
Al ₂ O ₃	۱۵٫۷	۱۴٫۴	۱۵٫۵	۱۵٫۸	۱۵٫۲	۱۵٫۳	۱۵٫۶	۱۵٫۹	۱۵٫۳	۱۵٫۱
Fe ₂ O ₃	۷٫۰۴	۶٫۵۴	۷٫۳۹	۷٫۲۲	۸٫۶	۷٫۳۳	۹٫۵۶	۷٫۳۲	۷٫۴۷	۷٫۳
CaO	۶٫۹۸	۷٫۶۳	۶٫۸۵	۷٫۹۲	۸٫۹۵	۸٫۵۲	۹٫۳۹	۸٫۳	۷٫۷	۶٫۸۵
MgO	۴٫۵۵	۴٫۳۳	۵٫۳۴	۴٫۴۹	۶٫۱۸	۴٫۴۷	۶٫۵۷	۴٫۴۱	۵٫۲۷	۵٫۲۹
Na ₂ O	۴٫۹۴	۴٫۵۵	۵٫۸۱	۴٫۹	۴٫۸۹	۴٫۷۸	۴٫۴۳	۵٫۰۲	۵٫۲۶	۵٫۵۵
K ₂ O	۱٫۹۱	۱٫۸۴	۱٫۹۹	۱٫۹	۲٫۲۹	۱٫۸۵	۱٫۸۴	۲٫۱۹	۲٫۰۴	۲٫۰۵
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
TiO ₂	۱٫۳	۱٫۱۹	۱٫۴	۱٫۳۸	۱٫۵۸	۱٫۲۹	۱٫۹۵	۱٫۳۳	۱٫۳۱	۱٫۳۴
MnO	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱	۰٫۱۳	۰٫۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱
P ₂ O ₅	۰٫۸۴	۰٫۶۴	۰٫۸۷	۰٫۸۷	۱٫۰۹	۰٫۸۶	۱٫۰۴	۰٫۸۴	۰٫۸۴	۰٫۸۴
SrO	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۲۱	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۱۳
BaO	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۰۹
LOI	۲٫۳۱	۲٫۱۳	۲٫۴۶	۱٫۷	۲٫۶۱	۳٫۶۵	۳٫۳۵	۲٫۵	۱٫۸۸	۳٫۹۴
Ba (ppm)	۷۴۹	۷۰۷	۷۳۵	۷۸۱	۷۷۹	۷۶۴	۶۲۵	۷۲۵	۷۱۹	۷۹۰
Ce	۱۰۴	۹۸٫۱	۱۱۳	۱۱۱	۱۲۵	۱۰۳	۱۰۵	۱۱۵	۱۰۷	۱۰۷
Co	۲۷٫۸	۲۸٫۲	۳۲٫۴	۲۵	۳۳٫۲	۲۹٫۷	۴۰	۲۹	۳۳٫۲	۲۹٫۴
Cr	۱۵۰	۱۳۰	۱۵۰	۱۶۰	۱۷۰	۱۴۰	۱۹۰	۱۵۰	۱۵۰	۱۵۰
Cs	۱٫۱۹	۱٫۲	۲٫۵	۱٫۲	۱٫۵۷	۶٫۲۷	۲۷٫۵	۷٫۰۳	۴٫۲۹	۲٫۳۵
Cu	۶۰	۶۳	۶۴	۶۲	۶۱	۵۶	۷۴	۷۳	۶۶	۶۸
Dy	۳٫۴	۳٫۱۹	۳٫۷	۳٫۵۶	۳٫۹۶	۳٫۳۸	۳٫۵۲	۳٫۵۸	۳٫۴۹	۳٫۵۲
Er	۱٫۵۹	۱٫۴۹	۱٫۷۳	۱٫۶۱	۱٫۷۵	۱٫۵۶	۱٫۶۳	۱٫۶۴	۱٫۶۵	۱٫۶۷
Eu	۲٫۰۸	۱٫۸۸	۲٫۱۲	۲٫۱۴	۲٫۴۹	۱٫۹۶	۲٫۱	۲٫۱۷	۲٫۱۲	۲٫۱۲
Ga	۱۹٫۹	۱۸٫۴	۱۹٫۷	۲۰٫۲	۱۹٫۱	۱۹٫۶	۲۰٫۶	۲۰٫۷	۱۹٫۳	۲۰٫۱
Gd	۶٫۳۸	۵٫۹	۷٫۱۴	۶٫۸۲	۷٫۸	۶٫۳	۶٫۳۶	۶٫۷	۶٫۷۲	۶٫۶۹
Hf	۳٫۷	۳٫۷	۴٫۲	۴٫۱	۴٫۵	۳٫۷	۴	۵	۳٫۹	۴
Ho	۰٫۶	۰٫۵۶	۰٫۶۵	۰٫۶۱	۰٫۶۷	۰٫۵۷	۰٫۶۴	۰٫۶۳	۰٫۶۱	۰٫۶۴
La	۵۵٫۴	۵۱٫۳	۵۹٫۷	۵۸٫۹	۶۳٫۹	۵۴٫۸	۵۳٫۹	۶۱٫۲	۵۶٫۸	۵۸٫۳
Lu	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۲	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۲	۰٫۱۹	۰٫۱۸	۰٫۱۸
Nb	۲۵٫۳	۲۵٫۳	۲۸٫۳	۲۷٫۷	۲۸٫۷	۲۴٫۹	۳۵٫۶	۳۱٫۶	۲۷٫۸	۲۶٫۸
Nd	۴۴٫۸	۴۲	۴۸٫۵	۴۸٫۱	۵۷٫۵	۴۵٫۴	۴۶٫۲	۴۸٫۸	۴۶٫۶	۴۷٫۴
Ni	۹۲	۸۲	۹۲	۸۶	۱۱۰	۹۵	۱۱۸	۹۳	۹۹	۱۰۲
Pb	۱۱	۱۱	۱۶	۲۵	۱۱	۱۱	۱۸	۱۷	۱۸	۱۴
Pr	۱۲٫۲	۱۱٫۶	۱۳٫۳	۱۳٫۳	۱۵٫۲	۱۲٫۱	۱۲٫۶۵	۱۳٫۳	۱۲٫۸	۱۲٫۸
Rb	۳۴٫۴	۳۵٫۳	۴۳٫۹	۳۱	۳۸	۳۴٫۲	۳۲٫۸	۳۴٫۲	۴۱٫۱	۴۴
Sm	۲۷٫۷	۶٫۸۱	۸٫۱۴	۷٫۸۱	۹٫۶۷	۷٫۳۴	۷٫۴۳	۷٫۸۸	۵٫۷	۷٫۷۱
Sn	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Sr	۱۲۱۰	۱۱۷۰	۱۰۱۰	۱۲۹۰	۱۲۳۰	۱۳۰۵	۱۵۰۵	۱۲۷۵	۱۱۲۰	۹۸۰
Ta	۱٫۴	۱٫۳	۱٫۵	۱٫۴	۱٫۵	۱٫۳	۱٫۹	۱٫۷	۱٫۵	۱٫۴
Tb	۰٫۶۹	۰٫۶۵	۰٫۷۶	۰٫۷۳	۰٫۸۶	۰٫۶۶	۰٫۷۱	۰٫۷۲	۰٫۶۹	۰٫۷۱
Th	۹٫۵۹	۸٫۹۹	۹٫۷۶	۹٫۹	۱۰٫۱	۸٫۶۹	۷٫۰۸	۱۳٫۲	۱۰٫۶	۹٫۸
Tm	۰٫۲	۰٫۱۹	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۲۳	۰٫۲	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۲۱
U	۲٫۳۵	۱٫۹۹	۲٫۲۱	۲٫۲۶	۲٫۲۳	۱٫۸۸	۱٫۶۱	۲٫۶۷	۲٫۴۶	۲٫۱۸
V	۱۶۲	۱۴۹	۱۸۰	۱۷۳	۱۷۹	۱۶۰	۲۰۷	۱۶۵	۱۵۸	۱۶۹
W	۳۱	۵۰	۴۵	۱۸	۲۱	۲۶	۵۰	۳۵	۵۲	۱۸
Y	۱۴٫۲	۱۴٫۱	۱۶٫۵	۱۵٫۴	۱۷	۱۴٫۸	۱۵٫۳	۱۵٫۶	۱۵٫۱	۱۵٫۷
Yb	۱٫۲۳	۱٫۱۹	۱٫۴۴	۱٫۲۷	۱٫۳۱	۱٫۱۷	۱٫۳۲	۱٫۳۳	۱٫۲۷	۱٫۲۹
Zn	۱۰۰	۸۲	۱۰۰	۱۰۰	۱۱۲	۱۰۴	۱۳۰	۱۰۳	۱۱۷	۱۰۱
Zr	۱۵۸	۱۶۰	۱۸۲	۱۸۲	۱۹۶	۱۶۳	۱۷۰	۲۲۳	۱۷۳	۱۷۳
Mg#	۰٫۵۴	۰٫۵۵	۰٫۵۸	۰٫۵۳	۰٫۵۷	۰٫۵۳	۰٫۵۴	۰٫۵۳	۰٫۵۶	۰٫۵۸

سنگ‌نگاری

تراکی بازالت‌ها و تراکی آندزیت‌ها، سنگ‌های مهم منطقه‌اند. کانی‌های اصلی موجود در آنها به ترتیب فراوانی شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین، هورنبلند، کانی‌های کدر اولیه و کانی‌های فرعی شامل بیوتیت و از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلسیت اشاره کرد. پلاژیوکلازها به صورت فنوکریست و میکرولیت‌های ریز، به حالت گرد شده، نیمه شکل دار، دارای ماکل پلی سینتتیک، منطقه‌بندی و بافت غربالی هستند. پژوهشگران مختلف تشکیل بافت غربالی را در پلاژیوکلازها به افت سریع فشار [۴] وابسته می‌دانند (شکل ۲ الف و ۲ ب). اوژیت به صورت فنوکریست‌های، گلومروئی و منطقه‌ای دیده می‌شوند این حالت به شروع تبلور بخشی و جدایش کانی نسبت داده شده است. اوژیت معمولاً به کلسیت دگرسان شده و دارای حاشیه‌ی واکنشی است (شکل ۲ پ و ۲ ت). الیوین بصورت فنوکریست ایدنگسیتی شده دیده می‌شود (شکل ۲ ث). کانی‌های هورنبلند غالباً فنوکریست‌های شکل‌دار و منظم و کشیده با حاشیه‌ی سوخته‌اند (شکل ۲ ج). بیوتیت مهم‌ترین

کانی فرعی موجود در نمونه‌ها به صورت کانی‌های ریز تا متوسط و به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شود. اپاسیته شدن بیوتیت و هورنبلند که از حاشیه شروع شده و گاهی تا بخش‌های مرکزی پیشرفت می‌کند، نشان دهنده‌ی بالا بودن گریزندگی اکسیژن و فشار بخار آب ضمن تشکیل این کانی‌ها پس از دست دادن آب حین فوران ماگماست [۵]. بافت غالب سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی میکرولیتی پورفیری و بافت‌های فرعی آن عبارتند از تراکیتی، آمیگدالوئید، گلومروپورفیری هستند. برونوم کومولیتی دارای ریزبلورهای پلاژیوکلاز، بلورهای ریز اوژیت، هورنبلند، بیوتیت و بافت اصلی آن کومولایی درشت دانه است که این برونوم کومولیتی احتمالاً یک برونوم همزاد و هم ماگماست (شکل ۲ چ). در منطقه‌ی مورد بررسی کانی‌هایی که در مقاطع مربوط به سطح تماس با واحدهای رسوبی دیده می‌شوند، اپیدوت و کلسیت هستند که این کانی‌ها در دو محیط هم شرایط اسکارنی و دگرگونی نوع مجاورتی به وجود می‌آیند (شکل ۲ ح).

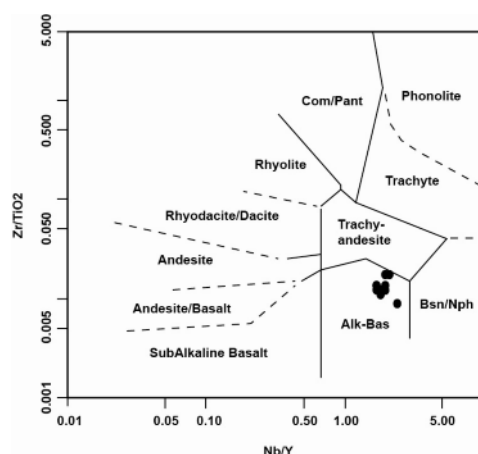


شکل ۲ الف) پلاژیوکلاز منطقه‌بندی، ب) پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی، پ) اوژیت با بافت خوشه‌ای، ت) اوژیت منطقه‌بندی شده، ث) الیوین ایدنگسیت شده، ج) هورنبلند اپاسیته شده، چ) برونوم کومولیتی شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند ح) کلسیت و اپیدوت در سنگ‌های دگرگون.

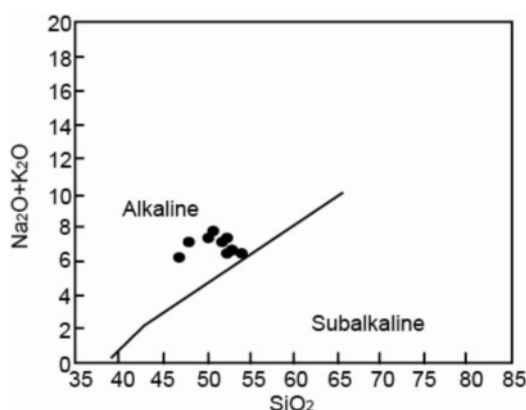
ژئوشیمی

سنگ‌های آتشفشانی میوسن شمال خروانق بر اساس تغییرات مجموع قلیایی‌ها نسبت به افزایش سیلیس [۷] در گستره‌ی قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۴). همچنین این نمونه‌ها در نمودار [۸] دارای ماهیت پتاسیم قلیایی بالا هستند (شکل ۵).

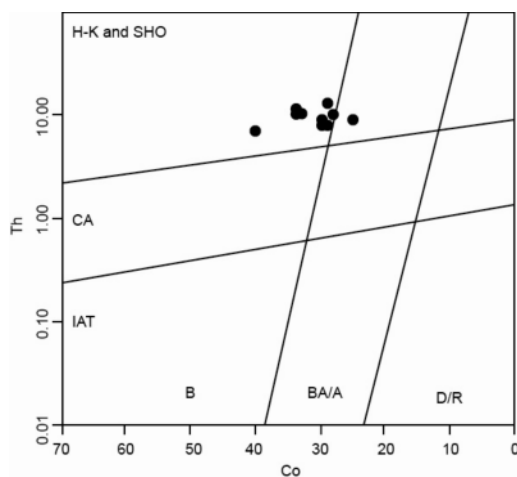
بررسی‌های ژئوشیمیایی روی ۱۰ نمونه از سنگ‌های منطقه خروانق انجام شد (جدول ۱). نمونه‌های مورد بررسی بر اساس رده بندی [۶] تغییرات Zr/TiO_2 نسبت به افزایش میزان Nb/Y در گستره‌ی بازالت قلیایی قرار گرفته است (شکل ۳).



شکل ۳ رده بندی سنگ‌های مورد بررسی با استفاده از نمودار $Nb/Y-Zr/TiO_2$ [۶].



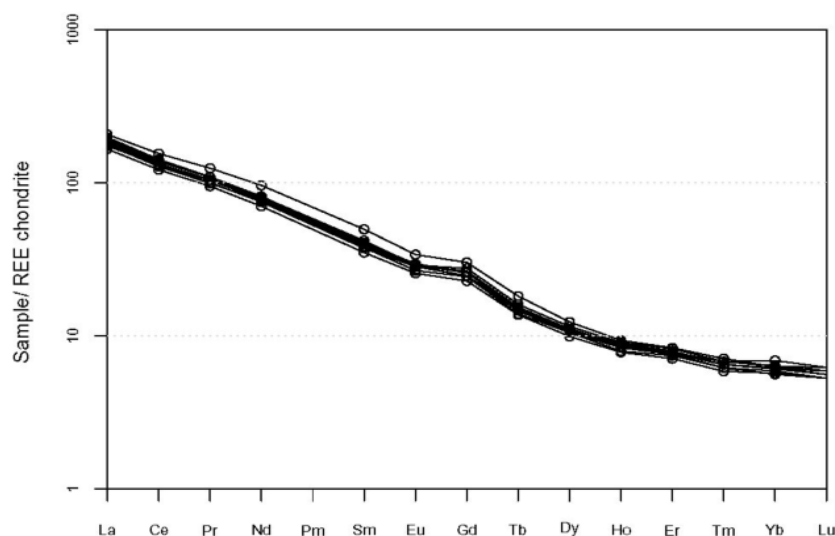
شکل ۴ تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه با استفاده از نمودار TAS [۷].



شکل ۵ نمودار تعیین شاخص پتاسیم سنگ‌های آذرین [۸].

در الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت [۹]، الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه به صورت موازی دیده می‌شوند (شکل ۶). این نمودار نشان می‌دهد که عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی می‌تواند در اثر عملکرد دو فرایند حاصل شود: ۱- آلودگی پوسته‌ای ۲- ذوب بخشی گوشته‌ی غنی شده طی فرایند دگرنهادی تحت تاثیر شارهای با گدازه‌ی حاصل از ورقه فرورونده [۱۰]. با استفاده از نسبت‌های (La_N/Sm_N) , (La_N/Yb_N) و (Ce_N/Yb_N) می‌توان درجه‌ی جدایش به ترتیب LREE, HREE و REE را تعیین کرد. نسبت‌های بالا به ترتیب برای سنگ‌های مورد بررسی بین ۲۷/۵۳-۳۲/۸۶، ۴/۱۵-۴/۸۸ و ۲۴/۶۸-۲۰/۲۹ قرار می‌گیرند. درجات کم ذوب بخشی (کمتر از ۱۰ درصد) می‌تواند منجر به تشکیل ماگمای بازالت قلیایی شده که یک غنی‌شدگی در الگوی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نشان می‌دهد [۱۱]. یعنی با افزایش قلیائیت بر نسبت La/Sm افزوده و از نسبت Zr/Nb کاسته می‌شود [۱۲] و شیب منحنی کاهش می‌یابد، این امر در نتیجه‌ی حساسیت بیشتر La نسبت به Sm و نیز Nb نسبت به Zr در درجه‌های مختلف ذوب است. به اعتقاد [۱۰] با افزایش درجه‌ی ذوب بخشی تا حدود ۳۰ درصد از تمرکز REE به سرعت کاسته شده و پس از آن (درجه‌های ذوب بخشی بیش از ۳۰ درصد) گدازه نمی‌تواند تغییرات مهمی در تمرکز عناصر کمیاب خاکی (REE) ایجاد کند. با توجه به این بررسی‌ها می‌توان استنباط

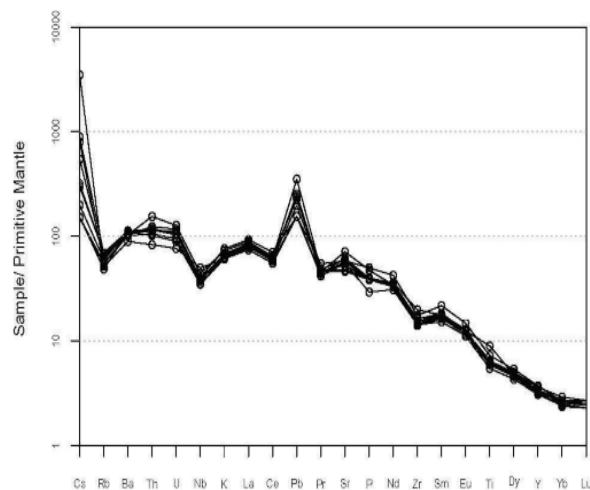
کرد که شیب الگوی عناصر کمیاب خاکی (REE) می‌تواند نشان‌دهنده‌ی میزان ذوب بخشی باشد، به این صورت که در درجه‌های بسیار پایین ذوب بخشی، شیب این منحنی‌ها زیاد بوده و عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی بسیار بیشتری را نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهند. ولی با افزایش درجه‌ی ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) کاسته می‌شود. ناهنجاری Eu که از فرمول $(Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm)_N \times (Gd)_N})$ محاسبه شده است. نسبت Eu/Eu^* سنجشی از ناهنجاری Eu بوده و اگر بزرگتر از ۱ باشد ناهنجاری مثبت و اگر کوچکتر از ۱ باشد منفی خواهد بود. نسبت Eu/Eu^* محاسبه شده برای همه‌ی نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی بین ۰/۹۳-۰/۸۵، کوچکتر از ۱ بوده و در نتیجه دارای ناهنجاری منفی هستند. ناهنجاری منفی Eu در نتیجه‌ی جدا شدن پلاژیوکلاز و یا فلدسپات پتاسیم دار از گدازه‌ی فلسیک چه در اثر جدایش بلوری و چه ذوب بخشی (که در آن فلدسپات در تفراله باقی می‌ماند) است. ناهنجاری مثبت Eu نیز نتیجه انباشت فلدسپار است [۱۳]. نبود ناهنجاری منفی و مثبت هم نشان دهنده‌ی این است که تبلور پلاژیوکلاز نقش مهمی در شکل‌گیری ماگما ندارد و ممکن است فقط دستخوش تبلور فشار بالا، قبل از جایگیری در سطوح بالاتر شده باشد [۱۴].



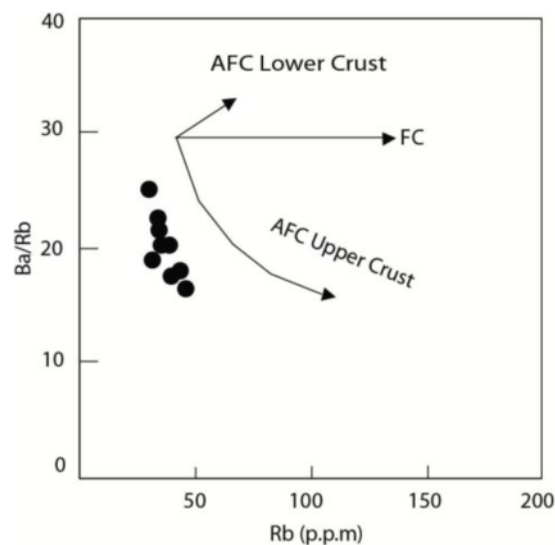
شکل ۶ نمودار عنکبوتی نرمالیز شده REE [۹].

های $La/Ta > ۲۲$ و $La/Nb > ۱.۵$ هستند [۱۷]. مقدار این نسبت‌ها در سنگ‌های بررسی شده به ترتیب ۲۸-۴۲ و ۱.۵-۲.۲ است که تاثیر آلودگی پوسته‌ای را نشان می‌دهد. برای نشان دادن نقش آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه از نمودار Rb نسبت به Ba/Rb نیز استفاده شد [۱۸]. سنگ‌های مورد بررسی در این نمودار روند آرایش با پوسته‌ای بالایی را نشان می‌دهند (شکل ۸). سرب در کانی‌های پتاسیم‌دار به صورت یک عنصر پذیرفته شده وجود دارد و بنابراین با پیشرفت جدایش، نسبت پتاسیم به سرب زیاد می‌شود [۱۹]. میانگین سرب در پوسته ۱۳ ppm و در بازالت‌ها ۷/۵ ppm و در نمونه های آنالیز شده ۱۱-۲۵ است که می‌تواند به علت متحرک و ناسازگار بودن تحت تاثیر آلودگی های پوسته‌ای قرار گیرد.

ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی خروانق نسبت به گوشته‌ای اولیه [۱۵] بهنجار شده است (شکل ۷). در این نمودار نابهنجاری‌های منفی واضح و مشخصی از Nb, P, Ti و نیز نابهنجاری مثبت Pb مشاهده می‌شود و Sr نیز اندکی غنی-شدگی نشان می‌دهد. نابهنجاری منفی Nb که در تمامی نمودارهای بهنجار شده‌ی زیر مشاهده می‌شود، شاخص سنگ-های قاره‌ای بوده و ممکن است نشان‌دهنده نقش پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد [۱۶]. به عقیده آنها بازالت‌هایی که با پوسته سیلیسی زمین درگیر می‌شوند، می‌توانند یک نابهنجاری بزرگی از Nb را نشان دهند. زیرا متوسط ترکیب پوسته‌ی قاره-ای به شدت از Nb تهی شده است. سنگ‌های پوسته‌ای که تحت تاثیر آلودگی پوسته‌ای قرار گرفته باشند، دارای نسبت-



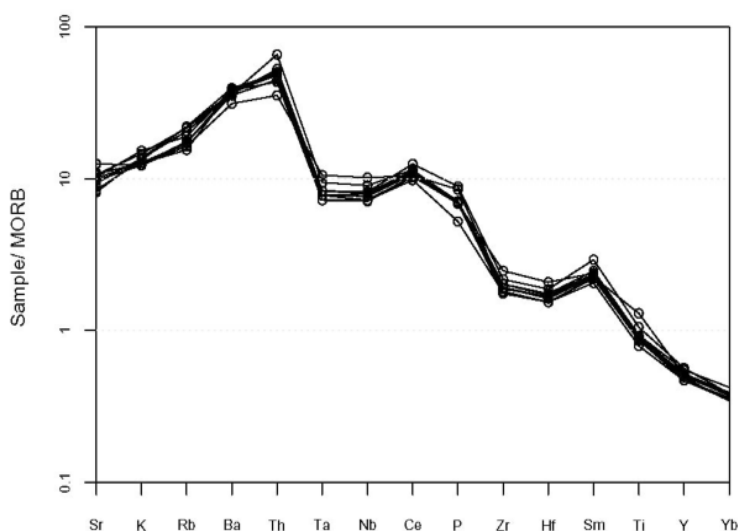
شکل ۷ نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته‌ای اولیه [۱۵].



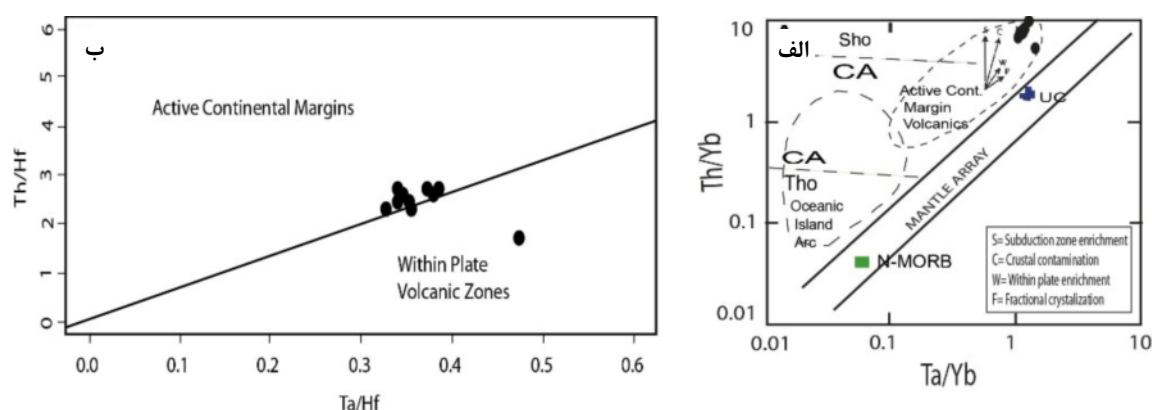
شکل ۸ نمودار Rb نسبت به Ba/Rb [۱۸].

کردن محیط حاشیه‌ی فعال قاره‌ای از محیط‌های دیگر، می‌توان از نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۲۳] استفاده کرد (شکل ۱۰ الف). در این نمودار سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند و روند غنی شدگی درون صفحه‌ای را نشان می‌دهند. علاوه بر نمودار یاد شده، می‌توان از نمودار Th/Hf نسبت به Ta/Hf برای جدایش سنگ‌های آتشفشانی درون قاره‌ای از حاشیه‌ی فعال قاره‌ای استفاده کرد [۲۴]. در این نمودار نیز بیشتر نمونه‌ها در گستره‌ی سنگ‌های آتشفشانی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ ب). ویژگی‌هایی نظیر قلیایی بودن سنگ‌های منطقه، درصد تیتان کم، غنی بودن از عناصر کمیابی نظیر Sr, Rb, Ba و فقدان نابهنجاری کاهشی واضح Eu در سنگ‌های منطقه، می‌تواند قابل مقایسه با مناطق کششی پشت کمان آتشفشانی حاشیه قاره‌ای باشد. بدین منظور سنگ‌های آتشفشانی منطقه خرواق را یکی از محیط‌های پشت کمان معروف مانند Scotia Sea East که در جنوب اقیانوس اطلس قرار دارد، مقایسه کرده‌ایم. چنانکه در جدول ۲ مشاهده می‌شود نسبت‌های Ba/Nb, East Scotia Sea در گستره‌ی بازالت‌های East Scotia Sea قرار می‌گیرد. علت کم بودن نسبت Zr/Rb در بازالت‌های خرواق، تمرکز بیشتر Rb در آنهاست. از نسبت‌های عناصر Ce/Pb, Rb/Sr در گستره‌ی بازالت‌های East Scotia Sea استفاده کرده‌ایم [۲۵]. در این نمودار سنگ‌های در گستره‌ی حوضه‌ی پشت کمان نمادین Lau و East Scotia Sea قرار می‌گیرند (شکل ۱۱).

در نمودار بهنجار شده به MORB [۲۰] نابهنجاری مثبت Th و Ba و نیز نابهنجاری منفی Ta و Nb دیده می‌شود (شکل ۹). عناصری مانند Th و Ta می‌توانند برای شناسایی فرایندهایی که گوشته را تحت تاثیر قرار داده، بکار روند. در مناطق وابسته به فروران، Th متحرک‌تر است و در گوه‌ی گوشته‌ای که در بالای زون فروران قرار دارد، غنی شدگی نشان می‌دهد [۲۱]. علاوه بر تاثیر آرایش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه که در بالا گفته شد، تهی شدگی Ta و Nb را می‌توان به حلالیت بسیار کم آنها در کننده ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده نسبت داد که باعث تمرکز آنها در پوسته‌ی اقیانوسی آبگیری شده می‌شود [۱۶]. آمفیبول، آپاتیت، زیرکن، ایلمنیت، اسفن، مونازیت و روتیل از جمله کانی‌های میزبان بکار مهم برای این عناصر در گوشته‌ی فوقانی هستند و می‌تواند نابهنجاری این عناصر را در ماگماتیسم وابسته به فروران کنترل کنند [۲۲]. در الگوی عناصر کمیاب که به کندریت، مورب و گوشته‌ی اولیه بهنجار شده‌اند، وابستگی مشابهی بین همه‌ی نمودارها دیده می‌شود. به خصوص اینکه عناصر LILE غنی شدگی و عناصری مانند Nb و Ti تهی شدگی دارند که نشان دهنده‌ی محیط حاشیه‌ی فعال قاره‌ای هستند. غنی شدگی عناصر K و Th می‌تواند نتیجه‌ی آرایش پوسته‌ای باشد، وجود نابهنجاری منفی Nb می‌تواند در محیط‌های ماگمایی فروران و یا آلودگی پوسته‌ی بالایی در سنگ‌های آتشفشانی ایجاد شود. از بررسی‌های زمین شیمیایی برای تعیین محیط زمین ساختی - ماگمایی سنگ‌ها استفاده می‌شود [۲]. برای مشخص



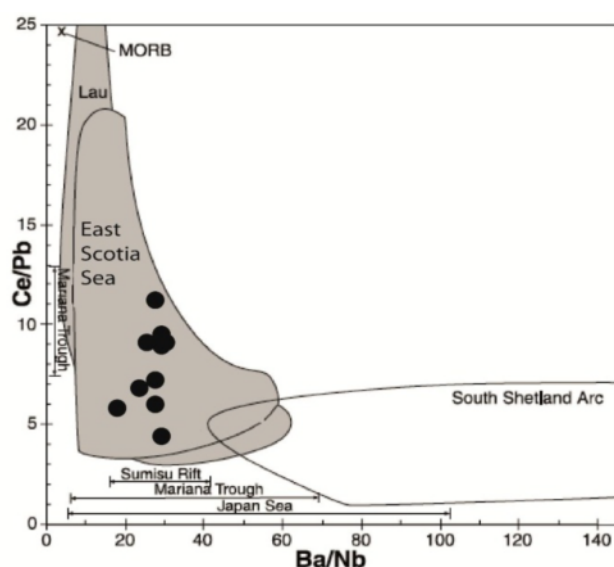
شکل ۹ نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به MORB [۲۰].



شکل ۱۰- الف- نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb، سنگ‌ها در گستره‌ی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند [۲۳]. ب- نمودار Th/Hf نسبت به Ta/Hf برای جدا کردن حاشیه‌ی فعال قاره‌ای از سنگ‌های آتشفشانی درون قاره‌ای [۲۴].

جدول ۲ مقایسه عناصر کمیاب بازالت‌های حوضه‌ی پشت کمان East Scotia Sea با سنگ‌های بازالتی منطقه‌ی خروانق.

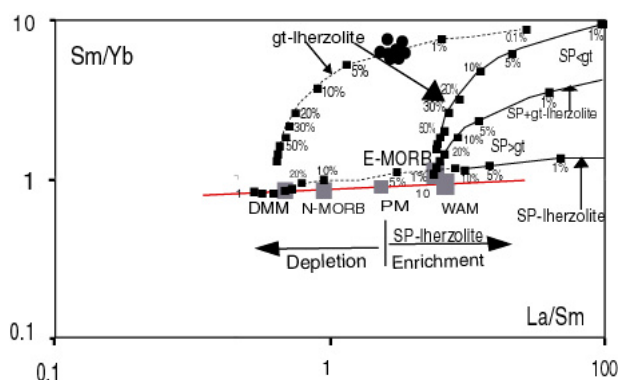
بازالت‌های منطقه خروانق	بازالت‌های حوضه پشت کمان East Scotia Sea	
۱۷٫۵ – ۳۰	< ۷۰	Ba/Nb
۴٫۴۲ – ۱۱٫۳۶	> ۲	Ce/Pb
۰٫۰۲۱ – ۰٫۰۴۴	۰٫۰۰۲۵ – ۰٫۰۴	Rb/Sr
۳٫۹۳ – ۵٫۸۷	۱۶ – ۵۴	Zr/Rb



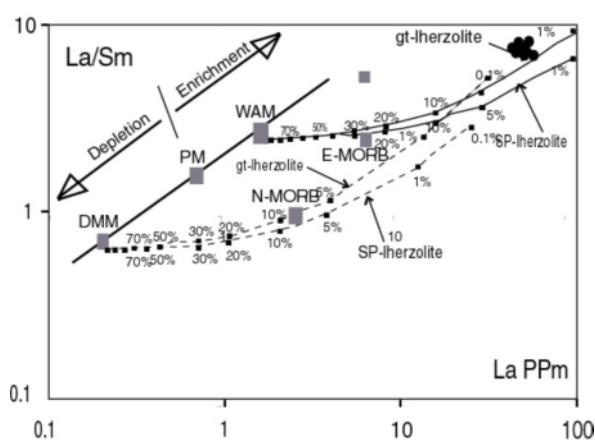
شکل ۱۱ نمودار Ce/Pb نسبت به Ba/Nb برای مقایسه سنگ‌های منطقه‌ی خروانق با نواحی دیگر پشت کمان نمادین [۲۵].

اسپینل- لارزولیتی و گارنت- لارزولیتی را نشان می‌دهد. در اثر ذوب بخشی یک خاستگاه گوشته‌ای اسپینل- لارزولیتی، نسبت Sm/Yb تغییر نمی‌کند، زیرا Sm و Yb دارای ضریب توزیع مشابهی در اسپینل هستند [۲۶]. در مقابل، گارنت دارای ضریب توزیع بسیار بالایی برای Yb در مقایسه با Sm است. لذا ذوب درجه‌ی پایین تا متوسط خاستگاه گارنت- لارزولیتی منجر به تولید گدازه‌ای با نسبت Sm/Yb بالاتر در مقایسه با

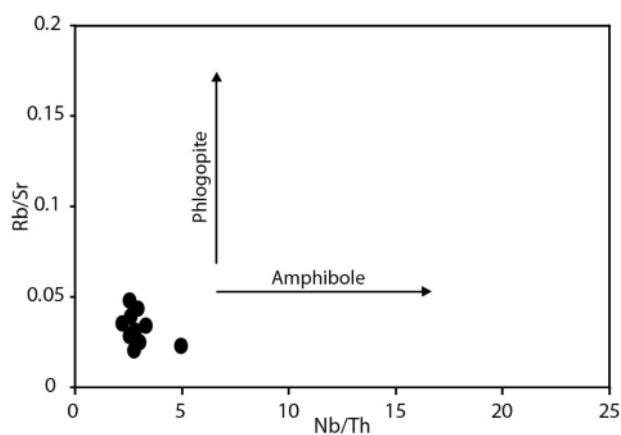
از نسبت‌های عناصر کمیاب و کمیاب خاکی می‌توان برای شناسایی منابع مختلف گوشته‌ای و نیز تعیین ترکیب، درجه‌ی ذوب بخشی و عمق سنگ خاستگاه استفاده کرد. برای تعیین درجه‌ی ذوب و ترکیب کانی شناسی محل خاستگاه ماگماهای قلیایی، از نمودار نسبت به Sm/Yb نسبت به La/Sm و نیز نمودار La/Sm نسبت به La استفاده شد (شکل ۱۲ و ۱۳). این نمودارها، تغییرات درجه‌ی ذوب در دو محل خاستگاه گوشته‌ای



شکل ۱۲ نمودار La/Sm نسبت به Sm/Yb به منظور محاسبه میزان ذوب بخشی [۲۶].



شکل ۱۳ نمودار La/Sm نسبت به La به منظور محاسبه میزان ذوب بخشی [۲۶].



شکل ۱۴ نمودار Rb/Sr در مقابل Nb/Th [۲۷].

با توجه به شواهد زمین شناسی و ژئوشیمیایی منطقه، محیط زمین ساختی این سنگها نشان دهنده وجود یک محیط کشتی در زمان میوسن است. در مرحله بعد از برخورد پلیت عربستان با پلیت ایران مرکزی خروج گدازه ممکن است تا

خاستگاه گوشته ای می شود. در این نمودارها WAM بیانگر گوشته ی نابهنجار آناتولی غربی است. خط ممتد نشان دهنده ی آرایش گوشته است که با استفاده از روندهای ترکیبی گدازه ی باقیمانده ریشه گرفته از ترکیب های DMM (گوشته ی تهی شده MORB) و PM (گوشته ی اولیه) معین شده است. سنگ های مورد بررسی در مقایسه با خاستگاه های فرضی نظیر DMM که خاستگاهی برای بازالت های پشته های میان اقیانوسی در نظر گرفته می شود و PM به عنوان خاستگاه بازالت های درون صفحه ای نوع OIB، از یک خاستگاه غنی شده از عناصر ناسازگار سرچشمه گرفته است. با توجه به این نمودارها، ماگمای قلیایی سازنده ی این سنگها از ذوب بخشی یک تا پنج درصدی یک خاستگاه گوشته ای غنی شده گارنت-لرزلیتی با گارنت باقیمانده در محل خاستگاه تشکیل شده است. به دلیل سازگاری بیشتر عنصر Nb در ترکیب آمفیبول نسبت به فلوگوپیت و نیز تحرک کم این عنصر طی دگرسانی، می توان برای تشخیص حضور آمفیبول یا فلوگوپیت در محل خاستگاه از نسبت Nb/Th استفاده کرد. در نمودار (شکل ۱۴) از نسبت عناصر Rb/Sr به نسبت Nb/Th استفاده شده است که روند تغییرات مشاهده شده حضور فاز فلوگوپیت را در خاستگاه نشان می دهد [۲۷].

به طور کلی ماگماهای اولیه که در تعادل با کانی شناسی شاخص گوشته ی فوقانی (الیوین + ارتوپروکسن + گارنت + اسپینل) قرار دارند باید دارای مقادیر $Mg \# = (>0.7)$ و مقدار SiO_2 و $Cr = (<1000 ppm)$ ، $Ni = (1400-1500)$ کمتر از ۵۰ درصد باشند [۲۸]. با این حال یک ماگمای بازی ممکن است بجای مشتق شدن از یک گوشته ی بهنجار از مناطقی با خاستگاه دگرنهاد مشتق شده باشد که این معیارها دیگر کاربردی نخواهند داشت [۱]. همچنین با افزایش شکل گیری ماگمایی از میزان عدد منیزیم کاسته می شود. در سنگ های منطقه ی مورد بررسی مقدار $Mg \#$ پایین و بطور متوسط در حدود ۰/۵۵ است. مقدار $Ni = 82-118 ppm$ و $Cr = 150$ است. بنابراین می توان نتیجه گرفت که ماگمای سازنده ی این سنگها جزء ماگماهای اولیه و در حال تعادل با گوشته ی فوقانی نبوده و پس از تشکیل در گوشته ی عادی دستخوش شکل گیری های ماگمایی شده و یا ماگمایی هستند که از گوشته ی دگرنهاد مشتق شده اند.

یک گوشته‌ی غنی‌شده از رفتاری دگرنهادی گوشته‌ای ریشه گرفته‌اند. همچنین نمودارهای ترسیم شده بر اساس عناصر La و Sm، ماگمای مادر سنگ‌های مورد بررسی احتمالاً از یک خاستگاه گارنت- لرزولیتی فلوگوپیت‌دار با درجه‌ی ذوب بخشی یک تا پنج درصد در اثر بالا آمدگی استنوسفر ایجاد شده‌اند.

قدردانی

نویسندگان مقاله مراتب سپاس و تشکر خود را از داوران مجله-ی بلورشناسی و کانی شناسی ایران و نیز استاد بزرگوار دکتر مودن به خاطر اظهار نظرهای سازنده‌شان ابراز می‌دارند.

مراجع

- [1] Wilson M., "Igneous petrogenesis a global tectonic approach", unwin hymen, London, (1989) 466 pp.
- [2] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evaluation", presentation, interpretation. Longman Group, UK 1st edition (1993) 352p.
- [3] Stöcklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review". American Association Petroleum Geologists. Bulletin 52 (1968) 1229-1258.
- [4] Nelson S. T., Montana A., "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression". American Mineralogist 77 (1992) 1242-1249, 1992
- [5] Best M. G., Christiansen E. H., "Igneous Petrology: Malden, Massachusetts", Blackwell Science, Inc (2001) 458 p.
- [6] Floyd P. A., Winchester J.A., "Magma – type and tectonic setting discrimination using immobile element", Earth and Planetary Science Letters. 27(1975) 211-218.
- [7] Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., "A chemical classification of volcanic rocks based on total alkali-silica diagram", Journal of Petrology, 27 (1986) 745-750.
- [8] Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F., "Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements", development of the Th-Co discrimination diagram. Journal of Petrology 48(2007) 2341-2357.
- [9] Boynton W.V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson", P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, (1984) 63–114.
- [10] Srivastava R.K., Singh R.K., "Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism", Jurnal of Asia Earth sciences 23(2004)373-389.

مدتها ادامه داشته باشد و بعد از برخورد، کشتی ایجاد می‌شود که بر اثر این کشتش ماگمای قلیایی در آن پدیدار می‌شود و بیشتر با نابهنجاری منفی Ta و Nb مشخص می‌شود. این امر حاکی از مداومت دگرنهادی گوشته‌ای در اعماق به هنگام فرورانش اولیه و حتی واکنش با پوسته‌ی قاره‌ای است. با توجه به سن توده‌های آتشفشانی منطقه‌ی مورد بررسی (میوسن) و ویژگی‌های سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی آنها، می‌توان ماگمای مولد این سنگ‌ها را جزء ماگماتیسیم حوضه‌های کشتی پس از برخورد در نظر گرفت. این زون ضمن کشتش، به دنبال فاز فشارگرفتی ایجاد شده و به همین علت شبیه به آتشفشان‌های مناطق ریفتی است و حاوی سنگ‌های بازالتی قلیایی سدی است. زیرا گوشته‌ی سازای آن قبلاً دستخوش فرورانش شده و دگرنهاد شده و ذوب بخشی در آن صورت گرفته است. وجود شکستگی و گسل خوردگی‌ها در ذوب بخشی این گوشته‌ی دگرنهاد مؤثر بوده و این ماگماها از محل این شکستگی‌ها بالا آمده و به صورت فوران‌های آتشفشانی در سطح زمین رخنمون یافته‌اند.

برداشت

سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی شمال خروانق که در شهرستان اهر قرار دارد شامل تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت‌اند. کانی‌های اصلی سازنده‌ی این سنگ‌ها عبارتند از پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین، هورنبلند. بافت غالبی که در این سنگ‌ها دیده می‌شود، میکرولیتی پورفیری است. تمامی این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمیایی دارای ماهیت پتاسیم قلیایی بالا بوده و غنی شدگی LILE و دارای LREE هستند. نابهنجاری مثبت Pb و نابهنجاری منفی TNT در نمودارهای عنکبوتی و روند مشاهده شده در نمودار Ba/Rb نسبت به Rb اشاره به تاثیر آرایش پوسته‌ای و نیز تاثیر شاره‌های دگرنهاد کننده‌ی در سنگ‌های منطقه دارد. باتوجه به نمودارهای ژئوشیمیایی، محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها، یک محیط حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است. ویژگی‌های نظیر قلیایی بودن سنگ‌های منطقه، درصد تیتان کم، غنی بودن از عناصر کمیایی نظیر Sr, Rb, Ba و نبود نابهنجاری کاهشی روشن Eu در سنگ‌های منطقه، می‌تواند قابل مقایسه با مناطق کشتی پشت کمان حاشیه‌ی قاره‌ای باشد. پایین بودن مقدار کرم، نیکل و عدد منیزیم (Mg#) نشان می‌دهد که سنگ‌های این منطقه از یک گوشته-ی اولیه مشتق نشده‌اند و با توجه به نمودارهای ارائه شده، از

Continental Margins", Shiva Geology Series (1984) 230-249.

[21] Xia Q.-X., Zheng Y-F., Zhou L. G., "Dehydration and melting during continental collision: constraints from element and isotope geochemistry of low-T/UHP granitic gneiss in the Dabie orogen", Chemical Geology 247(2008) 36-65.

[22] Ionov D.A., Hofmann A.W., "Nb-Ta rich mantle amphiboles and mica: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations", Earth and Planetary Science Letters, 131(1995) 341-356.

[23] Pearce J.A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In: Hawkesworth C.J. & Norry M.J., (eds.), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, (1983) 230-249.

[24] Schandl E.S., Gorton M.P., "Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments", Economic geology, 97 (2002) 629-642.

[25] Keller R.A., Fisk M. R., Smellie J. L., Strelin J.A., Lawver L.A., White W.M., "Geochemistry of back arc basin volcanism in Bransfield Strait", Antarctica: Subducted contributions and along-axis variations. Journal of Geophysical research, 107(2002) 1-17.

[26] Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirlwall M. F., Mitchell J. G., "Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia", Turkey Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102 (2000) 67-95.

[27] Furman T., Graham D., "Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province", Lithos 48(1999) 237-262.

[28] Glenn A.G., "The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus", Contributions to Mineralogy and Petrology, 147(2004) 511-527.

[۲۹] عبادی، حاج علیلو ب.، "بررسی پترولوژیکی و ژئوشیمیایی

سنگ‌های ولکانیکی شمال خروانتق- شرق دستجرد (شمال

غرب ایران)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، ۹۷ صفحه.

[11] Wass S.Y., Roger N.W., "Mantle metamorphism-precursor to alkaline continental volcanism", Geochimica et Cosmochimica Acta 44 (1980) 1811-1823.

[12] Hammer J.E., Coombs M.L., Shamberger P.J., Kimura J.I., "Submarin silver in North Kona: A window in to the early magmatic and growth history Hualalai Volcan, Hawaii", Journal of Volcanology and Geothermal Research 151(2006) 157-188.

[13] Jung S. Hoffer E., Hoernes S., "Neo-Proterozoic rift-related syenites (North Damara Belt, Namibia) Geochemical and Nd-Sr-Pb-O isotope constraints for mantle sources and petrogenesis", Lithos, 96(2007) 415-435.

[14] Ying J., Zhang H., Sun M., Tang Y., Zhou X., Liu X., "Petrology and Geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province", western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime. Lithos, 98(2007) 45-66.

[15] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes", Geological Society Special Publication 42(1989) 313-345.

[16] Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J., "Fluid influence on the trace element composition of subduction zone magmas", philosophical transactions of the Royal Society of London 335(1991) 377-392.

[17] Abdel-Fattah M., Abdel-Rahman A.M., Nassar P.E., "Cenozoic Volcanism in the Middle East: Petrogenesis of alkali basalts from Northern Lebanon", Geology magazine. 141 (2004), 545-563.

[18] Askren D. R., Roden M. F., Whitney J. A., "Petrogenesis of Tertiary Andesite Lava Flows Interlayered with Large-Volume Felsic Ash-Flow Tuffs of the Western USA", Journal of Petrology, 38(1999), 1021-1046.

[19] Manson, Moor, "Principles of geochemistry", Publisher: John Wiley and Sons (Fourth Edition) New York, (1982) p. 344.

[20] Pearce J.A., "Role of the Sub-continental Lithosphere in Magma Genesis at Active