



## کانی شناسی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمی سنگ‌های 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. سنگ‌های آتشفشانی خروانق از تراکی بازالت، تراکی آندزیت و تراکی آندزیت تشکیل شده‌اند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین و هورنبلند بوده و بافت غالب سنگ‌ها میکرولیتی پورفیری است. در سطح تماس بین سنگ‌های آتشفشانی و ماسه سنگ‌های میوسن موجود در منطقه، کانی‌هایی نظیر اپیدوت و کلسیت دیده می‌شوند که نشان دهنده‌ی دگرگونی نوع مجاورتی است. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و کمیاب، این سنگ‌ها جز سری پتاسیم قلیایی بالا تا شوشونیتی محسوب می‌شوند. نبود نابهنجاری مشخص Eu و غنی‌شدگی نسبی (Ba, Rb, K) LILE و LREE در سنگ‌های منطقه شاخصی برای محیط‌های زمین‌ساختی پشت کمان است و نیز غنی‌شدگی عناصر ناسازگار می‌تواند به دگرگونی گوشته‌ای یا آلاینش با پوسته قاره‌ای باشد. شیمی عناصر پشت کمان نسبتاً پیچیده است و ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها به عواملی نظیر درجه‌های ذوب بخشی، ناهمگنی خاستگاه گوشته‌ای و غیره بستگی دارد. با توجه به ویژگی‌های زمین شناسی و سن میوسن برای سنگ‌های منطقه، می‌توان ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها را جزء ماگماتیسیم حوضه‌های کششی در نظر گرفت که از ذوب بخشی گوشته‌ی گارنت لرزولیتی ایجاد شده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** خروانق؛ بازالت؛ حوضه پشت کمان؛ گوشته‌ی گارنت-لرزولیتی.

### مقدمه

هستند و در عین حال، نابهنجاری منفی اندکی از Nb نسبت به عناصر مجاور K و La در آنها دیده می‌شوند [۱]. نابهنجاری‌های منفی Ti و Ta که در حوضه‌های پشت کمان مشاهده می‌شود، به دخالت شاره‌های دگرگن‌کننده است. بنابراین تا حدودی ویژگی‌های ژئوشیمیایی گدازه‌های قوسی را نشان می‌دهد، زیرا در تشکیل این بازالت‌ها عواملی همچون ذوب، فرورانشی پوسته‌ی اقیانوسی و شاره‌های آزاد شده از این پوسته‌ها دخالت داشته است. سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در بخش‌های شمال غربی و جنوب شرقی گستره‌ی با سن میوسن و واحدهای رسوبی شامل واحدهای کرتاسه و میوسن هستند. خروج این سنگ‌های آتشفشانی در منطقه

معمولاً در اثر ماگماتیسیم شدید قبل و بعد از برخورد، کمریندهای ولکانو-پلوتونیک گسترده‌ای پدید می‌آیند، که به ترتیب قوس‌های فرورانشی (جزایر قوسی و حواشی فعال قاره‌ای) و قوس‌های پس از برخورد نامیده می‌شوند. این قوس-های حاوی حجم‌های بزرگی از سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی از جمله آندزیت‌ها، بازالت‌ها و سنگ‌های گرانیتوئیدی هستند. خصوصیات ژئوشیمیایی ماگماتیسیم پشت کمان به عواملی نظیر درجات ذوب بخشی، ناهمگنی خاستگاه گوشته‌ای و غیره بستگی دارد. بازالت‌های حوضه‌های پشت کمان (BABB) از عناصر لیتوفیل بزرگ یون نظیر Ba, K, Rb کمی غنی شده

\* 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].

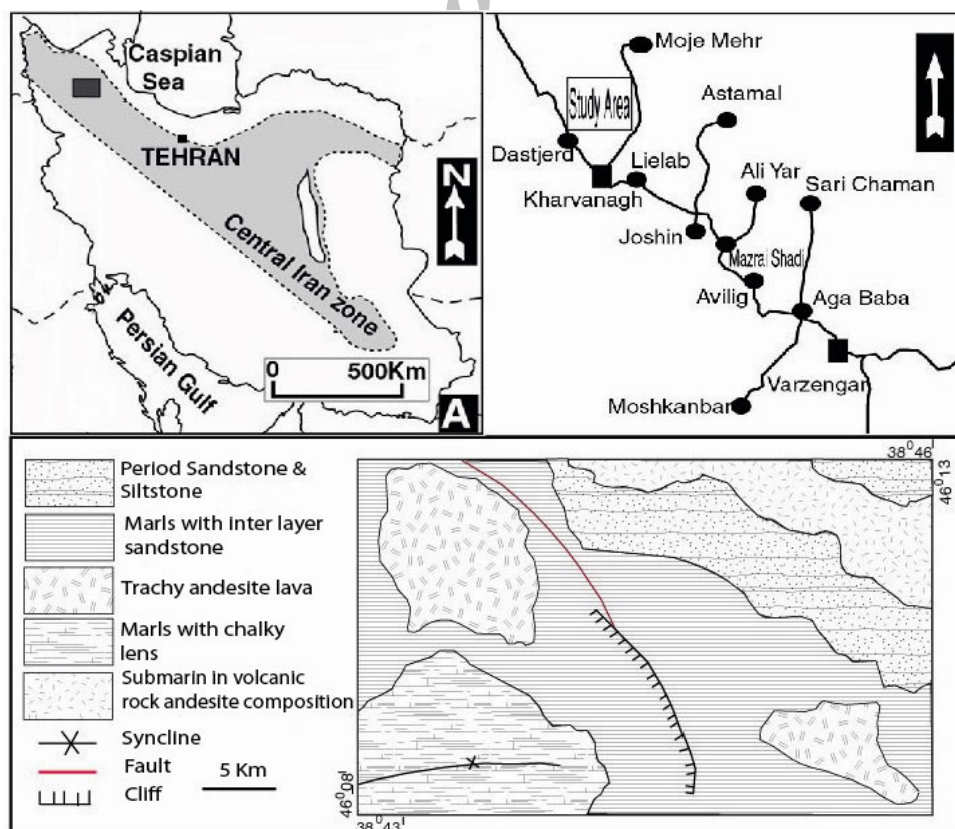
#### زمین شناسی عمومی منطقه

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 در درون توده، جوانتر 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.

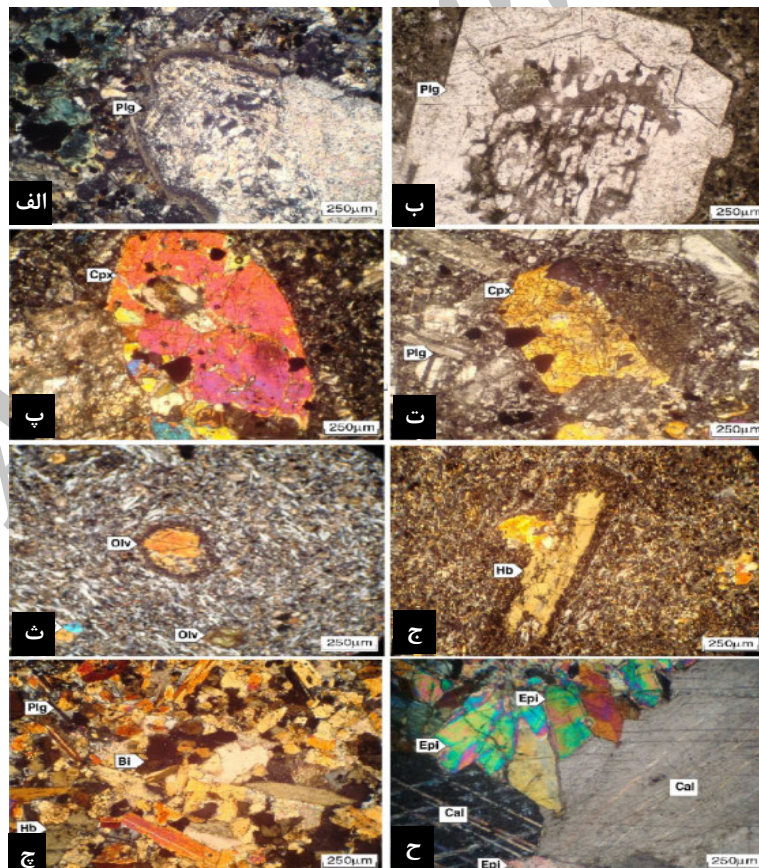
جدول ۱ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی شمال خروانق به روش ICP-MS [۲۹].

sample	EB2	EB4	EB7	EB14	EB27	EB32	EB33	EB35	EB40	EB44
SiO <sub>2</sub> (%wt)	۵۳٫۲	۵۴٫۵	۵۰٫۸	۵۲٫۸	۴۸٫۱	۵۲٫۱	۴۶٫۷	۵۲	۵۱٫۹	۵۰٫۵
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۱۵٫۷	۱۴٫۴	۱۵٫۵	۱۵٫۸	۱۵٫۲	۱۵٫۳	۱۵٫۶	۱۵٫۹	۱۵٫۳	۱۵٫۱
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۷٫۰۴	۶٫۵۴	۷٫۳۹	۷٫۲۲	۸٫۶	۷٫۳۳	۹٫۵۶	۷٫۳۲	۷٫۴۷	۷٫۲
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 <sub>2</sub> O	۴٫۹۴	۴٫۵۵	۵٫۸۱	۴٫۹	۴٫۸۹	۴٫۷۸	۴٫۴۳	۵٫۰۲	۵٫۲۶	۵٫۵۵
K <sub>2</sub> O	۱٫۹۱	۱٫۸۴	۱٫۹۹	۱٫۹	۲٫۲۹	۱٫۸۵	۱٫۸۴	۲٫۱۹	۲٫۰۴	۲٫۰۵
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
TiO <sub>2</sub>	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 <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	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	۶٫۸۳	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	۲٫۶۶	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

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 میکروولیتی پورفیری و بافت‌های فرعی آن عبارتند از برونوم تراکتی، 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 ج).

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 میکروولیت‌های 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).

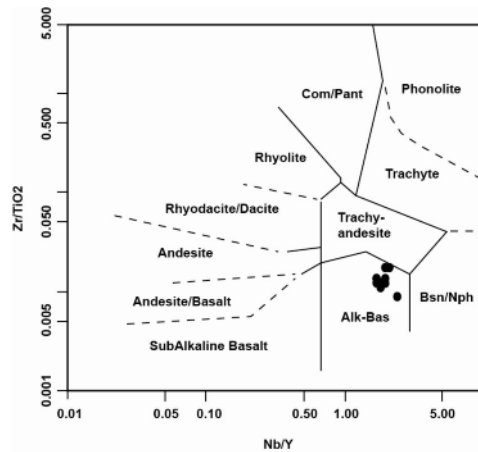


شکل ۲ الف) پلاژیوکلاز منطقه‌بندی، ب) پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی، پ) اوژیت با بافت خوشه‌ای، ت) اوژیت منطقه‌بندی شده، ث) الیوین ایدنگسیت شده، ج) هورنبلند اپاسیته شده، چ) برونوم کومولیتی شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند ح) کلسیت و اپیدوت در سنگ‌های دگرگون.

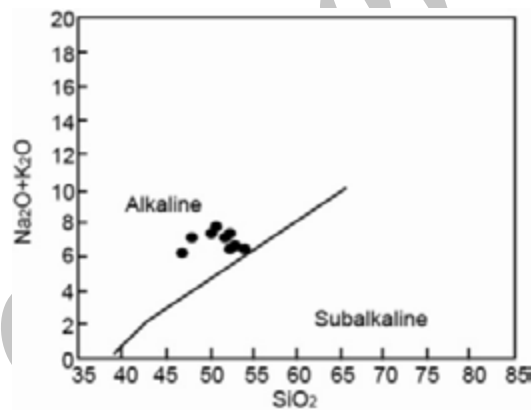
**ژئوشیمی**

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).

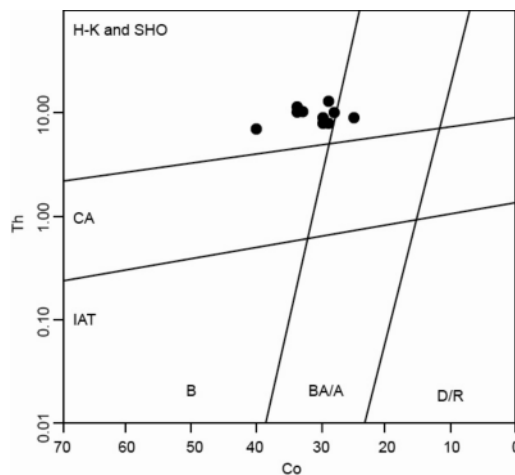
بررسی‌های ژئوشیمیایی روی ۱۰ نمونه از سنگ‌های منطقه خروانق انجام شد (جدول ۱). نمونه‌های مورد بررسی بر اساس رده بندی [۶] تغییرات  $Zr/TiO_2$  نسبت به افزایش میزان  $Nb/Y$ ، در گستره‌ی بازالت قلیایی قرار گرفته است (شکل ۳).



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



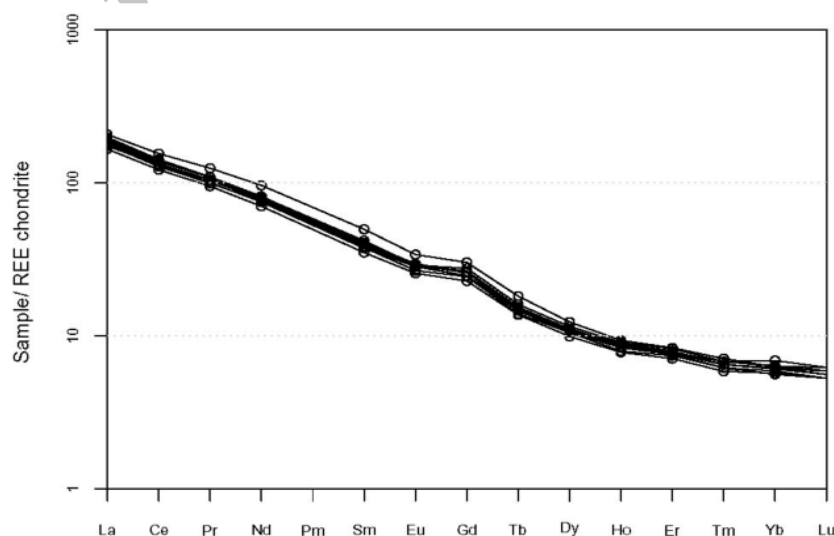
شکل ۴ تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه با استفاده از نمودار TAS [۷].



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

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. نابهنجاری Eu که از فرمول  $(Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm)_N} \times (Gd)_N)$  محاسبه شده است. نسبت  $Eu/Eu^*$  سنجشی از نابهنجاری Eu بوده و اگر بزرگتر از ۱ باشد نابهنجاری مثبت و اگر کوچکتر از ۱ باشد منفی خواهد بود. نسبت  $Eu/Eu^*$  محاسبه شده برای همه‌ی نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی بین،  $0.93-0.85$ ، کوچکتر از ۱ بوده و در نتیجه دارای نابهنجاری منفی هستند. نابهنجاری 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 تفاله باقی می‌ماند) است. نابهنجاری مثبت Eu نیز نتیجه انباشت فلدسپار است [۱۳]. نبود نابهنجاری 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].

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 شاره‌های 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  $27.53-32.86$ ،  $4.15-4.88$  و  $24.68-29.29$  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 بیشتر از ۳۰ درصد) گدازه نمی‌تواند تغییرات مهمی در تمرکز عناصر کمیاب خاکی (REE) ایجاد کند. با توجه به این بررسی‌ها می‌توان استنباط

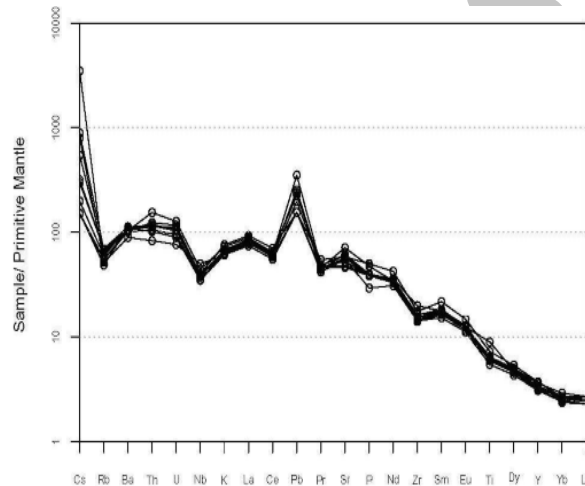


شکل ۶ نمودار عنکبوتی نرمالیز شده REE [۹].

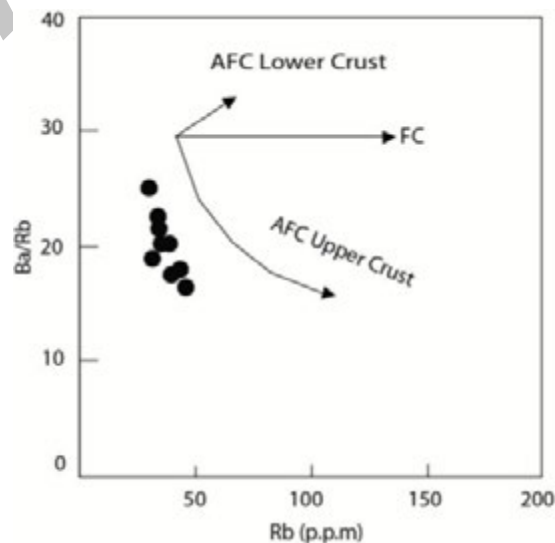


های  $La/Ta > ۲۲$  و  $La/Nb > ۱.۵$  هستند [۱۷]. مقدار این نسبت‌ها در سنگ‌های بررسی شده به ترتیب ۲۸-۴۲ و ۱.۵-۲.۲ است که تاثیر آلودگی پوسته‌ای را نشان می‌دهد. برای نشان دادن نقش آلودگی پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه از نمودار Rb نسبت به Ba/Rb نیز استفاده شد [۱۸]. سنگ‌های مورد بررسی در این نمودار روند آرایش با پوسته‌ی 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 نمونه‌های آنالیز شده ۱۱-۲۵ است که می‌تواند به علت متحرک و ناسازگار بودن تحت تاثیر آلودگی‌های پوسته‌ای قرار گیرد.

ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی خروانق نسبت به گوشته‌ی 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 غنی‌شدگی نشان می‌دهد. نابهنجاری منفی Nb که در تمامی نمودارهای بهنجار شده‌ی زیر مشاهده می‌شود، شاخص سنگ‌های 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 قاره‌ای به شدت از Nb تهی شده است. سنگ‌های پوسته‌ای که تحت تاثیر آلودگی پوسته‌ای قرار گرفته باشند، دارای نسبت-



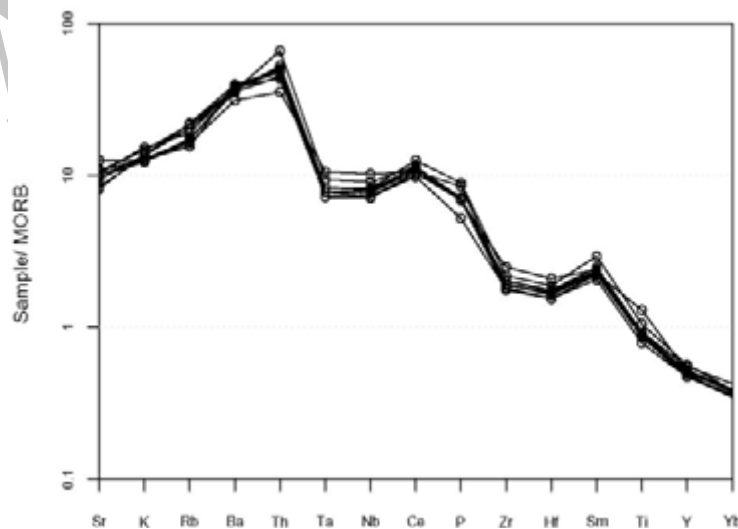
شکل ۷ نمودار بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه [۱۵].



شکل ۸ نمودار Rb نسبت به Ba/Rb [۱۸].

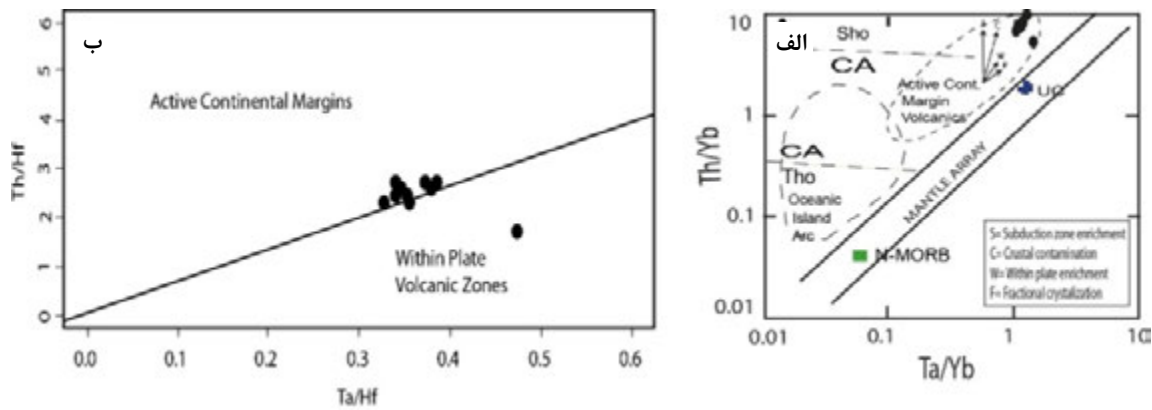
کردن محیط حاشیه‌ی فعال قاره‌ای از محیط‌های دیگر، می‌توان از نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb [۲۳] استفاده کرد (شکل ۱۰ الف). در این نمودار سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند و روند غنی‌شدگی درون صفحه‌ای را نشان می‌دهند. علاوه بر نمودار یاد شده، می‌توان از نمودار Th/Hf نسبت به Ta/Hf 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 خروانق 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 خروانق، تمرکز بیشتر Rb در آنهاست. از نسبت‌های عناصر Ce/Pb نسبت به Ba/Nb برای نشان دادن این همپوشانی 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 Nb و Ta 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 فرورانش، Th متحرک‌تر است و در گوهی گوشته‌ای که در بالای زون فرورانش قرار دارد، غنی‌شدگی نشان می‌دهد [۲۱]. علاوه بر تاثیر آرایش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه که در بالا گفته شد، تهی‌شدگی Nb و Ta را می‌توان به حلالیت بسیار کم آنها در کننده ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده نسبت داد که باعث تمرکز آنها در پوسته‌ی اقیانوسی آبیگری شده می‌شود [۱۶]. آمفیبول، آپاتیت، زیرکن، ایلمنیت، اسفن، مونازیت و روتیل از جمله کانی‌های میزبان بسار مهم برای این عناصر در گوشته‌ی فوقانی هستند و می‌تواند نابهنجاری این عناصر را در ماگماتیسم وابسته به فرورانش 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 غنی‌شدگی و عناصری مانند Nb و Ti تهی‌شدگی دارند که نشان دهنده‌ی محیط حاشیه‌ی فعال قاره‌ای هستند. غنی‌شدگی عناصر K و Th می‌تواند نتیجه‌ی آرایش پوسته‌ای باشد، وجود نابهنجاری منفی Nb می‌تواند در محیط‌های ماگمایی فرورانش 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].

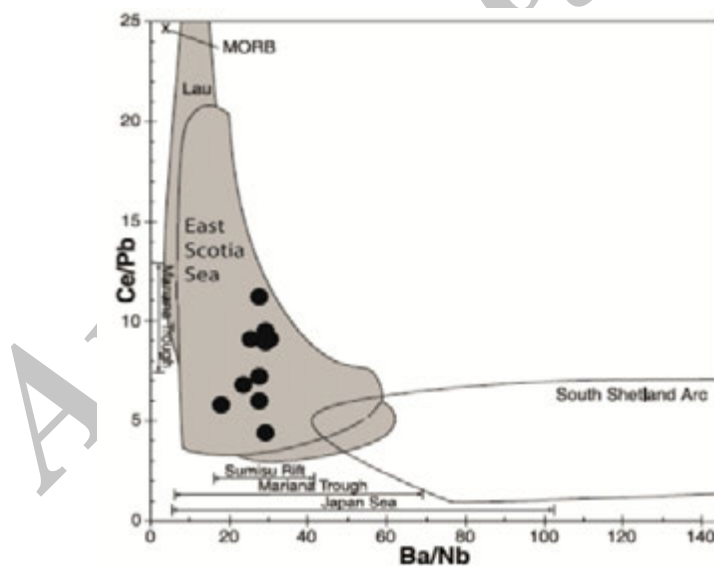




شکل ۱۰ الف- نمودار Ta/Yb نسبت به Th/Yb، سنگ‌ها در گستره‌ی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند [۲۳]. ب- نمودار Th/Hf نسبت به Ta/Hf برای جدا کردن حاشیه‌ی فعال قاره‌ای از سنگ‌های آتشفشانی درون قاره‌ای [۲۴].

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

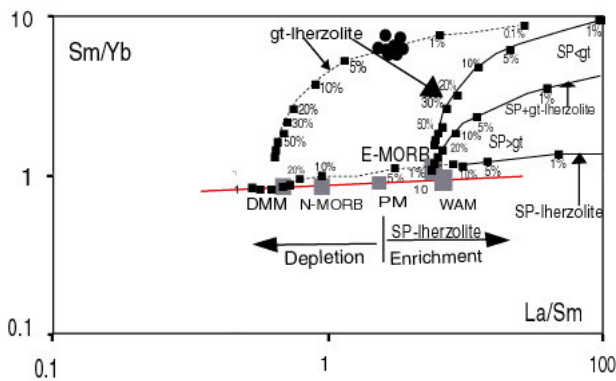
	بازالت‌های حوضه پشت کمان East Scotia Sea	بازالت‌های منطقه خروانق
Ba/Nb	< ۷۰	۱۷٫۵ - ۳۰
Ce/Pb	> ۲	۴٫۴۲ - ۱۱٫۳۶
Rb/Sr	۰٫۰۲۵ - ۰٫۰۴	۰٫۰۲۱ - ۰٫۰۴۴
Zr/Rb	۱۶ - ۵۴	۳٫۹۳ - ۵٫۸۷



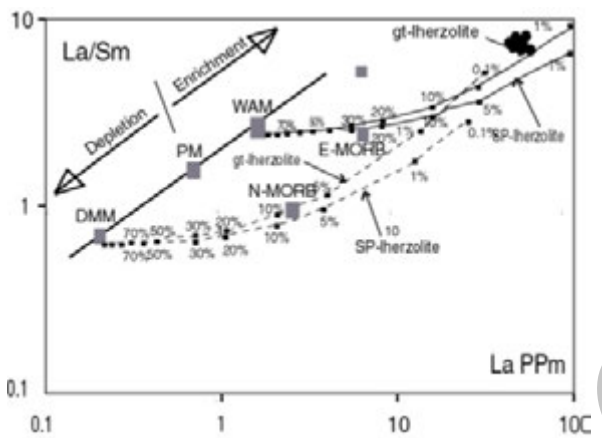
شکل ۱۱ نمودار Ce/Pb نسبت به Ba/Nb برای مقایسه سنگ‌های منطقه‌ی خروانق با نواحی دیگر پشت کمان نمادین [۲۵].

اسپینل- لرزولیتی و گارنت- لرزولیتی را نشان می‌دهد. در اثر ذوب بخشی یک خاستگاه گوشته‌ای اسپینل- لرزولیتی، 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- لرزولیتی منجر به تولید گدازه‌ای با نسبت Sm/Yb بالاتر در مقایسه با

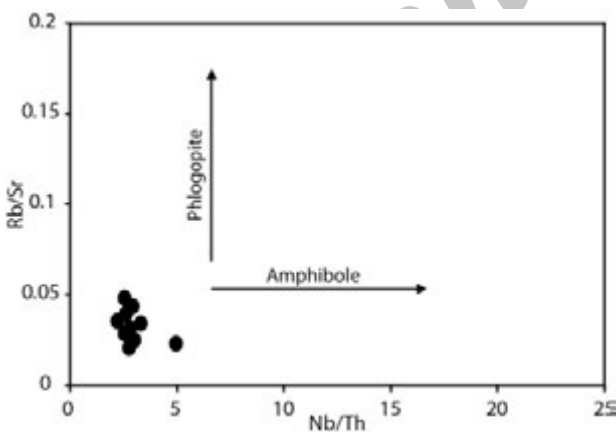
از نسبت‌های عناصر کمیاب و کمیاب خاکی می‌توان برای شناسایی منابع مختلف گوشته‌ای و نیز تعیین ترکیب، درجه‌ی ذوب بخشی و عمق سنگ خاستگاه استفاده کرد. برای تعیین درجه‌ی ذوب و ترکیب کانی‌شناسی محل خاستگاه ماگماهای قلیایی، از نمودار نسبت به Sm/Yb نسبت به La/Sm و نیز نمودار La/Sm نسبت به La استفاده شد (شکل ۱۲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



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



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



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

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

خاستگاه گوشته‌ای می‌شود. در این نمودارها WAM بیانگر گوشته‌ی نابهنجار آناتولی غربی است. خط ممتد نشان دهنده‌ی آرایش گوشته است که با استفاده از روندهای ترکیبی گدازه‌ی باقیمانده ریشه گرفته از ترکیب‌های DMM (گوشته‌ی تهی شده MORB) و PM (گوشته‌ی اولیه) معین شده است. سنگ‌های مورد بررسی در مقایسه با خاستگاه‌های فرضی نظیر DMM که خاستگاهی برای بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی در نظر گرفته می‌شود و PM به عنوان خاستگاه بازالت‌های درون صفحه‌ای نوع OIB، از یک خاستگاه غنی شده از عناصر ناسازگار سرچشمه گرفته است. با توجه به این نمودارها، ماگمای قلیایی سازنده‌ی این سنگ‌ها از ذوب بخشی یک تا پنج درصدی یک خاستگاه گوشته‌ای 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، می‌توان برای تشخیص حضور آمفیبول یا فلوگوپیت در محل خاستگاه از نسبت Nb/Th استفاده کرد. در نمودار (شکل ۱۴) از نسبت عناصر Rb/Sr نسبت به Nb/Th استفاده شده است که روند تغییرات مشاهده شده حضور فاز فلوگوپیت را در خاستگاه نشان می‌دهد [۲۷].

به‌طور کلی ماگماهای اولیه که در تعادل با کانی‌شناسی شاخص گوشته‌ی فوقانی (الیون + ارتوپروکسن + گارنت + اسپینل) قرار دارند باید دارای مقادیر  $Mg \# = (>0.7)$ ،  $Cr = (<1000 \text{ ppm})$ ،  $Ni = (1400-1500)$  کمتر از ۵۰ درصد باشند [۲۸]. با این حال یک ماگمای بازی ممکن است بجای مشتق شدن از یک گوشته‌ی بهنجار از مناطقی با خاستگاه دگرنهاد مشتق شده باشد که این معیارها دیگر کاربردی نخواهند داشت [۱]. همچنین با افزایش شکل‌گیری ماگمایی از میزان عدد منیزیم کاسته می‌شود. در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی مقدار  $Mg \#$  پایین و بطور متوسط در حدود ۰.۵۵ است. مقدار  $Ni = 82-118 \text{ ppm}$  و  $Cr = 150$  است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای سازنده‌ی این سنگ‌ها جزء ماگماهای اولیه و در حال تعادل با گوشته‌ی فوقانی نبوده و پس از تشکیل در گوشته‌ی عادی دستخوش شکل‌گیری‌های ماگمایی شده و یا ماگمایی هستند که از گوشته‌ی دگرنهاد مشتق شده‌اند.

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", Journal 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. با توجه 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