

کانی شناسی، سنگنگاری و ژئوشیمی سنگهای آتشفسانی خروانق (شمال غرب ایران)

هادی پیروج^{*}، امین الله 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 نقشه‌ی زمین شناسی سیه رود در استان آذربایجان شرقی و در بخش خروانق از شهرستان اهر قرار گرفته است. سنگهای آتشفسانی خروانق از تراکی بازالت، تراکی آندزی بازالت و تراکی آندزیت تشکیل شده‌اند. کانی‌های اصلی شامل پلازیوکلاز، پیروکسن، الیوین و هورنبلند بوده و بافت غالب سنگ‌ها میکرولیتی پورفیری است. در سطح تماس بین سنگ‌های آتشفسانی 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 پاتاسیم قلیایی بالاتا شوشونیتی محسوب می‌شوند. نبود نابهنجاری مشخص Eu و غنی شدگی نسبی LILE (Ba, Rb, K) در سنگ‌های LREE در سنگ‌های منطقه شاخصی برای محیط‌های زمین‌ساختی پشت کمان است و نیز غنی شدگی عناصر ناسازگار می‌تواند به دگرنهادی گوشه‌ای یا آلایش با پوسته قاره‌ای باشد. شیمی عناصر پشت کمان نسبتاً پیچیده است و ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها به عواملی نظیر درجه‌های ذوب بخشی، ناهمگنی خاستگاه گوشه‌ای و غیره بستگی دارد. با توجه به ویژگی‌های زمین شناسی و سن میوسن برای سنگ‌های منطقه، می‌توان ماقمای سازنده‌ی این سنگ‌ها را جزء ماقماتیسم حوضه‌های کششی در نظر گرفت که از ذوب بخشی گوشه‌ی گارنت روزولیتی ایجاد شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: خروانق؛ بازالت؛ حوضه پشت کمان؛ گوشه‌ی گارنت- روزولیتی.

هستند و در عین حال، نابهنجاری منفی اندکی از Nb 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 دگرنهاد کننده 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 آتشفسانی 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 آتشفسانی در منطقه

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

گسترهای برای تجزیه عناصر کمیاب و ایزوتوپها مورد استفاده قرار می‌گیرد [۲].

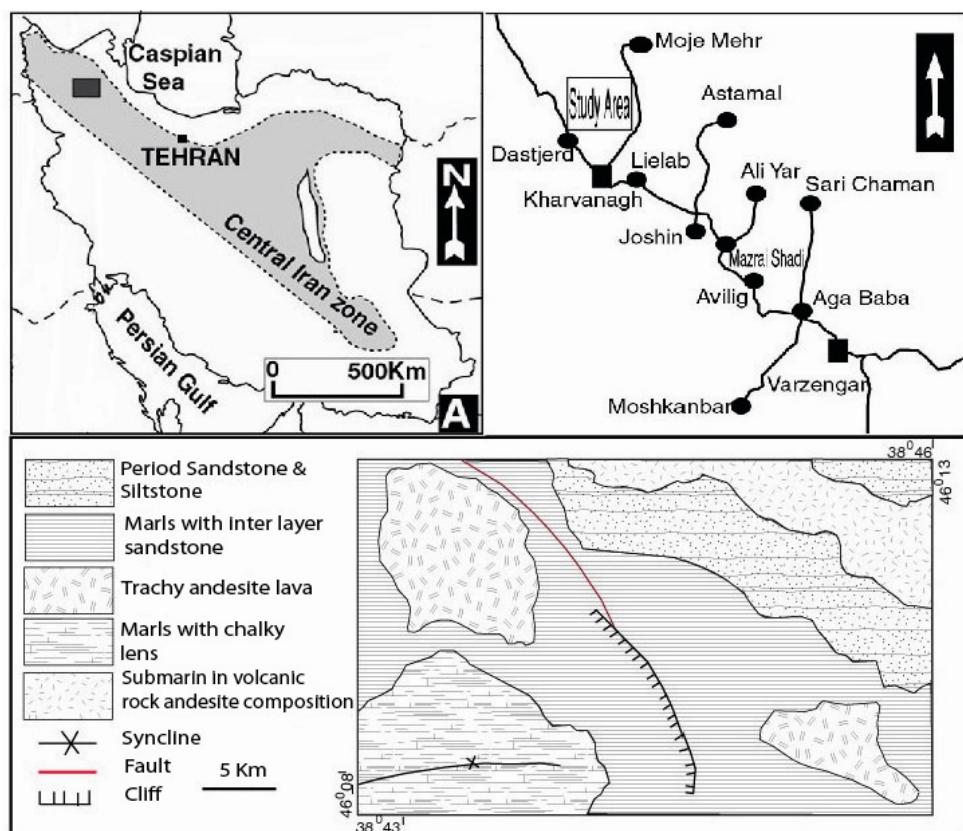
زمین شناسی عمومی منطقه

گسترهای مورد بررسی در مختصات جغرافیایی "۳۸°۴۳'۰۰" تا ۳۸°۴۶'۰۰ عرض شمالی و ۵۶°۰۰'۰۰ تا ۵۶°۱۳'۰۰ طول شرقی واقع شده است (شکل ۱). موقعیت جغرافیایی، راههای دسترسی و نقشه‌ی زمین شناسی گسترهای مورد بررسی به همراه لیتوژوئی‌های 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 آتشفشاری که اوخر رسوب‌گذاری واحد مارنی شکل گرفته‌اند، روی رسوب‌های ماسه سنگ - مارنی میوسن قرار گرفته‌اند. مرز شوند و در بعضی جاها مرز دگرگونی خفیف و از نوع مجاورتی و به رنگ اخراجی زردنده. دو نوع بروونیوم در سنگ‌های منطقه دیده می‌شوند که یکی از آنها، از نوع رسوب‌های شیلی و مارنی است و دیگری از نوع بروونیوم‌های کومولیتی است.

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

روش بررسی

بررسی‌های آزمایشگاهی بر اساس تهیه 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 ۰۶ ICP 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.

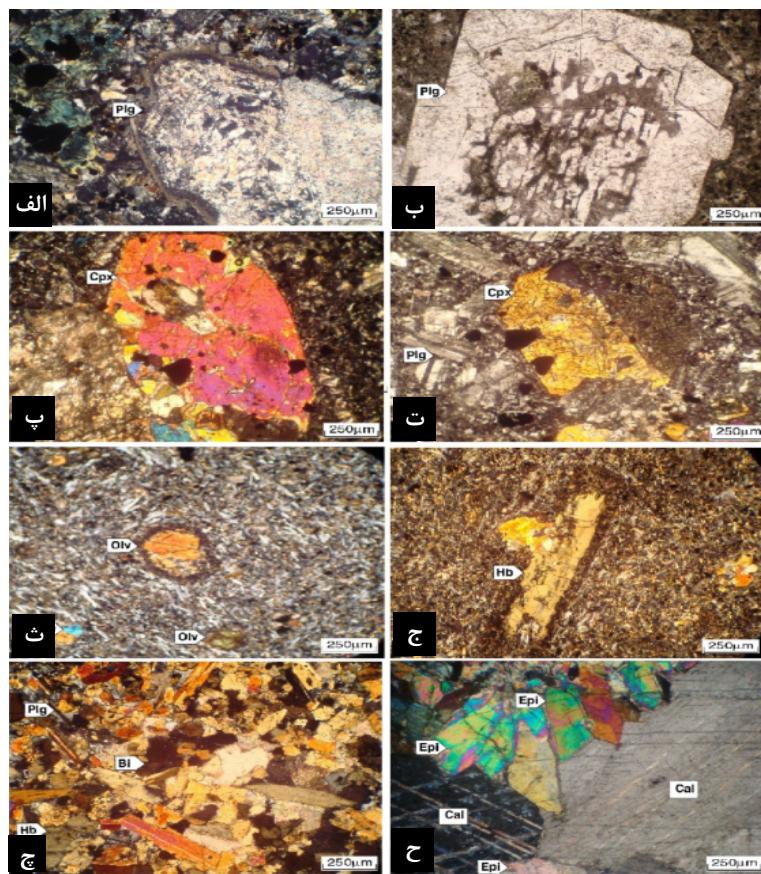
جدول ۱ نتایج تجزیه‌ی شیمیایی سنگ‌های آتشفشنای شمال خروانق به روش ICP-MS [۲۹]

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	۹,۰۶	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	۶,۰۷	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	۲,۴	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	۲,۳۵	۲,۵	۱,۸۸	۳,۹۴
Ba (ppm)	۷۴۹	۷۰۷	۷۳۵	۷۸۱	۷۷۹	۷۶۴	۶۲۵	۷۲۵	۷۱۹	۷۹۰
Ce	۱۰,۴	۹,۸,۱	۱۱,۳	۱۱,۱	۱۲,۵	۱۰,۳	۱۰,۵	۱۱,۵	۱۰,۷	۱۰,۷
Co	۲۷,۸	۲۸,۲	۳۲,۴	۲۵	۳۳,۲	۲۹,۷	۴۰	۲۹	۳۲,۲	۲۹,۴
Cr	۱۵,۰	۱۳,۰	۱۵,۰	۱۶,۰	۱۷,۰	۱۴,۰	۱۹,۰	۱۵,۰	۱۵,۰	۱۵,۰
Cs	۱,۱۹	۱,۲	۲,۵	۱,۲	۱,۵۷	۶,۲۷	۲۷,۵	۷,۰۳	۴,۲۹	۲,۳۵
Cu	۶,۰	۶,۳	۶,۴	۶,۲	۶,۱	۵,۶	۷,۴	۷,۳	۶,۶	۶,۸
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	۶,۲۶	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	۲۶,۹	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	۳۶,۴	۳۵,۳	۴۳,۹	۳۱	۳۸	۳۶,۲	۲۲,۸	۳۶,۲	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	۱۲۱	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	۲۳۵	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	۱,۲۲	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

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 گرینزندگی اکسیژن و فشار بخار آب ضمن تشکیل این کانی‌ها پس از از دست دادن آب حین فوران مagmaست [۵]. بافت غالب سنگ‌های آتشفسانی منطقه‌ی میکرولیتی پورفیری و بافت‌های فرعی آن عبارتند از تراکیتی، آمیگدالوئید، گلومرپورفیری هستند. برونبوم کومولیتی دارای ریزبلورهای پلازیوکلاز، بلورهای ریز اوژیت، هورنبلند، بیوتیت و بافت اصلی آن کومولایی درشت دانه است که این برونبوم کومولیتی احتمالاً یک برونبوم همزاد و هم مagmaست (شکل ۲ ج). در منطقه‌ی 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).

سنگنگاری

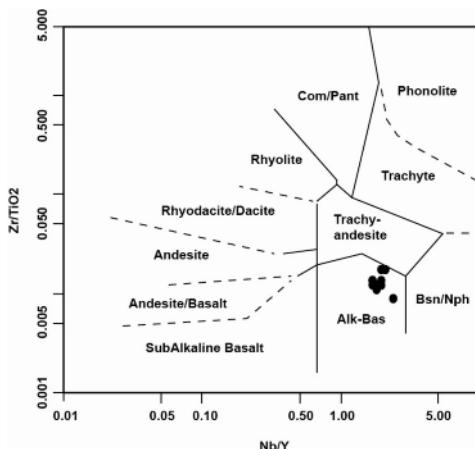
تراکی بازالت‌ها و تراکی آندزیت‌ها، سنگ‌های مهم منطقه‌اند. کانی‌های اصلی موجود در آنها به ترتیب فراوانی شامل پلازیوکلاز، پیروکسن، الیوین، هورنبلند، کانی‌های کدر اولیه و کانی‌های فرعی شامل بیوتیت و از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلسیت اشاره کرد. پلازیوکلازها به صورت فنوکریست و میکرولیت‌های ریز، به حالت گرد شده، نیمه شکل دار، دارای ماکل پلی سیننتیک، منطقه‌بندی و بافت غربالی هستند. پژوهشگران مختلف تشکیل بافت غربالی را در پلازیوکلازها به افت سریع فشار [۶] وابسته می‌دانند (شکل ۲ الف و ۲ ب). اوژیت به صورت فنوکریست‌های، گلومرولئی 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 شکل دار و منظم و کشیده با حاشیه‌ی سوخته‌اند (شکل ۲ ج). بیوتیت مهم‌ترین



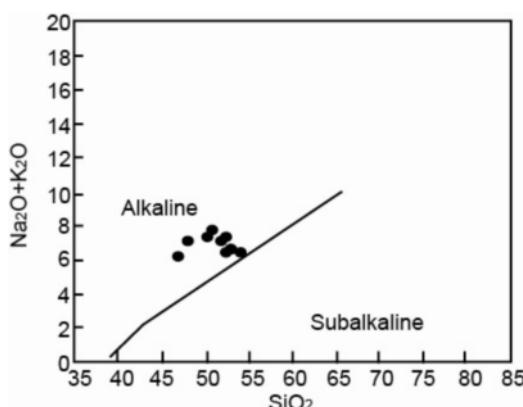
شکل ۲ (الف) پلازیوکلاز منطقه‌بندی، (ب) اوژیت با بافت غربالی، (پ) اپیدوت منطقه‌بندی شده، (ث) الیوین ایدنگسیتی شده، (ج) هورنبلند اپاسیته شده، (ج) برونبوم کومولیتی شامل پلازیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند (ح) کلسیت و اپیدوت در سنگ‌های دگرگون.

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

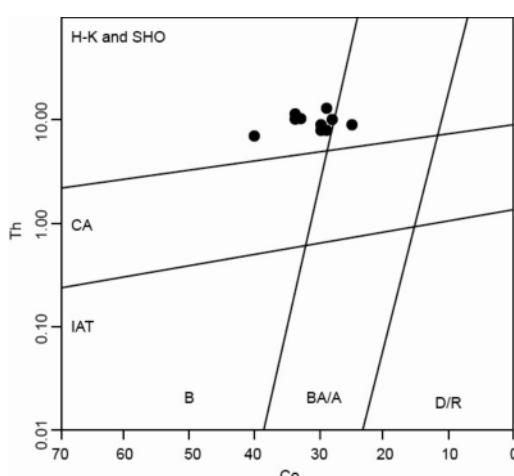
ژئوشیمی
بررسی‌های ژئوشیمیابی روی ۱۰ نمونه از سنگ‌های منطقه خروانق انجام شد (جدول ۱). نمونه‌های مورد بررسی بر اساس رده بندی [۶] تغییرات Zr/TiO_2 نسبت به افزایش میزان Nb/Y در گسترهٔ بازالت قلیایی قرارگرفته است (شکل ۳).



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



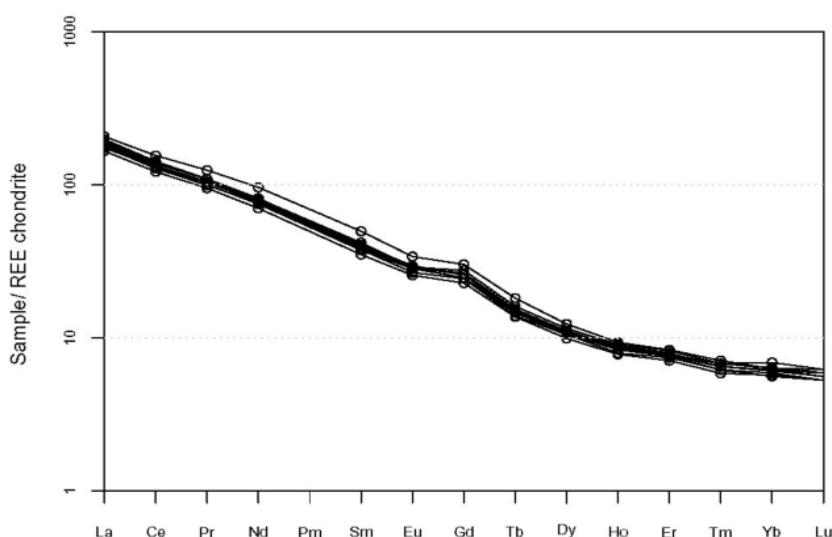
شکل ۴ تعیین سری ماقمایی سنگ‌های منطقه با استفاده از نمودار TAS [۷].



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

کرد که شبیه الگوی عناصر کمیاب خاکی (REE) می‌تواند نشان‌دهنده‌ی میزان ذوب بخشی باشد، به این صورت که در درجه‌های بسیار پایین ذوب بخشی، شبیه این منحنی‌ها زیاد بوده و عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) (غنى‌شدگی بسیار (HREE) بیشتری را نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهند. ولی با افزایش درجه‌ی ذوب بخشی شبیه این منحنی‌ها کاهش یافته و از غنى‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به غنى‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک (Ce_N/Yb_N) می‌شود. نابهنجاری Eu که از فرمول سنگین (HREE) کاسته می‌شود. نابهنجاری Eu (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 همه نمونه‌های منطقه‌ی مورد بررسی بین ۰,۹۳-۰,۸۵ می‌باشد. 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 فلزیک چه در اثر جدایش بلوری و چه ذوب بخشی (که در آن فلدسپات در تفاله باقی می‌ماند) است. نابهنجاری مثبت Eu نیز نتیجه انباست فلدسپار است [۱۳]. نبود نابهنجاری منفی و مثبت هم نشان‌دهنده‌ی این است که تبلور پلاژیوکلاز نقش مهمی در شکل‌گیری مagma ندارد و ممکن است فقط دستخوش تبلور فشار بالا، قبل از جایگیری در سطوح بالاتر شده باشد [۱۴].

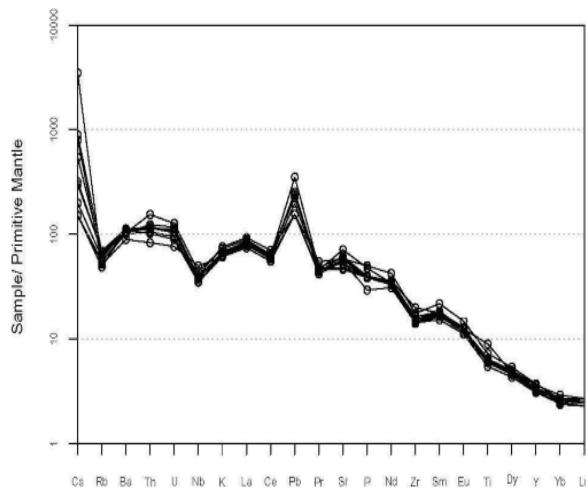
در الگوی عناصر کمیاب بهنجار شده به کندریت [۹]، الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های منطقه به صورت موازی دیده می‌شوند (شکل ۶). این نمودار نشان می‌دهد که عناصر کمیاب خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین (HREE) غنى‌شدگی نشان می‌دهند. این غنى‌شدگی می‌تواند در اثر عملکرد دو فرایند حاصل شود: ۱-آلودگی پوسته‌ای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



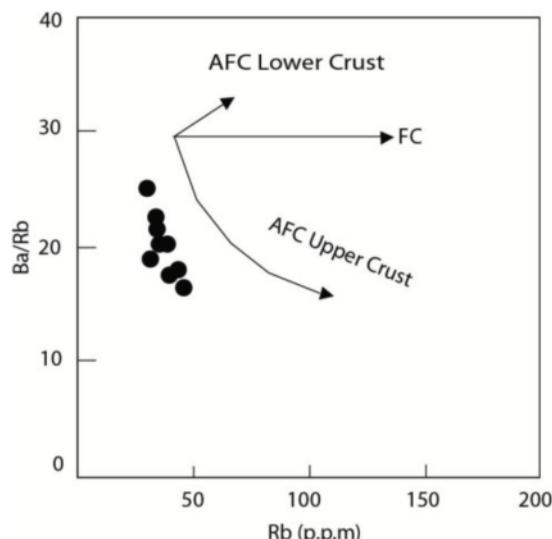
شکل ۶ نمودار عنکبوتی نرمالیز شده REE [۹].

های $22 > La/Nb > 1/5$ هستند [۱۷]. مقدار این نسبت‌ها در سنگ‌های بررسی شده به ترتیب $42-28$ و $1/5-2/2$ 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 نمودار Rb نسبت به Ba/Rb نیز استفاده شد [۱۸]. سنگ‌های مورد بررسی در این نمودار روند آلایش 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 13 ppm و در بازالت‌ها $7/5 \text{ ppm}$ در نمونه‌های آنالیز شده $11-25$ است که می‌تواند به علت متحرک و ناسازگار بودن تحت تأثیر آلودگی‌های پوسته‌ای قرار گیرد.

ترکیب شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی خروانق نسبت به گوشتیه اولیه [۱۵] بهنجار شده است (شکل ۷). در این نمودار نابهنجاری‌های منفی واضح و مشخصی از Nb , P , Ti و نیز نابهنجاری مشبت Pb مشاهده می‌شود و Sr نیز اندکی غنی‌شده نشان می‌دهد. نابهنجاری منفی Nb که در تمامی نمودارهای بهنجار شده 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 نهی شده است. سنگ‌های پوسته‌ای که تحت تأثیر آلودگی پوسته‌ای قرار گرفته باشند، دارای نسبت-



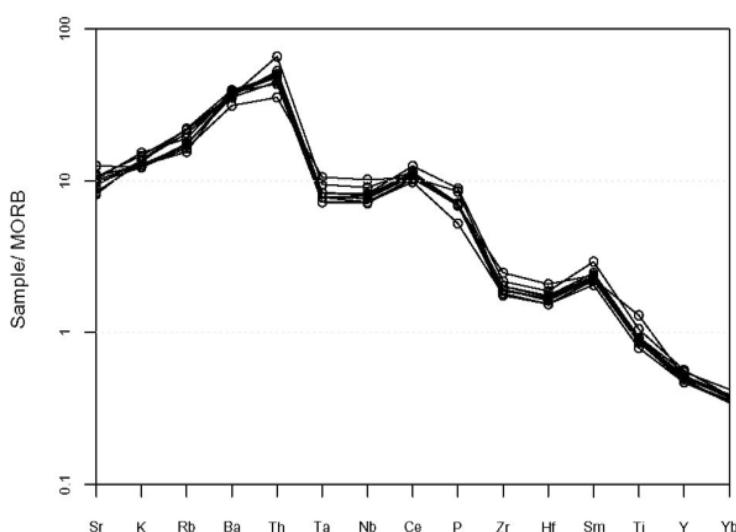
شکل ۷ نمودار بهنجار شده نسبت به گوشتیه اولیه [۱۵].



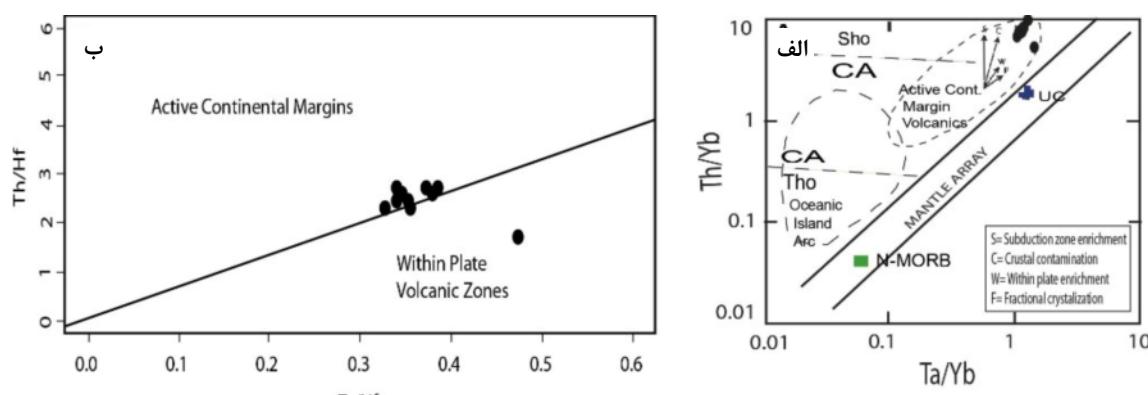
شکل ۸ نمودار Rb نسبت به Ba/Rb [۱۸].

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 آتشفسانی درون قاره‌ای از حاشیه‌ی فعال قاره‌ای استفاده کرد [۲۴]. در این نمودار نیز بیشتر نمونه‌ها در گستره‌ی سنگ‌های آتشفسانی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ ب). ویژگی‌هایی نظیر قلیابی بودن سنگ‌های منطقه، درصد تیتان کم، غنی بودن از عناصر کمیابی نظیر Ba, Rb, Sr و فقدان نابهنجاری کاهشی واضح Eu در سنگ‌های منطقه، می‌تواند قابل مقایسه با مناطق کششی پشت کمان آتشفسانی حاشیه قاره‌ای باشد. بدین منظور سنگ‌های آتشفسانی منطقه خروانق Scotia Sea را یکی از محیط‌های پشت کمان معروف مانند East Ba/Nb, چنانکه در جدول ۲ مشاهده می‌شود نسبتهای Ce/Pb, Rb/Sr در گستره‌ی بازالت‌های 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 East Scotia Sea و Lau 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 گوشه‌ته را تحت تاثیر قرار داده، بکار روند. در مناطق وابسته به فرورانش، Th متحرک‌تر است و در گوهی گوشه‌هایی که در بالای زون فرورانش قرار دارد، غنی شدگی نشان می‌دهد [۲۱] علاوه بر تاثیر آلایش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه که در بالا گفته شد، تهی شدگی Nb و Ta را می‌توان به حلایت 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، ایلمینیت، اسفن، مونازیت و روتیل از جمله کانی‌های میزبان بساز مهم برای این عناصر در گوشه‌های فوقانی هستند و می‌تواند نابهنجاری این عناصر را در ماقمایتیسم وابسته به فرورانش کنترل کنند [۲۲]. در الگوی عناصر کمیاب که به کندریت، مورب و گوشه‌ی 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 آلایش پوسته‌ای باشد، وجود نابهنجاری منفی Nb می‌تواند در محیط‌های ماقمایی فرورانش و یا آلودگی پوسته‌ی بالایی در سنگ‌های آتشفسانی ایجاد شود. از بررسی‌های زمین شیمیایی برای تعیین محیط زمین ساختی- ماقمایی سنگ‌ها استفاده می‌شود [۲]. برای مشخص



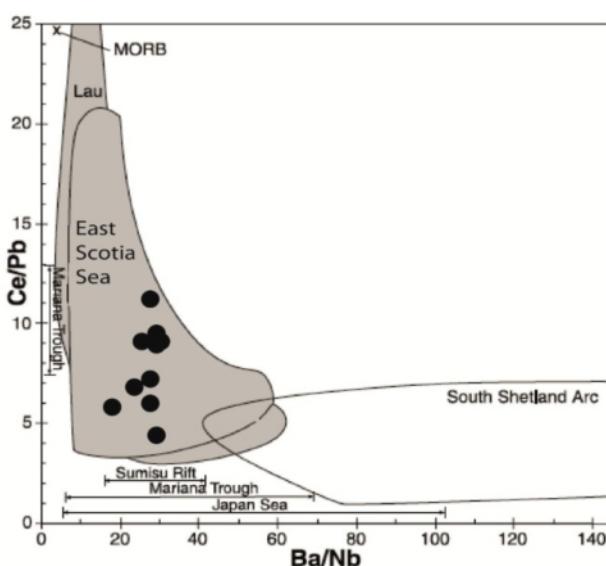
شکل ۹ نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به MORB [۲۰].



شکل ۱۰ الف- نمودار Th/Yb نسبت به Ta/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 آتشفشنای درون قاره‌ای [۲۴].

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

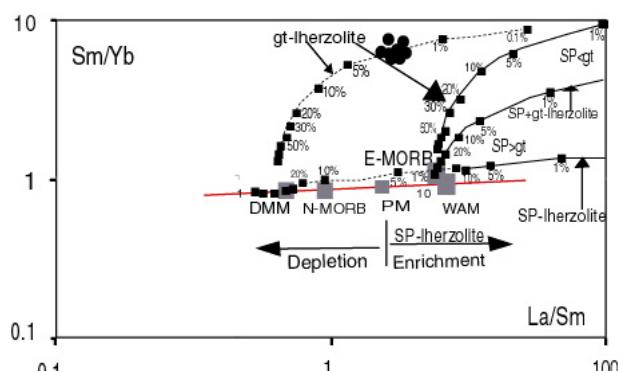
	بازالت‌های حوضه‌ی پشت کمان	بازالت‌های منطقه‌ی خروانق
Ba/Nb	< ۷۰	۱۷,۵ - ۳۰
Ce/Pb	> ۲	۴,۴۲ - ۱۱,۳۶
Rb/Sr	۰,۰۰۲۵ - ۰,۰۰۴	۰,۰۲۱ - ۰,۰۴۴
Zr/Rb	۱۶ - ۵۴	۳,۹۳ - ۵,۸۷



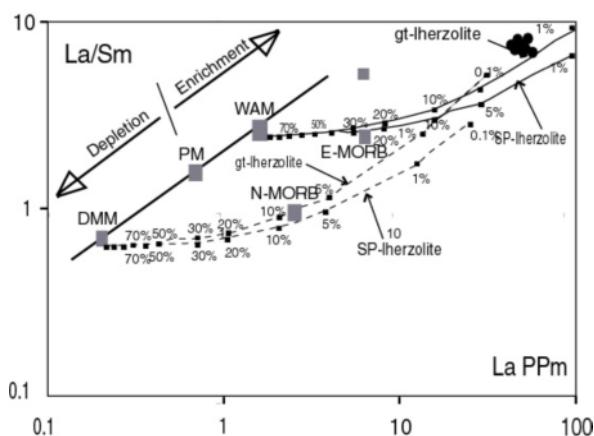
شکل ۱۱ نمودار Ce/Pb نسبت به Ba/Nb برای مقایسه سنگ‌های منطقه‌ی خروانق با نواحی دیگر پشت کمان نمادین [۲۵].

اسپینل- لرزولیتی و گارنت- لرزولیتی را نشان می‌دهد. در اثر ذوب بخشی یک خاستگاه گوشه‌ای 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

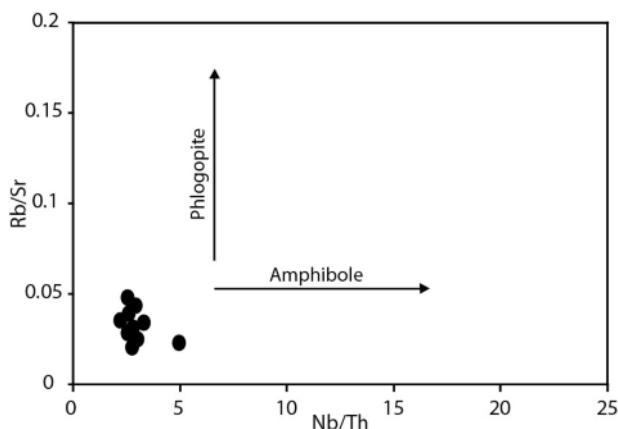
از نسبت‌های عناصر کمیاب و کمیاب خاکی می‌توان برای شناسایی منابع مختلف گوشه‌ای و نیز تعیین ترکیب، درجه‌ی ذوب بخشی و عمق سنگ خاستگاه استفاده کرد. برای تعیین درجه‌ی ذوب و ترکیب کانی شناسی محل خاستگاه ماقماهای قلیایی، از نمودار Sm/Yb نسبت به La/Sm استفاده شد (شکل ۱۲ و ۱۳). این نمودار، تغییرات درجه‌ی ذوب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



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



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



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

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

خاستگاه گوشه‌ای می‌شود. در این نمودارها WAM بیانگر گوشه‌ی نابهنجار آناتولی غربی است. خط ممتد نشان دهنده آرایش گوشه است که با استفاده از روندهای ترکیبی گدازه‌ی باقیمانده ریشه گرفته از ترکیب‌های DMM (گوشه‌ی تهی شده DMM) و PM (گوشه‌ی اولیه) معین شده است. سنگ‌های مورد بررسی در مقایسه با خاستگاه‌های فرضی نظیر DMM که خاستگاهی برای بازالت‌های پشت‌های میان اقیانوسی در نظر گرفته می‌شود و PM به عنوان خاستگاه بازالت‌های درون صفحه‌ای نوع OIB، از یک خاستگاه غنی شده از عنصر ناسازگار سرچشمه گرفته است. با توجه به این نمودارها، ماقماهی قلیابی سازنده‌ی این سنگ‌ها از ذوب بخشی یک تا پنج درصدی یک خاستگاه گوشه‌ای غنی شده گارنت-لرزولیتی 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 Nb/Th نسبت به Rb/Sr استفاده شده است که روند تغییرات مشاهده شده حضور فاز فلوگوپیت را در خاستگاه نشان می‌دهد [۲۷].

به طور کلی ماقماهای اولیه که در تعادل با کانی‌شناسی شاخص گوشه‌ی فوقانی (الیوین + ارتپیروکسن + گارنت + اسپینل) قرار دارند باید دارای مقادیر $(\text{Mg} \# = < 0.7)$ و مقدار $\text{SiO}_2 = < 1000 \text{ ppm}$ ، $\text{Cr} = < 1000 \text{ ppm}$ و $\text{Ni} = 1400 - 1500$ باشند [۲۸]. با این حال یک ماقماهی بازی کمتر از ۵۰ درصد باشند. ممکن است بجای مشتق شدن از یک گوشه‌ی بهنجار از مناطقی با خاستگاه دگرنهاد مشتق شده باشد که این معیارها دیگر کاربردی نخواهند داشت [۱]. همچنین با افزایش شکل-گیری ماقماهی از میزان عدد منیزیم کاسته می‌شود. در سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی مقدار $\text{Mg} \#$ پایین و بطور متوسط در حدود $0.55 - 0.58$ است. مقدار $\text{Ni} = 82 - 118 \text{ ppm}$ و $\text{Cr} = 150 - 190 \text{ ppm}$ است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که ماقماهی سازنده‌ی این سنگ‌ها جزء ماقماهای اولیه و در حال تعادل با گوشه‌ی فوقانی نبوده و پس از تشکیل در گوشه‌ی عادی دستخوش شکل-گیری‌های ماقماهی شده و یا ماقماهی هستند که از گوشه‌ی دگرنهاد مشتق شده‌اند.

یک گوشه‌ی غنی‌شده از رفتاری دگرنهادی گوشه‌ای ریشه La گرفته‌اند. همچنین نمودارهای ترسیم شده بر اساس عناصر 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 استنسوفر ایجاد شده‌اند.

قدرتدانی

نویسنده‌گان مقاله مراتب سپاس و تشکر خود را از داوران مجله‌ی بلورشناسی و کانی شناسی ایران و نیز استاد بزرگوار دکتر موذن به خاطر اظهار نظرهای سازنده‌شان ابزار 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، کششی ایجاد می‌شود که بر اثر این کشش ماقمای قلیایی در آن پدیدار می‌شود و بیشتر با نابهنجاری منفی Ta و Nb مشخص می‌شود. این امر حاکی از مداومت دگرنهادی گوشه‌ای در اعمق به هنگام فرورانش اولیه و حتی واکنش با پوسته‌ی قاره‌ای است. با توجه به سن توده‌های آتشفشنای منطقه‌ی مورد بررسی (میوسن) و ویژگیهای سنگنگاری و ژئوشیمیایی آنها، می‌توان ماقمای مولد این سنگ‌ها را جزء ماقماتیسم حوضه‌های کششی پس از برخورد در نظر گرفت. این زون ضمن کشش، به دنبال فاز فشارگرفتی ایجاد شده و به همین علت شبیه به آتشفشنانهای مناطق ریفتی است و حاوی سنگ‌های بازالتی قلیایی سدی است. زیرا گوشه‌ی سازای آن قبلاً دستخوش فرورانش شده و دگرنهاد شده و ذوب بخشی در ذوب بخشی این گوشه‌ی شکستگی و گسل خوردگی‌ها در ذوب بخشی این گوشه‌ی دگرنهاد مؤثر بوده و این ماقماها از محل این شکستگی‌ها بالا آمده و به صورت فوران‌های آتشفشنای در سطح زمین رخمنون یافته‌اند.

برداشت

سنگ‌های آتشفشنای 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 پلازیوکلاز، پیروکسن، الیوین، هورنبلند. بافت غالبی که در این سنگ‌ها دیده می‌شود، میکروولیتی پورفیری است. تمامی این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمیایی دارای ماهیت پاتاسیم قلیایی بالا بوده و غنی شدگی LILE و دارای TNT در نمودارهای عنکبوتی و Rb/Ba نسبت به Rb مشاهده شده در نمودار مثبت Pb و نابهنجاری منفی Eu در نمودارهای عنکبوتی و Rb/Ba نسبت به Rb اشاره به تاثیر آلایش 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 کمیابی نظیر Sr, Rb, Ba و نبود نابهنجاری کاهشی روشن Eu در سنگ‌های منطقه، می‌تواند قابل مقایسه با مناطق کششی پشت کمان حاشیه‌ی قاره‌ای باشد. پایین بودن مقدار کرم، نیکل و عدد منیزیم (Mg#) نشان می‌دهد که سنگ‌های این منطقه از یک گوشه‌ی 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 پترولوزیکی و ژئوشیمیایی سنگ‌های ولکانیکی شمال خروانق-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., "Submarine silver in North Kona: A window into 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