http://www.jocs.ir

مجله علمی پژوهش‌های کاربردی در علوم زمین (سال ذوم)
شماره ۴ / بهار ۱۳۹۶ / ص۱۱- ۱

مطالعه کانی شناسی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های لامپروفیری تسوج (آذربایجان شرقی)

سمیرا واحدالعین[۱]،محسن موید[۲]
[۱] دانشگاه تبریز، دانش آموخته علوم زمین
[۲]دانشگاه تبریز، دانشکده علوم طبیعی، گروه زمین شناسی

نام و نشانی ایمیل نویسنده مسئول:
سمیرا واحدالعین
Samira.geo89@yahoo.com

چکیده
ناحیه مورد مطالعه در شمال شرقی شهرستان تسوج در استان آذربایجان شرقی واقع شده است. منطقه مورد مطالعه شامل نهشته‌های سازند کهر و نهشته های تخریبی و شیمیایی میوسن بوده و دایک‌های لامپروفیری با وسعت کم در آن پراکنده اند. کانی‌های اصلی سنگ‌های لامپروفیر شامل: آمفیبول و پیروکسن در زمینه‌ای از فلدسپار می‌باشند. آپاتیت و اپک از کانی‌های فرعی و کربنات، کلریت و زئولیت از جمله کانی‌های دگرسانی این سنگ‌ها می‌باشند. بافت غالب در این سنگ‌ها میکرولیتیک پورفیری می‌باشد. دیاگرام‌های عنکبوتی الگوی غنی شدگی از عناصر LREE نسبت به MREE و HREE و تهی شدگی از عناصر HFSE را نشان می‌دهند که با احتمال تشکیل این سنگ‌ها از محیط مرتبط با مناطق فرورانش و آلایش با پوسته قاره‌ای مطابقت دارد. سنگ‌های لامپروفیری در یک محیط تکتونیکی بعد از برخورد به وجود آمده اند.

کلمات کلیدی: لامپروفیر،کالک آلکالن، کهر، تسوج، دایک.

مقدمه

اصطلاح لامپروفیر برای گروهی از سنگ‌های قلیایی غنی از CO_2 و H_2O و ملانوکرات، بدون توجه به ماهیت کانی‌های فرو منیزین که این سنگ‌ها عمدتاً از آنها تشکیل شده‌اند، به کار برده می شود [۲]. به طور عموم باید گفت که لامپروفیرها شدیداً پورفیری و حاوی فنوکریست‌های فراوان هر یک از کانی‌های میکای سیاه، پیروکسن، آمفیبول و الیوین می باشند [۲]. این سنگ‌ها، معمولاً در زمینه‌ای از آلکالی فلدسپار قرار دارند و بارزترین فنوکریست‌ها در لامپروفیرهای حاوی میکا یافت می شوند. بافت لامپروفیرها مزوکرات تا هیپرملانیک (C.I > ۳۳ ٪) و پورفیری، بدون فنوکریست‌های فلدسپار یا کوارتز هستند. الیوین در زمینه وجود ندارد و فنوکریست‌های آن ممکن است به صورت یوهدرال، پلی‌کریستالین، گردشده یا نیمه‌گرد شده با حاشیه‌های واکنشی دیده شوند. ساختمان‌های کروی فلسیک و بیوتیت‌های خمیده و هگزاگونال دروغین معمولاً با حاشیه‌های قهوه‌ای تیره و مرکز روشن‌تر، از خصوصیات آن‌هاست. تقریباً همه لامپروفیرها به فرم دایک، سیل، ورقه و پرکننده شکاف‌ها رخنمون دارند و به علت تقارب زمانی رخداد، نشان دهنده رخساره متفاوتی از یک رویداد ماگمائی هستند [۳]. معمولاً لامپروفیرها از نفوذی‌های پس زمین ساختی می‌باشند. لامپروفیرها توسط [۴] و [۲] به ۵ گروه اصلی تقسیم شده‌اند. این رده‌بندی توسط [۵] نیز تصدیق شده است و امروزه دو گروه از سنگ‌های اولترابازیک (لامپروئیت‌ها و کیمبرلیت‌ها) نیز جزء لامپروفیرها در نظر گرفته می‌شوند. بنابراین ۵ گروه لامپروفیرها عبارتند از: الف – لامپروفیرهای کالک‌آلکالن (یا شوشونیتی) شامل: مینت، ووزیت، کرسانتیت و اسپسارتیت. ب – لامپروفیرهای آلکالن شامل: کامپتونیت، سانائیت، مونشی‌کیت. ج – لامپروفیرهای اولترامافیک. د – لامپروئیت‌ها. ه – کیمبرلیت‌ها. هر یک از انواع یاد شده بر حسب تغییر کانی شناسی، ژئوشمیایی و محیط تشکیل، از همدیگر تشخیص داده می شوند.

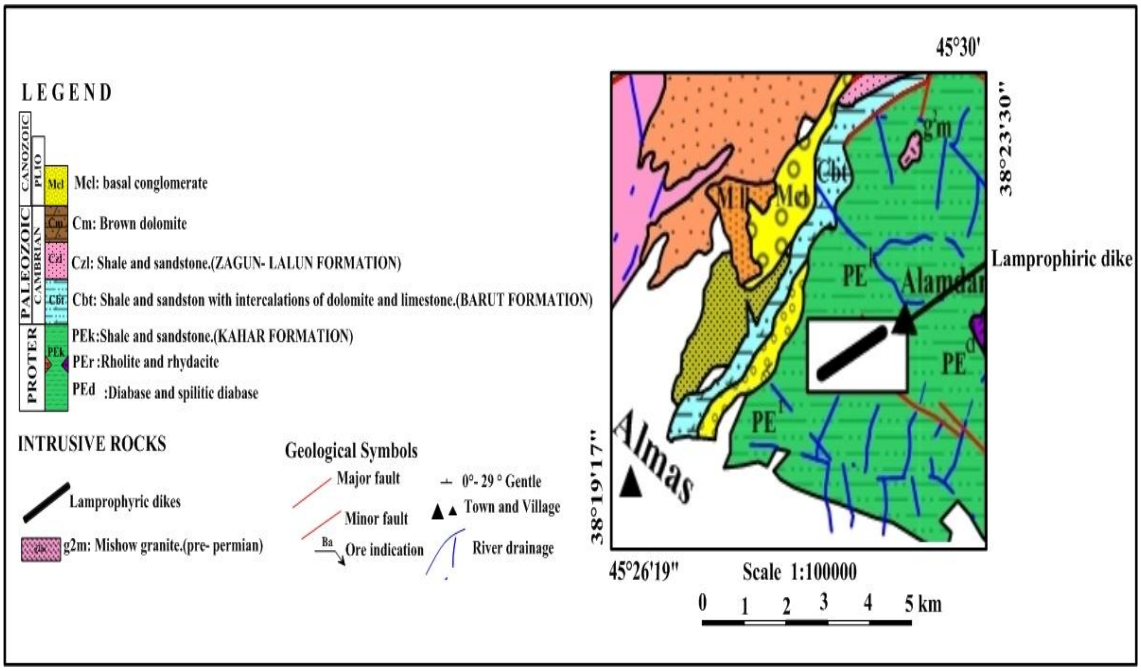
روش انجام مطالعه

برای بررسی سنگ شناسی دایک‌های لامپروفیری، تعداد ۵۰ نمونه سنگی از منطقه مورد مطالعه برداشت شده و تعداد ۳۰ مقطع میکروسکوپی از آنها تهیه شد. سپس مطالعات پتروگرافی با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان بر روی آنها انجام شده و تعداد ۸ نمونه برای تعیین مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی (XRF) و عناصرکمیاب و نادر خاکی (ICP –MS)، به شرکت کانساران بینالود در تهران ارسال گردید. تعبیر و تفسیر داده‌ها به کمک نرم افزارهای GCDkit و Petrograph انجام شده است. نقشه زمین شناسی منطقه با استفاده از نرم افزار Sufer 10 ترسیم گردیده است.

زمین شناسی ناحیه‌ای

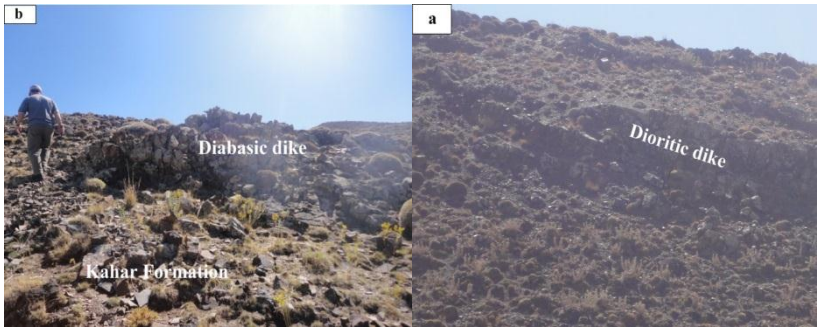
ناحیه مورد مطالعه در شمال روستای الماس شهرستان تسوج در استان آذربایجان شرقی در محدوده طول‌های جغرافیایی "۳۰'۲۳°۳۸ تا "۱۷'۱۹°۳۸ شرقی و عرض‌های جغرافیایی '۳۰°۴۵ تا "۱۹'۲۶°۴۵ شمالی واقع شده است (شکل ۱). این منطقه در زون بندی‌های زمین شناسی ایران، بخشی از منطقه زمین ساختی سلطانیه- میشو [۶]، بوده و بر اساس تقسیم بندی [۷]، بخشی از منطقه زمین‌ساختی ایران مرکزی را در ادامه شمال غربی زون تکتونیکی سنندج- سیرجان تشکیل می‌دهد. کوه میشو ارتفاعات شمالی این منطقه را پوشش داده و توسط دو گسل شمال میشو (گسل تبریز) و گسل جنوبی میشو محدود شده و ساختار گل‌وار مثبت را نشان می‌دهد [۱]. سازند کهر به سن پرکامبرین، هسته مرکزی این ارتفاعات را شکل داده و در منتهی الیه غربی دره روستای الماس، توسط دایک‌های دیابازی و لامپروفیری گسسته شده است. منطقه مورد بررسی از شمال به ناحیه مرند و از جنوب به دشت تسوج و دریاچه ارومیه منتهی می‌شود. نهشته‌های موجود در منطقه، شامل برونزدهائی از سنگ‌های دگرگونه پرکامبرین، رسوبات پلاتفرمی پرکامبرین پایانی- کامبرین، نهشته‌های بر جای مانده از پیشروی دریای پرمین و نهشته‌های ژوراسیک -کرتاسه می‌باشند. بر روی سری‌های چین‌خورده و تغییرشکل یافته فوق نهشته‌های نئوژن حاصل از حوضه های کولابی و محیط مآندر رودخانه‌ای قرار می‌گیرد. قدیمی‌ترین واحد شناخته شده، سازند کهر است که بر روی نقشه در شمال شرقی کوه علمدار قرار دارد و ستبرای شایان توجهی از نهشته‌های تخریبی ریز دانه مشتمل بر شیل، شیل ماسه‌ای و کمی ماسه‌سنگ می‌باشد. افزون بر لایه‌های رسوبی یاد شده سنگ‌های آتشفشانی اسیدی تا دایک‌های بازیک نیز به طور فرعی در این رسوبات پدیدار می‌گردد. جوانترین واحد منطقه، مربوط به سنگ‌های آتشفشانی بوده که این سنگ‌ها اکثراً به صورت گدازه و پیروکلاستیک بوده و به ندرت به صورت نیم‌ژرف و به اشکال گنبدی و دایک و سیل جایگزین شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی که فرآورده فوران‌های جوان می باشند، نهشته‌های میوسن را پوشانده و یا گسسته‌اند منطقه مورد مطالعه از لحاظ تکتونیکی فعال بوده و انواع درز و شکستگی و گسل در آن دیده می‌شود، مهمترین پدیده تکتونیکی منطقه گسل تسوج است، که با روند شمال شرقی – جنوب غربی، با سازوکار فشاری در منطقه فعال است (شکل ۲). البته گسل‌های فرعی نیز در منطقه قابل مشاهده‌اند.. دایک‌های منطقه‌ی مورد مطالعه سه سری را شامل می شوند :۱) دایک‌های دیوریتی (شکل a،۳)، ۲) دایک‌های دیابازی (شکل b،۳) ، ۳) دایک لامپروفیری (شکل ۴؛ الف، ب، ج). سری اول ظاهری روشن داشته ولی سری دوم تیره‌رنگ می‌باشند. سری سوم هم در نمونه دستی به رنگ خاکستری، دیده می‌شود. هر سه

سری سازند کهر را قطع کرده‌اند. سنگ‌های ظاهرشده در منطقه به ترتیب سنی عبارتند از:۱- شیل و ماسه‌سنگ (سازند کهر)، ۲- شیل و ماسه-سنگ با درون لایه‌هایی از دولومیت و آهک (سازند باروت)، ۳- شیل و ماسه‌سنگ (سازند زاگون-لالون)،۴- سازند قرمز فوقانی، ۵-کنگلومرای پلیوسن، ۶- سنگ‌های آتشفشانی. دایک لامپروفیری مورد مطالعه، با روند شمال شرقی- جنوب غربی،در سازند کهر نفوذ کرده است.

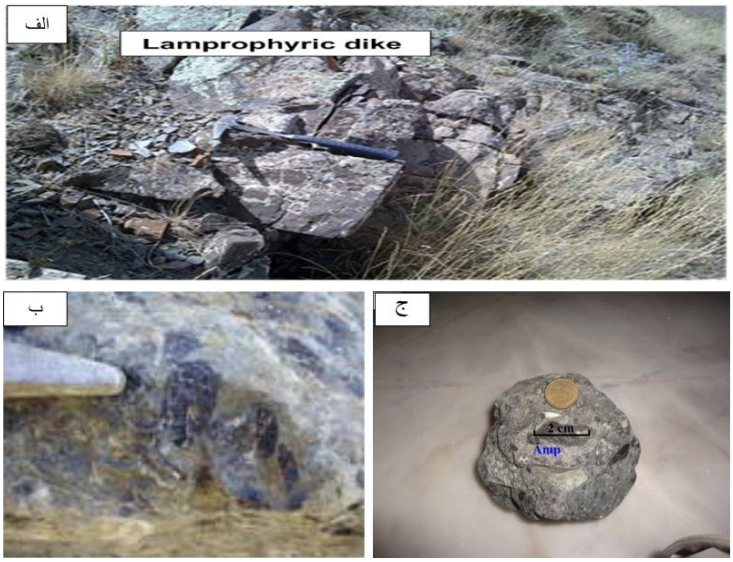


شکل ۱. نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه به همراه موقعیت لامپروفیرهای بررسی شده در آن.

شکل ۲. گسل تسوج با روند شمال شرقی- جنوب غربی(دید به سمت شمال غرب).



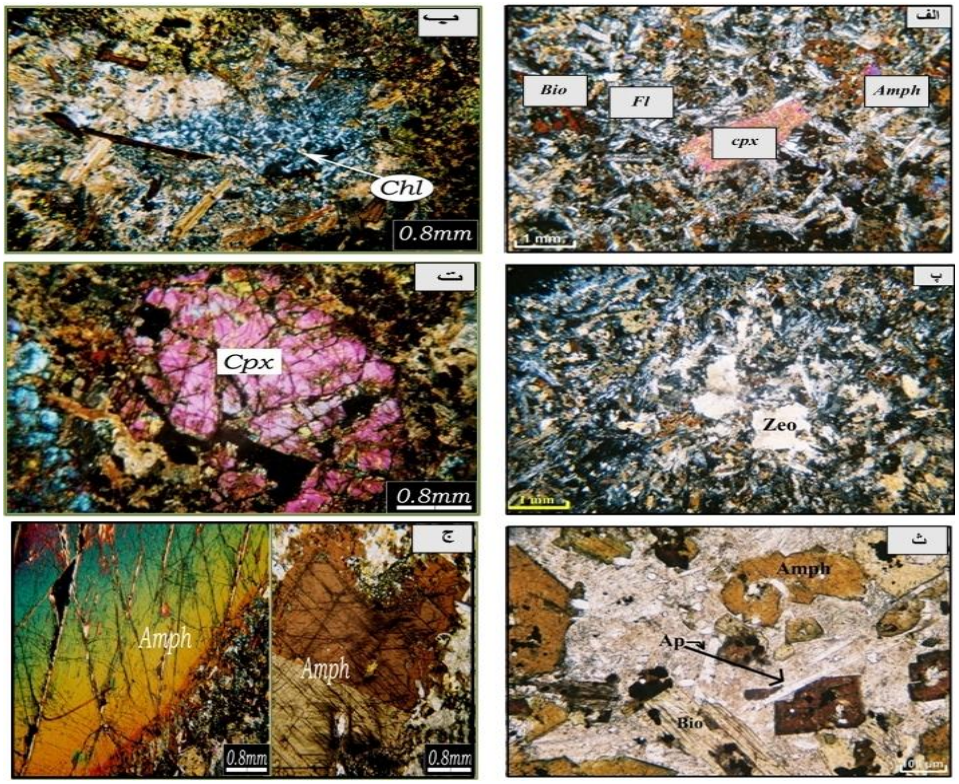
شکل ۳. A) دایک دیوریتی مشاهده شده در منطقه الماس، تسوج. B) دایک دیابازی موجود در منطقه مورد مطالعه.



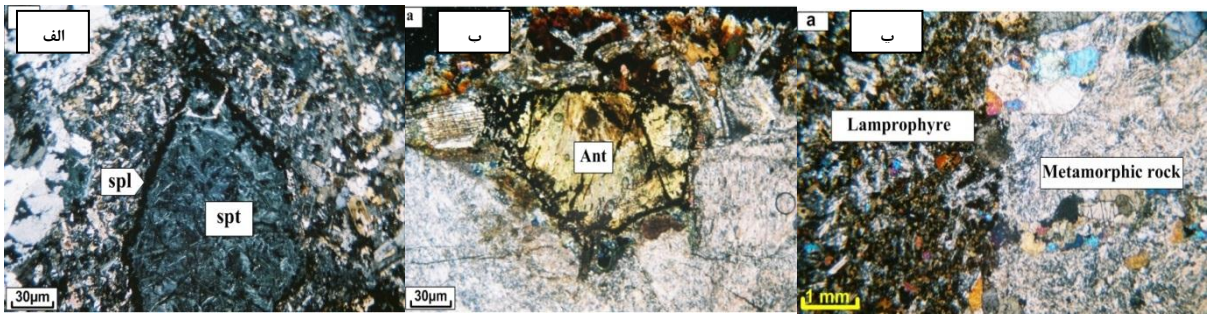
شکل۴.الف، ب، ج) تصاویر صحرایی از دایک لامپروفیری منطقه مورد مطالعه.

مطالعات کانی شناسی

دایک‌های لامپروفیری منطقه الماس، به رنگ سیاه تا خاکستری و ضخامت متغیر از ۱ تا ۳ متر، با امتداد ۱۶۰ در جهت شمال شرقی – جنوب غربی و شیب ۴۵ درجه، در داخل نهشته‌های دگرگون شده کهر رخنمون دارند (شکل ۴، الف، ب، ج). در لامپروفیرها آمفیبول، پیروکسن و بیوتیت به صورت فنوکریست در زمینه‌ای از فلدسپار حضور دارند. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، این سنگ‌ها بافت میکرولیتیک پورفیری تا پورفیری را نشان می‌دهند و خمیره میکرولیتی در آنها از آمفیبول، فلدسپار و بیوتیت، تشکیل شده است (شکل ۵، الف). این تنوع بافتی در لامپروفیرها می‌تواند به علت تغییرات وسیع ترکیب سیالات سازنده در این سنگ‌ها باشد [۲]، [۸].کانی‌های فرعی آپاتیت و اپک هستند و کانی‌های دگرسانی رایج عبارتند از:کربنات، کلریت و زئولیت (شکل ۵؛ب،پ،ت،ث). آمفیبول به صورت فنوکریست ائوهدرال تا ساب ائوهدرال، بیشترین کانی فرومنیزین این سنگ‌ها را تشکیل داده و درصد قابل توجهی از ترکیب مودال سنگ را شامل می‌شود. بیشتر بلورهای آمفیبول، رنگ قهوه‌ای تا قهوه‌ای متمایل به سبز دارند و به حالت سوزنی هستند (شکل ۵؛ الف،ث،ج). بعضی بلورهای آمفیبول اینکلوژن‌هایی از اپک را نشان می‌دهند، در حالی که بعضی دیگر از حاشیه به کلریت و کربنات تجزیه شده‌اند (شکل ۵؛ ب). بنابراین کلسیت، زئولیت و کلریت، از جمله کانی‌های تجزیه‌ای سنگ می‌باشند . همرا با بلورهای آمفیبول بلورهای کلینوپیروکسن خودشکل نیز از فراوانی قابل توجهی برخوردارند. بیشتر بلورهای پیروکسن زونینگ نرمال را نشان می‌دهند و رنگ تیره در قسمت خارجی زون دارند. اما بعضی بلورها هم زونینگ معکوس را نشان می‌دهند. زونینگ در حاشیه به دلیل غنای این بخش از Fe و Ti است و این ویژگی به طور خاص در لامپروفیرهای تیپ کالک آلکالن دیده می‌شود [۲]. در بعضی از مقاطع لامپروفیرهای غنی از آمفیبول، الیوین نیز به صورت فنوکریست مشاهده می‌شود که به طور بخشی یا کلاً به سرپانتین با اینکلوژن‌های احتمالاً اسپینل در حاشیه، و آنتوفیلیت به عنوان یک فراورده دگرگونی پسرونده از یک ماگمای آبدار، دگرسان شده است و شبه ریختی از این کانی باقی مانده است(شکل۶؛ب،پ). فلدسپارها در زمینه سنگ حضور دارند و شامل فلدسپارهای هیپرسولوس پلاژیوکلاز و قلیایی هستند. در زمینه برخی مقاطع کانی‌های ثانویه نیز مشاهده می‌شوند. آپاتیت به عنوان کانی فرعی عموماً به صورت ادخال در کانی‌های مافیک به ویژه آمفیبول دیده می‌شود (شکل ۵، ث). کانی عارضه‌ای آپاتیت می‌تواند حاکی از شرایط تبلور غیر تعادلی و یا ناشی از اختلاط ماگمائی باشد. یک مورد از شواهد پتروگرافی و پدیده جالب توجه در یک نمونه لامپروفیر، ادخال سنگ دگرگونی (احتمالاً متا الترامافیک) همراه با لنزهای کلینوپیروکسن در داخل لامپروفیر است، که مرز لامپروفیر با ادخال دگرگونی در آن مشخص است (شکل ۶؛ الف). با توجه به پاراژنز کانی شناسی، لامپروفیرها از نوع اسپسارتیت، و از گروه کالک‌آلکالن قابل قیاس می‌باشند.



شکل ۵. الف) بافت میکرولیتیک پورفیری در سنگ لامپروفیر، از Bio + Amp + Fl تشکیل شده است(xpl). ب: در این مقطع میکروسکوپی بلور درشت آمفیبول به کلریت تجزیه شده است. پ) کانی زئولیت و کلریت از کانی‌های دگرسانی لامپروفیرها می‌باشند. ت) فنوکریست پیروکسن در سنگ لامپروفیر و رنگ تیره در قسمت خارجی بلور. ث) آپاتیت‌های منشوری در لامپروفیر (ppl). ج) فنوکریست آمفیبول که از حاشیه تجزیه شدگی‌در بلور مشاهده می‌شود.(xpl).



شکل ۶. الف) مقطع میکروسکوپی از ادخال سنگ دگرگونی احتمالاً متالترامافیک در سنگ لامپروفیر. ب، پ) تجزیه شدگی الیوین به آنتوفیلیت و سرپانتین.

زمین شیمی

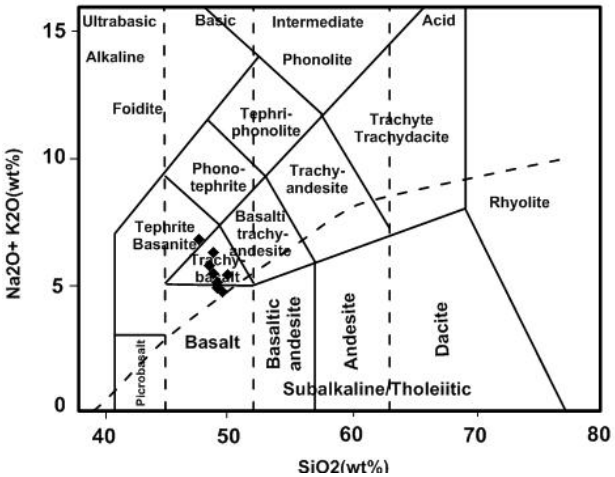
ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب از نمونه‌های منطقه الماس در (جدول ۱) ارائه شده است. نمونه‌ها به طور وسیع تشابه و سازگاری را با ژئوشیمی سنگ کل و پتروگرافی و همچنین میانگین آنالیزهای ارائه شده توسط [۲]، برای پنج تیپ اصلی لامپروفیری نشان می‌دهند. درصد SiO_2 از ۴۶-۴۹ متغیر بوده و درصد TiO_2 از ۲/۰۵- ۲/۱۵ متغیر است که ویژگی آلکالی بودن آنها را نشان می‌دهد. حتی اختلاف چندانی نیز در میزان سدیک و پتاسیک نمونه‌ها وجود نداشته و میزان سدیم ($Na_2O > K_2O$) مشخص از حالت پتاسیک ($K_2O > Na_2O$) دیده می‌شود و نسبت K_2O/ Na_2O ۰/۶۷ می‌باشد. MgO، ۴/۲۸- ۶/۶۱ درصد؛ CaO، ۶/۴۹- ۸/۵۶ درصد؛ و P_2O_5، از ۰/۵- ۰/۹ درصد در حال تغییر است (جدول ۱). بر اساس نمودار [۹] ترکیب ژئوشیمیایی لامپروفیرها بازالت – تراکی بازالت است (شکل ۷). در نمودار K_2O در برابر SiO_2 نمونه‌های مربوط به لامپروفیرهای الماس، محدوده همپوشانی آلکالن-کالک آلکالن را نشان می‌دهند (شکل ۸)، [۲]، [۱۰].لامپروفیرها میزان LOI بالا از ۲/۰۳- ۳/۳۲ را دارند. این امر به دلیل فراوانی زیاد کربنات و کانی‌های آبدار در لامپروفیرهای مورد مطالعه است. در نمودار چند عنصری عادی

سازی شده نسبت به کندریت و مورب، از [۱۱]و [۱۲] غنی شدگی از عناصرLILE نسبت به HFSE دیده می‌شود (شکل ۹؛ الف،ب). در این نمودارها Sr،Pb،Rb، Ba غنی شدگی دارند و در مقابل آن Y،Ti، Nb، Ta تهی شدگی و آنومالی منفی را نشان می‌دهند.

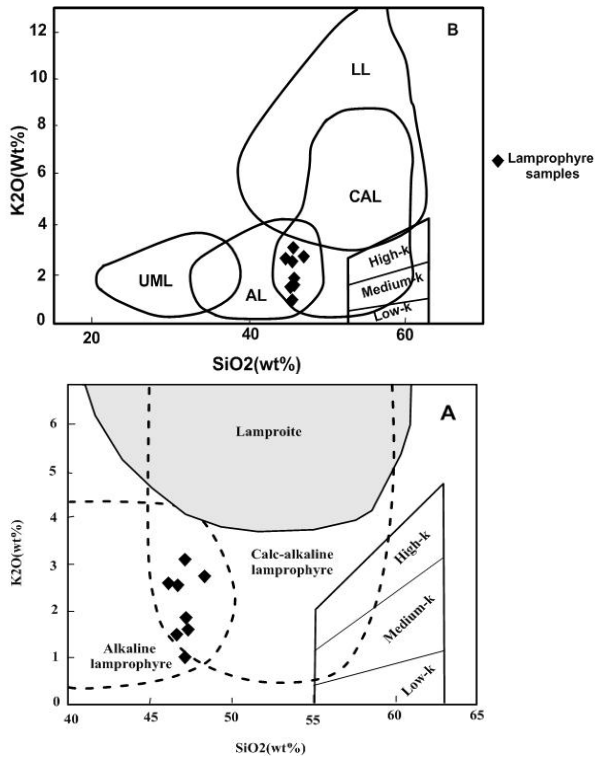
جدول ۱. نتایج آنالیز نمونه‌های لامپروفیر مورد مطالعه. علایم: Al: نمونه‌های لامپروفیر الماس، CA: کالک آلکالن

REF Rock	Al-4 CA	Al-7 CA	Al-8 CA	Al-9 CA	Al-10 CA	Al-11 CA	Al-14 CA	Al-15 CA
SiO_2	۴۶/۴۵	۴۶/۹۷	۴۷/۳۸	۴۷/۴۴	۴۷/۶۸	۴۷/۴۲	۴۸/۷۹	۴۶/۸۹
Al_2O_3	۱۶/۴۰	۱۶/۰۹	۱۴/۸۹	۱۵/۵۶	۱۵/۵۱	۱۵/۴۹	۱۵/۷۲	۱۶/۱۱
Fe_2O_3	۱۲/۵۷	۱۰/۸۸	۱۱/۴۹	۱۱/۹۴	۱۲/۲۱	۱۱/۸۹	۱۰/۹۳	۱۱/۱۶
CaO	۶/۹۴	۸/۳۷	۸/۶۵	۷/۸۶	۷/۶۲	۷/۳۲	۸/۱۳	۸/۳۹
Na_2O	۳/۹۲	۳/۶۳	۳/۵۸	۲/۹۴	۲/۹۳	۲/۹۶	۲/۵۱	۲/۹۹
K_2O	۲/۶۵	۱/۴۸	۱/۰۴	۱/۸۸	۱/۶۴	۲/۱۴	۲/۷۶	۲/۵۷
MgO	۴/۸۲	۵/۹۴	۶/۱۶	۵/۲۳	۵/۱۳	۵/۲۹	۵/۵۷	۵/۵۸
TiO_2	۲/۴۵	۲/۰۵	۲/۱۶	۲/۳۳	۲/۵۱	۲/۴۲	۲/۰۶	۲/۰۹
MnO	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۲۰	۰/۱۹	۰/۲۰
P_2O_5	۰/۸۱	۰/۵۶	۰/۶۴	۰/۸۷	۰/۹۲	۰/۹۲	۰/۷۸	۰/۷۶
SO_3	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۱۲
L.O.I	۲/۲۸	۳/۳۲	۳/۰۸	۳/۰۸	۳/۰۵	۲/۳۷	۲/۰۳	۲/۶۳
Total	۹۹/۵۸	۹۹/۵۶	۹۹/۳۶	۹۹/۴۲	۹۹/۴۸	۹۹/۵۱	۹۹/۵۴	۹۹/۴۹
ppm								
Cl	۲۲۷	۱۳۵	۱۸۲	۴۲۹	۱۵۳	۱۶۵	۱۷۰	۱۵۷
Ba	۲۷۸	۴۴۰	۳۲۲	۳۲۵	۲۸۶	۳۰۸	۲۸۱	۳۳۶
Sr	۷۲۶	۶۴۵	۵۶۶	۷۴۶	۷۱۸	۶۵۶	۸۰۵	۷۸۴
Cu	۳۹	۵۷	۱۰۸	۴۵	۴۱	۳۳	۳۷	۷۶
Zn	۱۰۲	۱۱۷	۱۱۲	۱۰۰	۱۰۶	۱۰۰	۹۰	۱۲۴
Pb	۶	۱۸	۱۲	۱۱	۹	۱	۹	۱۰
Ni	۶۸	۹۴	۹۳	۸۴	۷۶	۷۰	۷۸	۷۷
Cr	۶۶	۱۱۰	۱۲۵	۸۴	۸۶	۵۹	۱۰۳	۱۰۳
V	۲۵۶	۲۱۴	۲۴۱	۲۵۸	۲۶۶	۲۶۷	۲۴۱	۲۳۹
Ce	۴۱	۴۲	۴۵	۲۳	۶۳	۱۱۵	۹۲	۷۸
La	۲۱	۲۱	۲۳	۱۲	۳۲	۷۵	۴۸	۳۶
W	۴	۳۴	۱۹	۱۴	۲	۱	۲۱	۲۷
Zr	۲۰۴	۱۶۷	۱۵۱	۲۰۹	۲۱۸	۱۹۵	۲۰۲	۲۱۱
Y	۲۲	۱۷	۱۷	۲۳	۲۳	۲۸	۲۴	۲۴
Yb	۱/۷	۱/۸	۱/۸	۱/۹	۱/۷	۱/۸	۱/۸	۱/۸
Rb	۶۷	۳۶	۲۸	۴۸	۴۱	۶۲	۶۴	۵۷
Co	۲	۲	۱	۱	۲۳	۳	۳	۲
As	۵۱	۱۷	۷۵	۸۸	۱	۶۳	۳۴	۴۹
U	۱۳	۱	۱	۴	۲	۴	۵	۳
Th	۴	۲	۳	۱	۱	۳	۲	۱
Mo	۴۲	۲۹	۲۰	۲۰	۳	۴۶	۱۵	۲۲

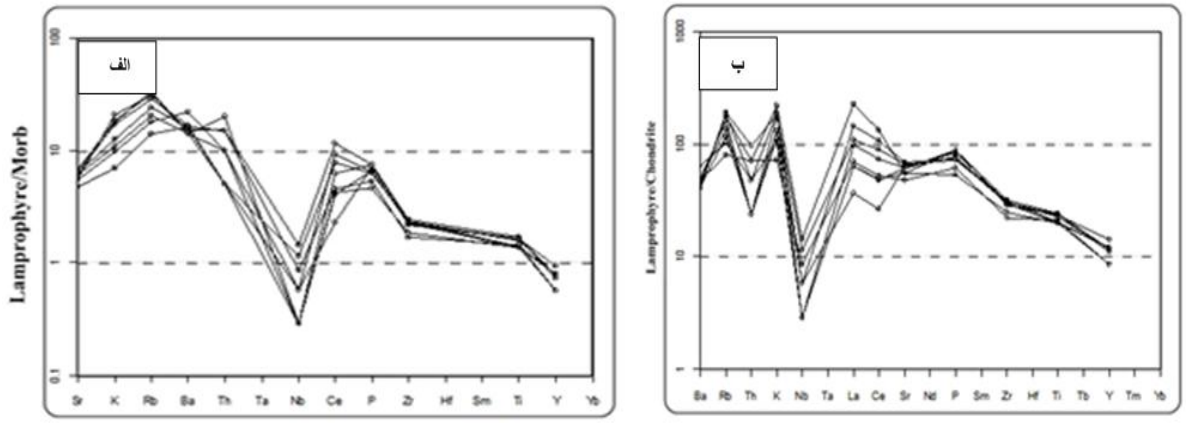
Ga	۱۸	۱۵	۱۵	۱۶	۱۵	۱۶	۱۴	۱۶
Nb	۱	۱	۳	۲	۱	۵	۲	۴
Or	۱۵/۶۶	۸/۷۵	۶/۱۵	۱۱/۱۱	۹/۶۵	۱۸/۵۶	۱۶/۳۱	۱۵/۱۹
Ab	۳۱/۳۶	۳۰/۷۲	۳۰/۲۹	۲۴/۸۸	۲۴/۷۹	۲۵/۰۵	۲۱/۲۴	۲۵/۳۰
An	۱۹/۳۳	۲۳/۲۴	۲۱/۴۹	۲۳/۷۱	۲۴/۳۲	۱۹/۷۱	۲۳/۴۸	۲۲/۹۵



شکل ۷ . نمودار $(Na_2O + K_2O)$-SiO_2 برای نامگذاری سنگ‌های لامپروفیر تسوج از [۹]. در این نمودار سنگ‌ها ترکیب بازالت – تراکی بازالت دارند.



شکل ۸. نمودار K_2O – SiO_2 از [۲] و [۱۰]. در این نمودار سنگ‌های لامپروفیری منطقه در محدوده آلکالن-کالک آلکالن قرار گرفته‌اند.

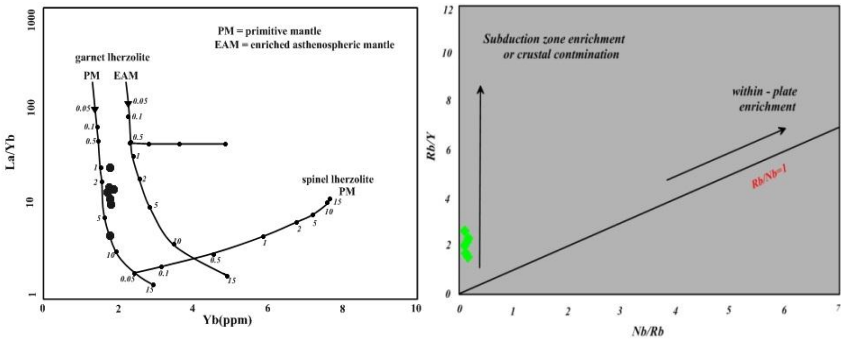


شکل۹. الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده با MORB از [۱۱]. ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده با کندریت از [۱۲].

بحث و بررسی

شواهدی از جمله حضور بافت‌های پورفیری، حضور کانی‌های آبدار فراوان از جمله آمفیبول و عدم حضور فلدسپار به صورت فنوکریست، همگی نشان از آن دارند که سنگ‌های مورد مطالعه لامپروفیر هستند. در مقاطع میکروسکوپی، با وجود آمفیبول‌های دانه درشت در لامپروفیرهای منطقه مورد مطالعه، این سنگها می‌توانند با انواع کالک آلکالن قابل مقایسه باشند. عناصر سازگار، فراوانی متغیری دارند به طوری که در لامپروفیرها مقدار Ni از ۶۸-۹۴ ppm متغیر است. بررسی عناصر کمیاب نشان می‌دهد که دایک لامپروفیری الماس، از عناصر K،Th، Rb،Ba، La و U غنی بوده که حاکی از آلایش با مواد پوسته‌ای می‌باشد. میزان Ba ۲۷۸-۴۴۰ ppm، Th ۱-۴ ppm و U ۱-۱۳ ppm متغیرند. همچنین این نمونه‌ها آنومالی منفی مشخصی،نسبت به Nb را نشان می‌دهند که می‌تواند یکی از شاخص‌های واضح مناطق فرورانش و دخالت سیالات فرورانشی در تکوین سنگ لامپروفیر باشد. آمفیبول یک کانی میزبان بسیار مهم برای عناصری مانند Nb و Ta در گوشته فوقانی است و ممکن است آنومالی منفی Nb و Ta در ماگماتیسم قوسی را کنترل نماید. بالا آمدن سیالات در گوشته سبب تشکیل آمفیبول متاسوماتیک می‌شود و این آمفیبول‌ها Ta و Nb را در شبکه خود جای داده و سبب بی‌هنجاری منفی Nb و Ta در سیالات باقی مانده می‌شوند. سیالات باقی مانده در اثر صعود در گوه گوشته‌ای تولید مذاب بخشی کرده و در سنگ‌های حاصل از مذاب بخشی، آنومالی منفی Ta و Nb مشاهده خواهد شد [۱۳]، [۱۴]. نمودارهای عنکبوتی رسم شده از [۱۱] و [۱۲] برای سنگ‌های لامپروفیری کالک آلکالن الماس (شکل ۹؛ الف، ب)، این مطلب را می‌رساند که عناصر لیتوفیل درشت یون LILE مانند Ba و Rb با افزایش درجه تفریق در مذاب‌های باقی مانده تمرکز بیشتری را نشان می‌دهند و پراکندگی این عناصر به فرآیندهائی نظیر ذوب بخشی، اختلاط و هضم نسبت داده می‌شود، بنابراین فراوانی عناصر LILE که از تحرک زیادی برخوردارند، نشانگر حضور سیالات آبدار در محیط تشکیل ماگما و یا دخالت پوسته قاره‌ای در تکوین ماگماست. آنومالی مثبت Pb نیز به آلایش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد [۱۵]. عنصر Y، به عنوان یک عنصر ناسازگار شبیه HREE عمل می کند و به راحتی در گارنت و آمفیبول و به مقدار کم در پیروکسن قرار می گیرد. تهی شدگی این عنصر می‌تواند در اثر پدیده تفریق یا ذوب بخشی در عمق و ماندن گارنت در فاز باقیمانده باشد. با مقایسه الگوی فراوانی عناصر کمیاب همانطور که در (شکل ۹؛ الف و ب) مشهود است، نمونه‌های مورد مطالعه با الگوی لامپروفیرهای کالک آلکالن از [۲]، هماهنگ‌تر می‌باشند. با توجه به حضور TiO_2 بالا در این سنگ‌ها لامپروفیرهای غنی از آمفیبول سرشت قلیایی دارند. دامنه متغیر MgO(۴/۲۸ – ۶/۶۱) و دامنه Ni (۶۸ –۹۴)، نشان دهنده فرایند تحول و تفریق ماگمایی در انواع کالک آلکالن است. ماگمای لامپروفیری اولیه دارای خصوصیات زیر می‌باشد: Mg# = 65-80 ، Sc = 15-30 ppm ، Cr = 200-500 ppm ، Co = 25-80 ppm ، Ni = 90-70 ppm ، [۲]. در ارتباط با پتروژنز این سنگ‌ها، نتایج تجزیه‌های شیمیایی (Ni=68-94, Co=1-23,Cr=59-125, Mg# = 0.25-0.32) به طور واضح از اولیه بودن لامپروفیرهای منطقه حمایت نمی‌کند. با توجه به شواهدی از قبیل: تنوعات کانی شناسی و دیگر جنبه‌های شیمیایی مانند افزایش ناگهانی SiO_2 از مذاب [۱۶] استنباط ما برتشکیل لامپروفیرهای تسوج از آلایش مذاب‌های آلکالن و سنگ‌های پوسته‌ای می‌باشد. از نمودار Rb/Y-Nb/Rb برای تشخیص غنی شدگی به وسیله سیالات، در زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای و غنی شدگی در موقعیت درون صفحه‌ای می‌توان استفاده کرد. روندهای عمودی در این نمودار در نتیجه غنی‌شدگی در زون فرورانش یا آلودگی پوسته‌ای به وجود می‌آید و بدین ترتیب میزان Rb در نسبت Rb/Y بالا می‌رود. در صورتی که، در موقعیت غنی‌شدگی درون صفحه‌ای، روند مثبت بین Rb و Nb نشان داده می‌شود که در آن نسبت Nb/Y برابر با ۱ است [۱۷]. با پیاده کردن مقادیر مربوط به سنگ‌های منطقه مورد مطالعه بر روی این نمودار، روند

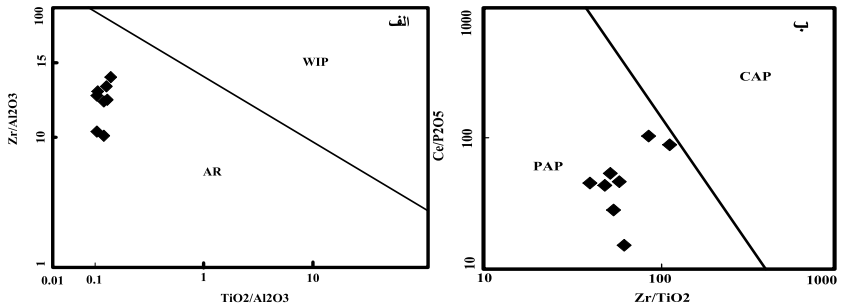
عمودی داده‌ها قابل مشاهده می‌باشد (شکل ۱۰، الف). بنابراین سنگ‌های منطقه مورد مطالعه خصوصیات غنی شدگی به وسیله محلول‌های فرورانشی یا آلودگی پوسته‌ای را از خود بروز می‌دهند. نکته قابل توجه دیگر، تشکیل بلورهای درشت در لامپروفیرها با دخالت مستقیم شرایط فوق بحرانی و سیالات هیدروترمال می‌باشد. نسبت بالای La/Yb با مقدار کم عناصر HREE از لامپروفیرها وجود باقی مانده گارنت در ناحیه منشأ را پیشنهاد می‌دهد [۱۸]، [۱۹]. به منظور ارزیابی این فرضیه مقدار REE مشاهده شده در لامپروفیرهای منطقه، با دسته مودال منحنی‌های مذاب اسپینل لرزولیت و گارنت لرزولیت مقایسه شدند [۲۱]. درجه ذوب بخشی از گوشته با منشأ گارنت لرزولیت قسمت بالای خط موازی با محور Yb را شامل می‌شود [۲۰]. با توجه به موقعیت لامپروفیرها در این خط و نسبت بالای La/Yb، منشأ گرفتن ماگمای مولد لامپروفیرها از یک گوشته گارنت- لرزولیتی محتمل‌تر است(شکل ۱۰،ب).



شکل ۱۰. الف) نمودار Rb/Y-Nb/Rb از[۱۷]، همانطور که در شکل مشاهده می‌شود نمونه‌های منطقه مورد مطالعه غنی شدگی به وسیله سیالات فرورانشی یا آلودگی پوسته‌ای را نشان می‌دهند. ب) نمودار La/Yb در برابر Yb از [۲۱]. با توجه به موقعیت لامپروفیرها در این شکل، سنگ‌ها از گوشته با منشأ گارنت لرزولیتی تشکیل شده‌اند.

محیط تکتونیکی

در حالت کلی لامپروفیرها در محیط‌های متنوع تکتونیکی مشاهده می‌شوند. این محیط‌ها به ترتیب عبارتند از: مناطق همگرا (جزایر قوسی، حواشی فعال قاره‌ای، مناطق تصادمی)، مناطق واگرا، داخل صفحات و رژیم‌های غیرفعال [۲]. لامپروفیرهای تیپ کالک‌آلکالن عموماً مخصوص مناطق همگرا بوده و تیپ‌های آلکالن و اولترامافیک در مناطق کششی و واگرا و همچنین در مناطق غیرفعال دیده می‌شوند. تیپ‌های اولترامافیک و کیمبرلیتی نیز در مناطق داخل صفحات جایگیری می‌کنند. امروزه این امر پذیرفته شده است که خصوصیات ژئوشیمیایی لامپروفیرها بازتابی از محیط تکتونیکی آنها می‌باشد. جهت تعیین محیط تکتونیکی دایک‌های لامپروفیری الماس،از دیاگرام‌های تفکیک‌کننده محیط‌های داخل صفحه‌ای از قوس‌های ماگمائی، از نمودار TiO_2/Al_2O_3-Zr/Al_2O_3 و Zr/TiO_2-Ce/P_2O_5 از [۲۲] استفاده شده است که نمونه‌ها در محدوده قوس‌های ماگمائی پس ازتصادم واقع شده‌اند (شکل۱۱؛ الف، ب).



شکل ۱۱. الف و ب) در نمودارهای TiO_2/Al_2O_3-Zr/Al_2O_3 و Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2 از [۲۲] سنگ‌های لامپروفیری منطقه الماس، در محدوده قوس‌های ماگمایی پس از برخورد جای گرفته‌اند.

نتیجه گیری

در منطقه شمال غرب ایران، انواع لامپروفیرهای غنی از آمفیبول و غنی از میکا شناسایی شده‌اند. در ارتفاعات میشو در منطقه الماس تسوج، دایک‌های لامپروفیری از نوع آمفیبول‌دار بوده و به درون سازند کهر تزریق شده‌اند. لامپروفیرهای غنی از آمفیبول، دارای بافت پورفیری و میکرولیتیک پورفیری و حاوی کانی‌های آمفیبول، پیروکسن، بیوتیت و فلدسپار در زمینه می‌باشند و با لامپروفیرهای کالک آلکالن نوع اسپسارتیت قابل مقایسه‌اند. لامپروفیرهای کالک آلکالن در نمودارهای عنکبوتی و عناصر کمیاب، غنی شدگی از LILE و LREE و تهی شدگی از HFSE را نشان می‌دهند. الگوی عناصر این سنگ‌ها قابل مقایسه با محیط‌های مرتبط با فرورانش است. در این نمودارها بی‌هنجاری منفی Ti-Nb-Ta، نشان می‌دهد که لامپروفیرهای کالک آلکالن از گوشته متاسوماتیسم شده توسط عوامل فرورانش ایجاد شده‌اند. لامپروفیرهای منطقه الماس میزان La/Yb بالایی دارند که نشانگر گارنت بیشتر در منشأ آنهاست. بنابراین با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها از گوشته گارنت لرزولیتی نشأت گرفته و در یک محیط پس از برخورد جایگزین شده‌اند. سن سنگ-های لامپروفیر با توجه به فرایند تزریق در سازند کهر، جوانتر از پرکامبرین حدس زده می‌شود.

تشکر و قدردانی

از اساتید محترم دانشگاه تبریز و داوران محترم مجله علمی پژوهش‌های کاربردی در علوم زمین، به دلیل ارائه نکات سازنده در تدوین این مقاله، قدردانی می‌شود

منابع و مراجع

[۱] مؤید، م.، مؤذن، م.، کلاگری، ع.، حسین‌زاده، ق.، "کانی شناسی و پترولوژی توده گرانیتوئیدی میشو (جنوب غرب مرند- استان آذربایجان شرقی) و اهمیت ژئودینامیکی آن"، مجموعه مقالات سیزدهمین همایش انجمن بلورشناسی و کانی شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان، (۱۳۸۴)ص۱۴۱-۱۴۶.

[2] Rock, N.M.S., ,"Lamprophyres", Blackiye, Glasgow, (1991) 285p.

[3] Mitchel, R.h., " Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology", Plenum,New York, (1986) 442 pp.

[4] Streckeisen A.L.,. "Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks", N.Jb. Mineral, Abh. 134, (1980) 1-14p.

[5] Le Maitre, R.WA classification of igneous rock and glossary of terms. (Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommiddion on the Systematics of Igneous Rocks). Blackwell, Oxford, (1989) 193pp.

[6] Eftekharnezhad, J. Brief history and structural development of Azarbaijan Geol. Survey of Iran. International Report,(1975)8 pp.

[7] Stocklin, J.,. Structural history and tectonics of Iran. A review. American Assoc Petroleum Geologists Bullection, 52 7(1968) ,1229-1285

[8] Bea F., Montero P., Molina J. F "Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Avila Batholith: a model for the generation of Variscan batholiths in Iberia", Journal of Geology, 107 (1999) 399-419.

[9] Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.,. "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram", J. Petrol. 27, (1986) 745-750p.

[10] Gill, G.B., Orogenic Andesites and plate tectonics", Springer, Berlin, (1982) 390 p.

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

[12] Thompson, R.N., "Magmatism of British tertiary volcanic province", scoetish, Journal of Geology,18, (1982) 49 – 107 p.

[13] Foley, S. F., Wheller G. E. "Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: The role of residual titanite". Chem. Geol, 85, (1990) 1–18.

[14] Hofman, A.W., "Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism", Nature 385, (1997) 219–229.

[15] Kamber B.S., Ewart 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) 38-56p.

[16] Xu, X.W., Zhang, B.L., Qin, K.Z., Mao, Q., Cai, X.P, "Origin of lamprophyres by the mixing of basic and alkaline melts in magma chamber in Beiya area, western Yunnan,China". Lithos 99, 33, (2007) 9-362.

[17] Temel, A., Gondogdu, M.N., and Gourgaud, A.,. Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calkalkaline volcanism in Konya,Central Antolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85(1998), 327-357.

[18] Mitchel, R.H., Brunfelt, A.O., " Rare earth element geochemistry of kimberlite.Physics and Chemistry of the Earth 9(1975), 671–686.

[19] McKenzie, D., O'Nions, K,. "Partial melt distributions from the inversion of rare earth elements". Journal of Petrology 32, (1991) 1021–1091

[20] Chalapathi Rao, N.V., Dharma Rao , C.V. Das, S" Petrogenesis of lamprophyres from Chhota Udepur area, Narmada rift zone,and its relation to Deccan magmatism", Journal of Asian Earth Sciences 45,(2012) p 24–39.

[21] Nédli, Zs., TÓth, T.M. "Origin and geodynamic significance of Upper Cretaceous lamprophyres from the Villány Mts (Hungary)". Mineralogy and Petrology 90, (2007) 73–107.

[22] Muller D., Groves D.I"potassic igneous rocks, and associated gold-copper mineralization", Sec, Updated, Springer-Vrelag, (1997) 242 p.