

مینرال شیمی و ژئوشیمی دایک‌های لامپروفیری کانسار مس – مولیدن پورفیری سونگون (ورزقان – شمال باختر ایران)

امین‌اله کمالی^۱، محسن مؤید^۲، نصیر عامل^۳ و محمدرضا حسین‌زاده^۴

^۱دانشجوی دکترا، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲استاد، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳استادیار، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۴دانشیار، گروه علوم زمین، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۲/۲۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۴/۱۳

چکیده

کانسار مس-مولیدن پورفیری سونگون در شمال باختری ایران و در استان آذربایجان شرقی جای دارد. معدن مس سونگون از دید سنگ‌شناسی شامل توده سونگون پورفیری (SP) و هشت دسته دایک تأخیری کوارتز دیوریتی (DK1(a, b, c))، گابرو دیوریتی (DK2)، دیوریتی (DK3)، داسیتی (DK4)، لامپروفیری (LAM) و میکرودیوریتی (MDI) است. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده دایک لامپروفیری شامل بیوتیت، پلاژیوکلاز، ارتوز و آمفیبول است. این دایک بافت پورفیری یک و میکرولیتیک پورفیری دارد. دایک‌های لامپروفیری در منطقه مطالعه شده ترکیب آلکالی‌بازالت دارند و ماگمای مادر این دایک‌ها بر پایه ژئوشیمی سنگ کل، شوشونیتی است. بررسی شیمی کانی‌ها، ترکیب پلاژیوکلاز را الیگو کلاز تا آلیت، آمفیبول را مگنزیوهورنبلند و بیوتیت را سیدروفیلیت تا استونیت نشان می‌دهد. دایک‌های لامپروفیری از یک ماگمای با فوگاسیته بالای اکسیژن ایجاد شده‌اند. بر پایه دماسنجی تک کانی بیوتیت دمای تبلور کانی در دایک لامپروفیری ۶۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد تعیین شده است. با توجه به ویژگی‌های کانی‌شناسی و شواهد ژئوشیمیایی، لامپروفیرهای منطقه مورد مطالعه از نوع کالک‌آلکانل و جزو کرسانتیت‌ها ارزیابی می‌شوند. نمودارهای چند عنصری بهنجار شده با کندریت و گوشته اولیه نشان‌دهنده غنی‌شدگی عناصر LREE و LILE و تهی‌شدگی HREE و HFSE در دایک‌های لامپروفیری سونگون است. بر پایه نمودار عناصر کیمیا La/Sm در برابر La/Sm ماگمای منشأ این سنگ‌ها می‌تواند از نرخ پایین ذوب بخشی یک گوشته گارنت لرزولیتی ایجاد شده باشد. این دایک‌ها در یک محیط زمین‌ساختی پس از برخوردی و از گوشته متاسوماتیزه شده در اثر یک فرورانش کهن ایجاد شده است.

کلیدواژه‌ها: دایک لامپروفیری، کرسانتیت، گارنت لرزولیت، پس از برخورد، سونگون.

*نویسنده مسئول: امین‌اله کمالی

E-mail: Aminkamali63@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

لامپروفیرها، سنگ‌های آذرین مافیک درشت‌بلور در یک ماتریکس دانه‌ریز هستند که به صورت ملانوکرآت تا مزوکرآت و به صورت پراکنده به شکل دایک، سیل، پایپ‌ها یا توده‌های نفوذی کوچک در محیط‌های متفاوت زمین‌ساختی دیده می‌شوند (Allan and Carmichael, 1984; Duggan and Jaques, 1996; Rock, 1991). انواع این سنگ به ۵ دسته اصلی آلکانل، لامپروفیتی، کیمبرلیتی، اولترامافیک و کالک‌آلکانل تقسیم می‌شود (Le Maitre, 1989; Rock, 1991). لامپروفیرهای کالک‌آلکانل معمولاً از محیط‌های زمین‌ساختی همگرا منشأ می‌گیرند؛ در حالی که لامپروفیرهای اولترامافیک و آلکانل بیشتر در محیط‌های زمین‌ساختی متفاوتی و لامپروفیرهای کیمبرلیتی در محیط‌های درون صفحه‌ای یافت می‌شوند (Carlier et al., 1997). با وجود اینکه لامپروفیرها رخنمون‌های کوچکی دارند، بینش جدید و درک درستی از فرایندهای ژئودینامیکی بزرگ‌مقیاس مخصوصاً در قاره (Queen et al., 1996; Tappe et al., 2006) و گوشته غنی‌شده ارائه می‌کنند (Beard et al., 1996; Guo et al., 2004; Srivastava and Chalapathi Rao, 2007). لامپروفیرها در نتیجه درجه کم ذوب بخشی از سنگ‌کره زیرقاره‌ای منبع گوشته غنی‌شده شکل می‌گیرند (Müller and Groves, 1995; Rock, 1987). بنابراین، ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها مرتبط با غنی‌شدگی این منبع در سرتاسر تکامل از سنگ‌کره در یک سامانه فعال است (Karsli et al., 2014). لامپروفیرها معمولاً از مناطق مختلف گزارش شده‌اند که به‌اختصار به بیان آنها پرداخته می‌شود: واحدهای آذرآواری به سن پلیوکواترن در برخی از مناطق آذربایجان توسط دایک‌های محدود و کم‌وسعت قطع شده‌اند. افزون بر منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، نمونه‌های لامپروفیری در آذربایجان از مناطق مختلف گزارش شده‌اند که در ادامه به‌طور خلاصه شرح داده می‌شوند. در طول ترشیر و کواترن پهنه ایران مرکزی و البرز باختری-آذربایجان شاهد فعالیت ماگمایی گسترده‌ای در

راستای NW-SE بوده است و بیشتر لامپروفیرهای شناخته‌شده مانند قلعه حسنعلی (شیشه‌بر، ۱۳۸۹)، شریف‌آباد خوی (مؤید و عامل، ۱۳۸۱)، منور (عامل، ۱۳۷۸)، جزیره اسلامی (Moayyed et al., 2008) و قخلار مرند (مؤذن و همکاران، ۱۳۸۲) متعلق به اواخر دوران سوم (پلیوسن) هستند و برخی دیگر مانند گوی پشتی مراغه (اکبرزاده لاله، ۱۳۹۲)، میشو (واحدالعین، ۱۳۹۲)، کرینگان (عبدیلی بهلول آبادی، ۱۳۹۲)، هوراند (شیردل و همکاران، ۱۳۸۸؛ روانخواه، ۱۳۹۴) و لامپروفیرهای آلکانل و کالک‌آلکانل شمال باختر (آقازاده و بدرزاده، ۱۳۹۳) سن کهن‌تری دارند.

۲- زمین‌شناسی عمومی

کانسار مس سونگون در ۳۲ کیلومتری شمال شهرستان ورزقان در استان آذربایجان شرقی جای دارد (شکل ۱). کهن‌ترین واحد سنگی منطقه را سنگ‌های آهکی و شیلی نازک تا متوسط‌لايه تشکیل می‌دهند (Emami and Babakhani, 1991). فسیل‌های موجود در این واحد سنی معادل کرتاسه بالایی (کامپانین-ماستریشین) نشان می‌دهند (Mehrpour, 1993). این سنگ‌ها توسط توده عمدتاً بزرگ کوارتز مونزونیت پورفیری قطع شده‌اند ولی شیب آنها به سوی توده سونگون پورفیری است که این ویژگی می‌تواند در اثر عملکرد گسل منطبق بر مسیر سونگون جای و یا در اثر تزریق توده‌های دیگر باشد (Calagari, 1997; Hezarkhani and Williams-Jones, 1998). کهن‌ترین پالس نفوذی توده کوارتز مونزونیتی باردار سونگون است که حامل کانی‌سازی مس-مولیدن پورفیری است. توده کوارتز مونزونیتی سونگون که بزرگ‌ترین توده آذرین محدوده معدن را تشکیل می‌دهد، سن الیگومیوسن دارد. سن‌سنجی‌های مطلق صورت گرفته توسط حسن‌پور (۱۳۸۹) به روش Ar-Ar سن ۲۰/۶۹ میلیون سال به دست داده است؛ همچنین سن سنگ درونگیر سونگون پورفیری به روش U-Pb ۲۷/۶۵ میلیون سال است (حسن‌پور، ۱۳۸۹). (Aghazadeh et al., 2015).

ترکیب تراکی آندزیت بازالتی نسبت به کوه چال‌داغی با ترکیب داسیتی تا ریوداسیتی تأخیری بوده است. آتشفشان داش‌دیبی (پلیو-کوآترن)، به‌عنوان آخرین و جوان‌ترین مرحله از فعالیت ماگمای در محدوده مطالعاتی، در بخش‌های جنوبی پیت روی توده کوآترمونزوبیتی دگرسان (سونگون پورفیری) و شبکه دایک‌های مربوطه را پوشانده است. ترکیب شیمیایی گدازه در حد تراکی آندزیت بازالتی بوده و بنا بر ماهیت بازیک، حالت انفجاری کمتری داشته است که ریخت‌شناسی آتشفشان نیز این مسئله را تأیید می‌کند. دهانه آتشفشان، فرو ریخته است و حالت کالدرادارد. مخروط منفرد آتشفشان داش‌دیبی شکل نامتقارنی دارد (مؤید، ۱۳۸۳).

۳- مواد و روش‌ها

عملیات صحرایی و نمونه‌برداری، آماده‌سازی و مطالعات آزمایشگاهی در پاییز و زمستان ۹۲ انجام شد. مطالعات سنگ‌نگاری با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان روی ۲۵ نمونه برداشته شده انجام گرفت. نمونه‌های ژئوشیمیایی حتی‌الامکان از بخش‌های سالم و غیر دگرسان دایک لامپروفری انتخاب شد. پس از مرحله یاد شده به‌منظور مطالعات ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی ۸ نمونه مناسب برای انجام تجزیه شیمیایی به روش ICP-MS انتخاب و به شرکت Als-chemex در کشور کانادا فرستاده شد. مطالعه شیمی کانی‌های سیلیکاتی به تعداد ۶۰ نقطه روی کانی‌های مختلف از جمله فلدسپار، آمفیبول، بیوتیت و اپیدوت از ۶ نمونه از دایک‌های لامپروفری در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی کرج و آزمایشگاه میکروپروپوب دانشگاه آکلاهما آمریکا با استفاده از دستگاه CAMECA SX100 (20 kV, 20nA, 2mm spot) انجام شده است.

۴- سنگ‌نگاری

رنگ دایک‌های لامپروفری در نمونه‌های دستی خاکستری تا سبز روشن است. همچنین این دایک‌ها پیریت نیز دارند (شکل ۳-۳). کانی‌های اصلی این گروه سنگی شامل بیوتیت، پلاژیوکلاز و آمفیبول است.

بیوتیت: این بلورها به‌صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار در اندازه‌های درشت‌بلور و متوسط‌بلور دیده می‌شوند (شکل‌های ۳-۳ و ۳-۴). در برخی موارد توسط رگه‌های سیلیسی قطع می‌شوند. زیرکن نیز به‌صورت ادخال در بیوتیت‌ها دیده می‌شود. از دید فراوانی ۴۰ تا ۵۰ درصد حجم این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد.

پلاژیوکلاز: این کانی به‌صورت میکروولیت در خمیره سنگ و کمتر نمونه‌های درشت‌بلور در برخی نقاط دیده می‌شوند که احتمالاً زینوکریست هستند. این بلورها ماکل پلی‌سنتتیک و کارلسباد و زونینگ دارند (شکل ۳-۳). این کانی در برخی موارد به شدت سربستی و اپیدوتی شده است. از دید فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد حجم این دایک را تشکیل می‌دهد.

آمفیبول: به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل کارلسباد در اندازه‌های مختلف دیده می‌شود (شکل ۳-۴). در برخی موارد به‌صورت تجمعی دیده می‌شوند (شکل ۳-۴). البته به مقدار خیلی کم دگرسان شده هستند. از دید فراوانی ۱۰ تا ۱۵ درصد حجم این سنگ را تشکیل می‌دهد.

ارتوز: به‌صورت درشت‌بلورهای نیمه‌خودشکل و پرتیتی دیده می‌شود. مقدار این کانی در نمونه‌های مورد مطالعه خیلی کمتر از پلاژیوکلاز است (شکل ۳-۴).

پیروکسن: پیروکسن این دایک‌ها بر حسب مطالعه نوری از نوع کلینوپروکسن است. مقدار این کانی در مقاطع کم است و بیشتر به‌صورت شکل‌دار دیده می‌شوند (شکل ۳-۴).

کانی‌های فرعی در این دایک‌ها شامل آپاتیت، زیرکن و کوآترن است.

کوآترن: این کانی به‌صورت تجمعی و خلیجی به‌فرم بی‌شکل دیده می‌شود (شکل ۳-۴).

آپاتیت: به مقدار کم و به‌صورت سوزنی دیده می‌شود (شکل ۳-۴).

زیرکن: کانی یاد شده به‌صورت میانبار نیمه‌شکل‌دار درون کانی بیوتیت دیده می‌شود.

کانی‌های کدر: کانی کدر اولیه در سنگ‌های محدوده مورد مطالعه، پیریت است.

پایه روش U-Pb سن ۲۱ میلیون سال (میوسن آغازی) را گزارش کرده‌اند. مرز توده سونگون پورفیری با سنگ‌های آهکی کرتاسه در سوی شمال و خاور ناحیه معدنی موجب پیدایش پهنه اسکارنی شده است و خود در جنوب و جنوب باختر با آتشفشانی‌های جوان تر پلیو کوآترنری پوشیده می‌شود. پهنه‌های اسکارنی در محدوده کانسار سونگون به‌صورت عدسی‌های بسیار کشیده و جدا از یکدیگر پراکنده‌اند. هورنفلس‌ها بیشتر در حاشیه اسکارن خاوری در گمانه‌ها دیده می‌شوند که حجم بالایی هم دارند. فعالیت‌های ماگمایی پس از جایگیری توده کوآترمونزوبیتی، به‌صورت تزریق سامانه دایک‌های بسیار درون توده و سنگ‌های کربناتی بوده است. این دایک‌ها بر پایه تقدم و تأخر به ۸ دسته تقسیم می‌شوند. دایک‌های نسل اول دیوریتی تا کوآتردیوریتی (DK-1) و فراوان‌ترین دایک‌های موجود در توده سونگون پورفیری هستند. مطالعات صحرایی و مغزه‌های حاصل از حفاری دایک‌های کوآتردیوریتی (DK1) نشان می‌دهد که این دایک‌ها بر حسب دیرینگی زمانی و نوع دگرسانی به ۳ دسته DK1-a, DK1-b, و DK1-c تقسیم می‌شوند (مؤید، ۱۳۸۳). در سطح پیت تنها می‌توان رخنمون دایک‌های کوآتردیوریتی (DK1a و DK1b) را دید. دایک DK1a در شمال معدن در مجاورت با آهک‌های منطقه به‌صورت جزئی سبب اسکارن‌زایی شده است. مرز دایک‌های گروه DK1a با واحد توده سونگون پورفیری، سپری شکل و گاه دارای حاشیه دگرسان یا دگرگونی مجاورتی دما پایین است. به عبارت دیگر، دایک تأخیری DK1a به فاصله زمانی کمی پس از تشکیل توده سونگون پورفیری در آن تزریق شده است. این دایک ارتوزهای درشت و صورتی رنگ دارد. بر پایه سن‌سنجی‌های صورت گرفته به روش U-Pb توسط حسن‌پور (۱۳۸۹) و Aghazadeh et al. (2015) سن نفوذ برای این دایک به ترتیب ۲۰/۵۷ و ۱۹/۸۵ میلیون سال تعیین شده است. دایک DK1b دارای دو نوع انکلاو میکرودیوریتی و انکلاوهای از جنس خود دایک DK1b است، مرز دایک‌های گروه DK1b با توده سونگون پورفیری، سپری شکل و بیشتر دارای حاشیه دگرسان است (دگرگونی مجاورتی درجه پایین). دایک DK1b دایک DK1a را قطع می‌کند. دایک DK1c در بخش پیت در گمانه‌ها دیده شده است؛ اما در بخش اسکارن خاوری معدن بروزند دارد. همچنین این دایک نیز دایک‌های DK1a و DK1b را قطع می‌کند. دایک دیوریت-گابرو (DK-2) درون معدن سونگون دیده نشده است و نمونه‌های مربوط به این دایک‌ها در بیرون از پیت و در ضلع شمال خاوری آن دیده می‌شوند. دایک‌های دیوریتی (DK3) درون توده سونگون پورفیری تزریق شده‌اند و همچنین دایک‌های نسل اول DK1 را نیز قطع می‌کنند. در این دایک‌ها انکلاو هورنفلسی و اتولیت‌های فراوانی وجود دارد. این دایک در توده سونگون پورفیری در گمانه‌ها و در بخش اسکارن به‌صورت رخنمون دیده می‌شود. دایک میکرودیوریتی (MDI)، در گمانه‌های SUS_01,03,07,17,41,43,44,46,52 دیده می‌شود. همچنین دایک میکرودیوریتی، دایک‌های کوآتردیوریتی (DK1a) و کوآتردیوریتی (DK1b) را قطع می‌کند. بنابراین از دید سن نسبی تزریق از دایک‌های DK1a و DK1b جوان‌تر است. دایک‌های لامپروفری (LAM) در سطح منطقه گزارش نشده‌اند؛ اما در گمانه‌های SUS_24,26,38,42,64 دیده شده‌اند. دایک‌های لامپروفری بیشتر توده سونگون پورفیری و هورنفلس‌ها را قطع می‌کنند (شکل ۲). مطالعات نشان می‌دهند که دگرگونی مجاورتی در محل تماس دایک‌ها با سنگ‌های درون‌گیر به‌صورت خیلی ضعیف وجود دارد.

توده نیمه‌آتشفشانی داسیتی تا ریوداسیتی چال‌داغی سن پلیوسن دارد. این دم نیمه‌آتشفشانی به درون توده سونگون پورفیری تزریق شده است و انشعابات از آن نیز به فرم دایک در نقاط مختلف توده دیده می‌شود. دایک‌های تراکیتی تا داسیتی (DK-4) حاصل انشعابات و آپوفیزهای توده نیمه‌آتشفشانی چال‌داغی هستند که سن پلیو-کوآترن دارند و به درون توده سونگون پورفیری تزریق شده‌اند؛ ولی توسط نهشته‌های اپی‌کلاستیک و آذرآواری مربوط به فوران انفجاری کوه داش‌دیبی به‌صورت دگرشیمی فرسایشی از نوع آذرین‌پبی پوشیده می‌شوند (طالبی‌راد و همکاران، ۱۳۸۰). این ویژگی نشان می‌دهد که فعالیت آتشفشانی کوه داش‌دیبی با

فلدسپارهای تجزیه شده از دایک لامپروفیری در جدول‌های ۳ و ۴ ارائه شده است. بر پایه نمودار Ab-An-Or ترکیب فلدسپارهای پتاسیم در محدوده سانیدین (ارتوکلاز) و ترکیب پلاژیوکلازها در محدوده آلپیت و الیگوکلاز تعیین شده‌اند (شکل ۸). فلدسپارهای پتاسیم تجزیه شده از دایک با ترکیب میانگین $Ab_{5.87}An_{1.48}Or_{92.63}$ مشخص می‌شوند. ترکیب پلاژیوکلازها به صورت $Ab_{65.17}An_{13.88}Or_{20.36}$ است.

۴-۵. اپیدوت

فرمول اپیدوت بر پایه ۸ کاتیون و ۱۲/۵ اتم اکسیژن به دست آمده است. در نبود تجزیه شیمیایی، تشخیص نوری سری‌های کلینوزونیزیت- اپیدوت مشکل است و تنها بر پایه رنگ و چندرنگی می‌توان آنها را از یکدیگر متمایز ساخت؛ ولی اگر ترکیب کانی شناخته شود، به‌طور تئوری از درصد پیستاسیت استفاده می‌شود (Armbruster et al., 2006). معیارهای شیمیایی در تشخیص نوع اپیدوت نسبت به معیارهای بافتی قابل اعتمادتر هستند؛ بنابراین از میزان Ps استفاده شده است:

$$Ps = 100 * Fe^{3+} / (Fe^{3+} + Al)$$

در جدول ۵ نتایج تجزیه نقطه‌ای این کانی به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها آمده است. میانگین درصد Ps برای اپیدوت‌های موجود در دایک‌های لامپروفیری مورد مطالعه ۳۰/۵۰ است. بنابراین بر پایه نتایج مظهری (۱۳۷۸) میزان Ps در اپیدوت‌های ثانویه حاصل از سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها میان Ps 50 تا Ps 24 تغییر می‌کند. در نتیجه، می‌توان اپیدوت‌های این منطقه را با توجه به مطالعات سنگ‌نگاری و میانگین پیستاسیت آنها، در همین دسته جای داد.

۶- ژئوشیمی

نتایج تجزیه شیمیایی دایک‌های لامپروفیری در جدول ۶ ارائه شده است. در نمودار نسبت Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 (Winchester and Floyd, 1977) سنگ‌های منطقه در محدوده ساب‌آلکالی‌بازالت تا آلکالی‌بازالت قرار می‌گیرند (شکل ۹- a). همچنین بر پایه نسبت عناصر Ta/Yb در برابر Th/Yb لامپروفیرهای منطقه مورد مطالعه در محدوده شوشونیتی جای گرفته‌اند (Pearce, 1982؛ شکل ۹- b).

نتایج حاصل از تجزیه ۸ نمونه از دایک‌های لامپروفیری در جدول ۶ ارائه شده است. ترکیب نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار سه وجهی K_2O, MgO, Al_2O_3 (Bergman, 1987) در محدوده لامپروفیر تا لامپرویت قرار می‌گیرند (شکل ۱۰- a). در نمودار سه وجهی $TiO_2 * 10 - SiO_2 / 10 - CaO$ توسط Rock (1987)، ماگمای مادر نمونه‌های لامپروفیری مورد مطالعه سرشت کالک‌آلکان دارد (شکل ۱۰- b). بر پایه نمودار نسبت MgO/Fe_2O_3 در برابر SiO_2/TiO_2 دایک‌های لامپروفیری مورد مطالعه در قلمرو کالک‌آلکان جانمایی شده‌اند (شکل ۱۰- c). از میزان برخی از عناصر برای تفکیک لامپروفیرهای کالک‌آلکان از آلکان استفاده می‌شود؛ از جمله TiO_2 در لامپروفیرهای کالک‌آلکان، کمتر از ۱/۶۷ و در آلکان، بیش از ۱/۵۷، میزان K_2O در لامپروفیرهای کالک‌آلکان نسبت به آلکان بالا، نسبت K_2O/Na_2O در لامپروفیرهای کالک‌آلکان، بیش از یک و در لامپروفیرهای آلکان، تقریباً یک، دامنه MgO در لامپروفیرهای کالک‌آلکان، از ۳/۹۵ تا ۱۰/۶ و در آلکان ۴/۸۲ تا ۱۱/۲، میزان P_2O_5 در نمونه‌های لامپروفیر کالک‌آلکان، ۰/۷۱ تا ۱/۹۴ و در آلکان ۰/۴۶ تا ۱/۴۸ و Th در لامپروفیرهای کالک‌آلکان، ۹/۵ تا ۳۷ و در آلکان، ۳ تا ۱۴/۵ است که تغییرات این عناصر در لامپروفیرهای منطقه به ترتیب ۰/۶۵ تا ۰/۸۶، ۴/۶۱ تا ۶/۶۹، ۱/۶۲ تا ۱۰/۶۹، ۷/۲۶ تا ۸/۲۶، ۰/۶۶ تا ۰/۸۸ و ۲۳/۷ تا ۳۰/۸ را نشان می‌دهد؛ که بر این اساس، لامپروفیرهای منطقه جزو لامپروفیرهای کالک‌آلکان قرار می‌گیرند.

الگوی فراوانی عناصر خاکی کمیاب دایک‌های لامپروفیری و دایک‌های جزیره اسلامی به‌نچار شده با کندریت، روندهایی مشابه و موازی نشان می‌دهند (شکل ۱۱- a). نسبت Eu/Eu^* به دست آمده برای نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در جدول ۶ ارائه شده است که بر پایه آن، دایک‌های لامپروفیری سونگون و جزیره اسلامی بی‌هنجاری منفی دارند. بی‌هنجاری منفی Eu در نتیجه جدا شدن پلاژیوکلاز و یا فلدسپارپتاسیم‌دار

— کانی‌های ثانویه: مجموعه کانی‌های ثانویه در دایک‌های مورد مطالعه اپیدوت و سرپیت هستند.

سنگ‌های مورد مطالعه دارای بافت پورفیریگ و میکرولیتیک پورفیری هستند. در برخی مواقع بافت پویکیلیتیک نیز دارند (شکل‌های ۳- b و d). با توجه به ویژگی‌های کانی‌شناسی یاد شده نمونه‌های لامپروفیری منطقه مورد مطالعه با انواع کالک‌آلکان و کرسنیت‌ها همانندی زیادی دارند.

۵- مینرال شیمی

۵-۱. بیوتیت

مقادیر کاتیونی بر پایه ۱۱ اتم اکسیژن به دست آمده و طبق فرمول کلی میکاها $(I M_{2-3} \square_{1-0} T_4 O_{10} A_2)$ فرمول ساختاری آنها مشخص شده است. علامت □ در فرمول نشانگر فضای خالی (vacancy) است. در جدول ۱ نتایج تجزیه‌های معرف از بیوتیت‌های دایک لامپروفیری آورده شده است.

ترکیب بیوتیت‌های مورد بررسی همان‌طور که از شکل ۴- a پیداست به سوی دو قطب سیدروفیلیت و استونیت کشیده شده است و بر پایه مقدار $Fe/(Fe+Mg) (<0.33)$ از فلوگوپیت‌ها تفکیک می‌شوند. طبق نمودار مثالی $(Foster, 1960) Mg-(AlVI+Fe^{3+}+Ti)-(Fe^{2+}+Mn)$ (شکل ۴- b) بیوتیت‌های مورد مطالعه در هر دو محدوده فلوگوپیت و Mg- بیوتیت‌ها حضور دارند. همان‌گونه که در نمودار $(FeO^*+MnO)-10^*TiO_2-MgO$ (Nachit et al., 2005) نشان داده شده است (شکل ۴- c) بیوتیت‌های مورد مطالعه در محدوده بیوتیت‌های اولیه و بیوتیت‌های اولیه تعادل دوباره یافته جانمایی می‌شوند. به‌باور Nachit et al. (2005) مقدار Ti بیوتیت‌ها وابسته به دماست و با $X_{FeO^*} = [(FeO^*+MnO)/(FeO^*+MnO+MgO)]$ سنگ میزان تغییر می‌کند. معمولاً مقدار Ti در بیوتیت‌های همزیست با فازهای اکسیدی اشباع از Ti افزایش نشان می‌دهد (Dymek, 1983).

کانی بیوتیت از میزان‌های مهم Ti در سنگ‌های آذرین به شمار می‌رود. جایگزینی این عنصر در ساختار بیوتیت ارتباط مستقیم با دما دارد. بیوتیت‌های موجود در دایک لامپروفیری دمای ۶۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهند (شکل ۴- d).

۵-۲. آمفیبول

فرمول آمفیبول بر پایه ۲۳ اتم اکسیژن تعیین شده است. نتایج تجزیه آمفیبول دایک لامپروفیری در جدول ۲ آمده است. بر پایه رده‌بندی Leake et al. (1997) ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های تجزیه شده با انواع آمفیبول‌های کلسیک همخوانی دارد (شکل ۵- a). بر پایه نمودار Si در برابر $(Ca_B \geq 1.50; (Na + K)_A < 0.50; Ca_A < 0.50) Mg/(Mg + Fe^{2+})$ ترکیب آمفیبول‌ها، مگنزیهورنبلند $Ca_2[Mg_4(Al,Fe^{3+})Si_7AlO_{22}(OH)_2]$ است (شکل ۵- b). نمودار بردارهای جانشینی ادیتی، پارگازیتی و هورنبلندی بر پایه مقادیر کاتیونی قلیایی نسبت به AIIV، نمونه‌های آمفیبول تجزیه شده به روشنی راستای جانشینی پارگازیتی را در آمفیبول‌ها نشان می‌دهند (شکل ۶- a).

آمفیبول‌های آذرین و دگرگون بر پایه نمودار تغییرات Si در برابر مجموع کاتیون‌های $Na+Ca+K$ از هم جدا می‌شوند (Sial et al., 1998). بنابر این رده‌بندی نمونه‌های مورد بررسی در محدوده آمفیبول‌های حاصل از تبلور ماگما قرار گرفته و از آمفیبول‌های حاصل از فرایند دگرگونی جدا شده‌اند (شکل ۶- b).

برای تعیین فوگاسیته اکسیژن بر پایه ترکیب آمفیبول‌ها از نمودار $Fe/(Fe+Mg)-Al^{IV}$ (Anderson and Smith, 1995) استفاده شده است؛ همان‌گونه که ملاحظه می‌شود بالا بودن نسبی فوگاسیته اکسیژن را در زمان تبلور آمفیبول در نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد (شکل ۷- a). آمفیبول‌های وابسته به فرورانش Na_2O و TiO_2 پایین‌تری نسبت به انواع میان‌صفحه‌ای (I-Amph) دارند بر پایه نمودار رده‌بندی تکنونوماگمایی (Coltorti et al., 2007) آمفیبول‌های منطقه در گستره آمفیبول‌های وابسته به محیط فرورانش (S-Amph) قرار می‌گیرند (شکل ۷- b).

۵-۳. فلدسپار

فرمول فلدسپار بر پایه ۵ کاتیون و ۸ اتم اکسیژن به دست آمده است. ترکیب

و ذوب بخشی را مورد ارزیابی قرار می‌دهد (شکل ۱۵-۱۵، Fang and Niu, 2003). بر پایه این نمودار، ذوب بخشی دایک‌های لامپروفیری را به وجود آورده است. نقش پدیده ذوب بخشی در تکامل و تحول ماگمای سازنده دایک‌های لامپروفیری مورد مطالعه از نقش تفریق بلوری مؤثرتر بوده است.

برای شناسایی کانی‌شناسی و درجه ذوب بخشی منشأ از نمودار La در برابر La/Sm (شکل ۱۵-۱۵، Aldanmaz et al., 2000) استفاده شده است. نمودار (Aldanmaz et al., 2000) بر پایه معادلات ذوب بخشی پیشنهادی (Shaw and McKenzie and O'Nions (1995) ضریب توزیع به دست آمده توسط (1995) رسم شده‌اند. فرآیند ذوب بخشی در منبع گوشته‌ای نمی‌تواند مقادیر Sm و La را تغییر دهد. این دو عنصر مستقل از کانی‌شناسی منشأ بوده و می‌تواند برای تشخیص ترکیب شیمیایی نمونه‌های منطقه مناسب باشند (Aldanmaz et al., 2000). چنانچه در شکل ۱۶-۱۶ دیده می‌شود، نمونه‌های لامپروفیری منطقه مورد مطالعه روی منحنی گارنت لرزولیت قرار می‌گیرند. بنابراین بر پایه این نمودار، لامپروفیرهای منطقه از ذوب بخشی کمتر از ۵ درصد ذوب بخشی گارنت-لرزولیت غنی شده منشأ گرفته‌اند. مطالعات نشان داده است که با استفاده از فراوانی نسبی عناصر ناسازگار مانند Th, K, Rb, Ba, Sr, Nb می‌توان برای تعیین حضور فلوگوپیت و آمفیبول در منشأ بهره گرفت. به دلیل سازگاری بیشتر عنصر Nb در ترکیب آمفیبول نسبت به فلوگوپیت و نیز تحرک کم این عنصر در طی دگرسانی، می‌توان برای تشخیص حضور آمفیبول یا فلوگوپیت در محل منبع از نسبت Nb/Th استفاده کرد. در نمودار (شکل ۱۶-۱۶) از نسبت عناصر Rb/Sr در برابر Nb/Th استفاده شده است که روند تغییرات دیده شده نشان‌دهنده حضور فاز فلوگوپیت در خاستگاه ماگماست. نسبت Ba/Sr در لامپروفیرهای کالک‌آلکان >1.5 و در لامپروفیرهای آلکان <1.5 است؛ این نسبت در دایک‌های لامپروفیری منطقه، ۱/۴۳ تا ۴/۳۹ است که برتری فلوگوپیت در منشأ گوشته لامپروفیرهای کالک‌آلکان مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

عناصر HFSEs (مانند Nb و Ta) در گوشته سنگ‌کره‌ای نسبت به LREEs نهی شده هستند (Bradshaw and Smith, 1994; Smith et al., 1999). در نتیجه نسبت بالای Nb/La >1 از ویژگی ماگمایی منشأ گرفته از گوشته سست‌کره‌ای همانند OIB و نسبت پایین Nb/La <0.5 نشانگر منشأ گوشته سنگ‌کره‌ای است. دامنه نسبت Nb/La در لامپروفیرهای کالک‌آلکان سونگون میان ۰/۲۰ تا ۰/۴۹ است. بنابراین نسبت پایین Nb/La می‌تواند منشأ گرفته از یک گوشته سنگ‌کره‌ای باشد که توسط سیال‌های فرورانشی متاسوماتیزه شده است. تحرک La در سیال‌های ناشی از فرورانش به میزان قابل ملاحظه‌ای بالاتر از Nb است. این امر نیز می‌تواند سبب پایین آمدن نسبت Nb/La در دایک‌های لامپروفیری منطقه شود. نسبت پایین Nb/La (۰/۲۰ تا ۰/۴۹) و نسبت بالای La/Yb (۶۳ تا ۱۰۸) از ویژگی‌های گوشته سنگ‌کره‌ای است (شکل ۱۷).

دایک‌های لامپروفیری معدن مس سونگون واحدهای مختلفی را قطع کردند. با توجه به لاگ گمانه‌های معدن مس سونگون و تعیین سن‌های به دست آمده، این دایک‌ها پس از الیگومیوسن نفوذ کرده‌اند. همانندی میان نمودارهای عنکبوتی و ایزوتوپ‌های استرانسیم و نئودیمیم لامپروفیرها و دایک‌های تأخیری (کمالی، ۱۳۹۵)، دلیلی بر ارتباط ژنتیکی این واحدهاست؛ به این معنی که همه این دایک‌ها از یک منشأ تشکیل شده‌اند. بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی، منشأ این دایک‌ها از ذوب بخشی گوشته غنی شده پیشنهاد می‌شود. افزون بر این، همه لامپروفیرهای منطقه بی‌بنجاری منفی Ti, Zr, Ta و Nb دارند که شاخص کمان‌های ماگمایی است. بنابراین ماگمای این دایک‌ها در نتیجه ذوب بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای مرتبط با فرورانش حاصل شده است. در نتیجه دایک‌های لامپروفیری معدن مس سونگون پس از بسته شدن اقیانوس نوتتیس در یک محیط پس از برخورد جایگزین شده‌اند. بنابراین لامپروفیرهای کالک‌آلکان سونگون از یک گوشته سنگ‌کره‌ای فلوگوپیت‌دار غنی شده منشأ گرفته‌اند.

از مذاب فلیسیک چه به‌وسیله تفریق بلوری و چه به علت ذوب بخشی (که در آن فلدسپار در تفاله باقی می‌ماند) است (Jung et al., 2007). غنی‌شدگی از LREE و تهی‌شدگی از HREE نشانگر وجود گارنت در مواد منشأ، نرخ کم ذوب، فوگاسیته بالای CO₂/H₂O و یا ژرفای زیاد تشکیل ماگمای مادر سنگ‌های لامپروفیری است (Panter et al., 2000). بالا بودن نسبت LREE/HREE نشان‌دهنده ژرفای زیاد تولید ماگما یعنی همان خاستگاه گارنت لرزولیت است. میانگین نسبت (La/Sm)_N و (La/Yb)_N در دایک‌های لامپروفیری مورد مطالعه به ترتیب ۵/۹۷ و ۵۷/۵۲ بوده که بیانگر غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE در نمونه‌های مورد مطالعه است.

در نمودار بهنجار شده با گوشته اولیه دایک‌های لامپروفیری سونگون و جزیره اسلامی (شکل ۱۱-۱۱)، غنی‌شدگی از Dy, Sm, Nd, Pb, La, Th, Rb, Ba, Sr, Ta, Nb, Zr, Ti دیده می‌شود. غنی‌شدگی از LILE و تهی‌شدگی از HFSE (Nb, Ta, Zr, Ti) در دایک‌های منطقه مشابه ژئوشیمی سنگ‌های حاشیه فعال قاره‌ای است. در نمودارهای عنکبوتی نمونه‌های کالک‌آلکان جزیره اسلامی که در مقایسه با دایک‌های منطقه آورده شده‌اند، در هر دو نمونه غنی‌شدگی بالایی از LILEs و تهی‌شدگی از عناصر HFSEs (Nb, Ta, Ti) نشان می‌دهند. همچنین در این نمودار نمونه‌های جزیره اسلامی غنی‌شدگی از Pb و P نشان می‌دهند. بالا بودن مقدار فراوانی عناصر LREE و LILE بیانگر متاسوماتیزه شدن گوشته غنی شده است (Menzies and Wass, 1983). بنابراین گوشته متاسوماتیزه می‌تواند به عنوان منبع دایک‌های لامپروفیری باشد.

برای تعیین میزان غنی‌شدگی یا تهی‌شدگی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از نسبت‌های عناصر ناسازگار Nb در برابر Zr و Y در برابر Zr (Sun and McDonough, 1989) استفاده شده است (شکل‌های ۱۲-۱۲ و a و b). بر پایه نمودارهای ترسیم شده، ماگمای دایک‌های لامپروفیری از گوشته غنی شده منشأ گرفته‌اند.

سنگ‌های منطقه دارای نسبت‌های بالایی از Ba/Nb (۲۱ تا ۴۸) هستند که معمولاً یکی از ویژگی‌های ماگماهای محیط‌های کماتی است (Fitton et al., 1991). برای تعیین محیط زمین‌ساختی دایک‌های لامپروفیری از نمودارهای مثلثی Hf/3-Th-Ta، Hf/3-Th-Ta و Zr/117-Th-Nb/16 استفاده شده است (شکل ۱۳-۱۳، Wood, 1980). با توجه به این نمودارها، نمونه‌های لامپروفیری مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های کمان‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند. با توجه به داده‌های ژئوشیمیایی و بر پایه مقادیر ارائه شده توسط Whalen et al. (2006) نسبت Nb/Th در نمونه‌های مطالعه شده، ۰/۷۰ تا ۱/۶۰ است. این مقدار، وابستگی دایک‌های لامپروفیری سونگون را به کمان‌های آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای تأیید می‌کند (Swinden et al., 1997). Whalen et al., 1997 and 2006). برای جدا کردن سنگ‌های کمان‌های قاره‌ای از کمان‌های پس از برخورد می‌توان از نمودار سه‌تایی Ce/P₂O₅ - Nb × 50 - Zr × 3 استفاده کرد. با توجه به این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان‌های پس از برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۱۴).

به باور Juteau and Maury (1997) می‌توان با توجه به بالا بودن نسبت Ce/Yb (بیش از ۱۵)، کمان‌های غنی شده را مشخص کرد. میزان این نسبت در دایک‌های لامپروفیری میان ۱۵۳ تا ۲۱۶ است؛ بنابراین دایک‌های مورد مطالعه در محدوده کمان‌های غنی شده جانمایی می‌شوند. این غنی‌شدگی می‌تواند ناشی از متاسوماتیسم شدید منبع گوشته‌ای و نرخ پایین ذوب بخشی محل خاستگاه باشد.

برای تشخیص نقش و تأثیر فرایندهای تفریق بلوری و ذوب بخشی از نمودارهای دوتایی استفاده شده است. نمودار K₂O-Ce/Yb نشان‌دهنده این است که فرآیند ذوب بخشی عامل اصلی در ایجاد دایک‌های لامپروفیری است (شکل ۱۵-۱۵). نمودار Y-Zr نیز نشان می‌دهد که در ایجاد دایک‌های لامپروفیری فرآیند ذوب بخشی از عوامل اصلی است (شکل ۱۵-۱۵). در نمودار Rb در برابر Rb/La و La به ترتیب عناصر با ناسازگاری بالا و متوسط هستند) همه نمونه‌های مورد مطالعه روند ذوب بخشی را نشان می‌دهند (شکل ۱۵-۱۵). نمودار La در برابر La/Sm هر دو پدیده تفریق

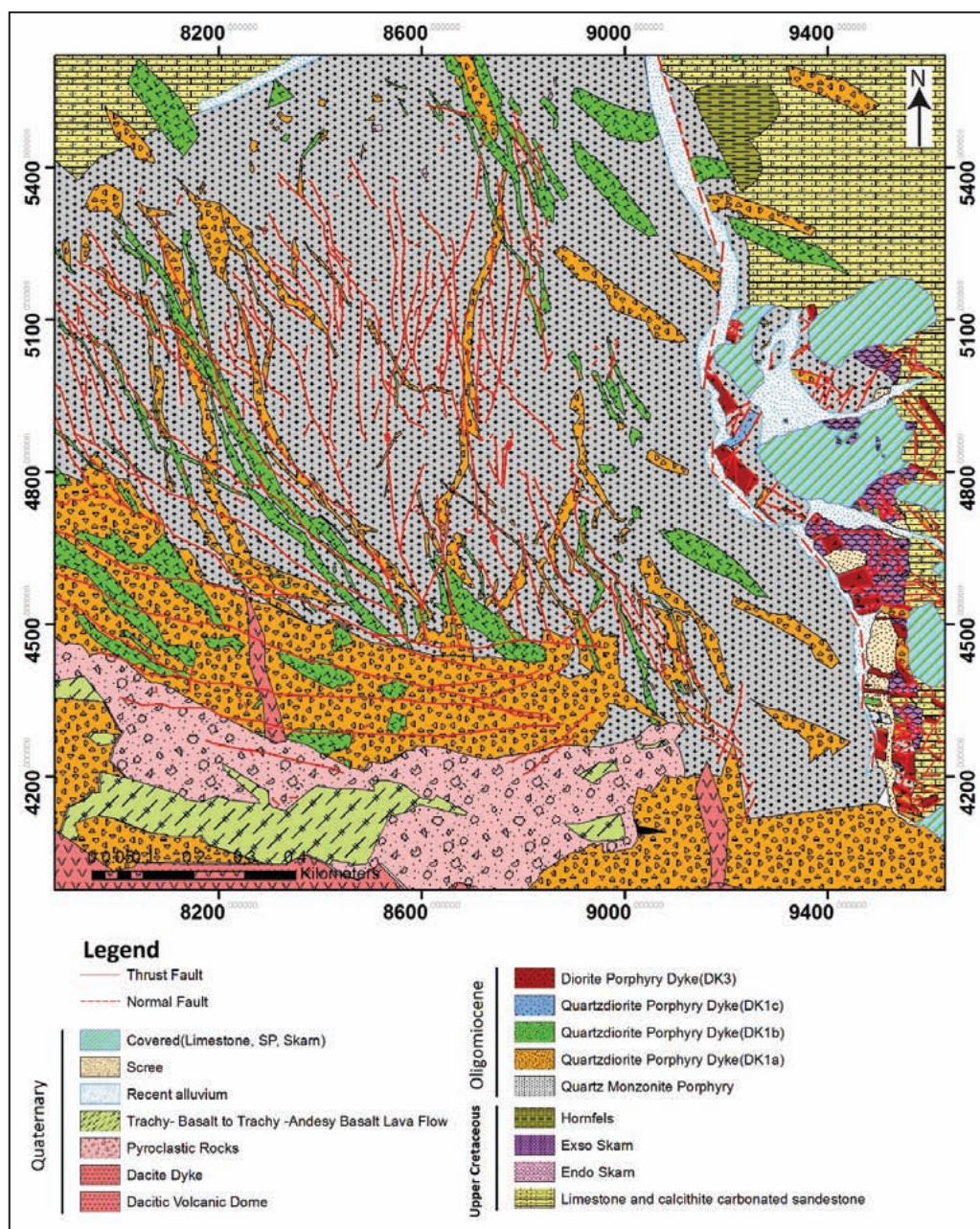
۷- نتیجه گیری

تکامل ماگمای سازنده دایک‌های لامپروفیری سونگون از تفریق بلوری مؤثرتر بوده است. باتوجه به نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی، دایک‌های مورد مطالعه را می‌توان به کمان‌های ماگمایی پس از برخورد نسبت داد. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE در دایک‌های لامپروفیری منطقه، در نتیجه درجه پایین ذوب بخشی از یک خاستگاه گارنت لرزولیتی است.

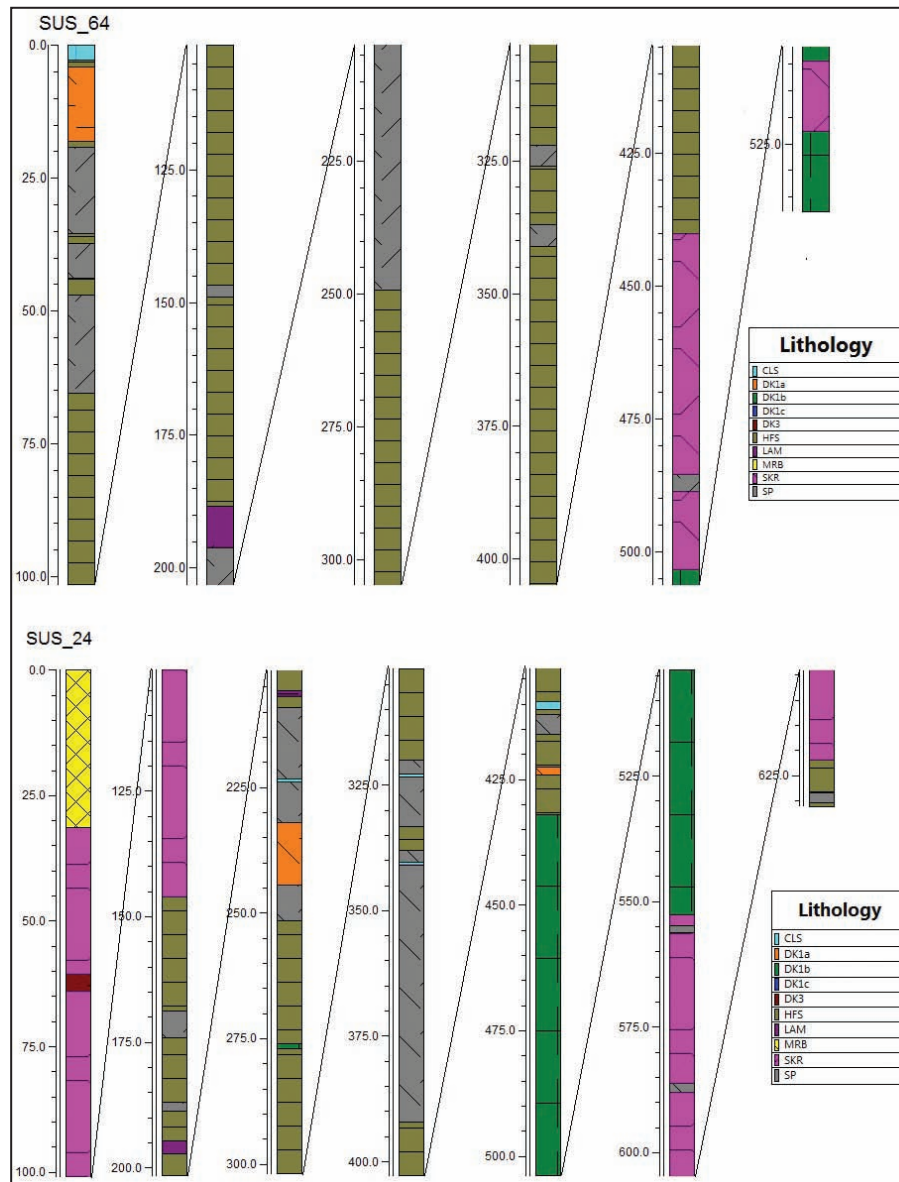
سیاسگزاری

این نوشتار از رساله دکترای نگارنده اول است که از سوی معاونت پژوهشی دانشگاه تبریز و شرکت مس-مولیدن آذربایجان حمایت مالی شده است؛ بنابراین نگارندگان نهایت سپاس و قدردانی خود را نسبت به ایشان ابراز می‌دارند. همچنین از آقای دکتر جمشید احمدیان به دلیل فراهم کردن امکان تجزیه میکروپروب و از نظرات و پیشنهادات ارزنده و سازنده داوران محترم مجله سیاسگزاری می‌شود.

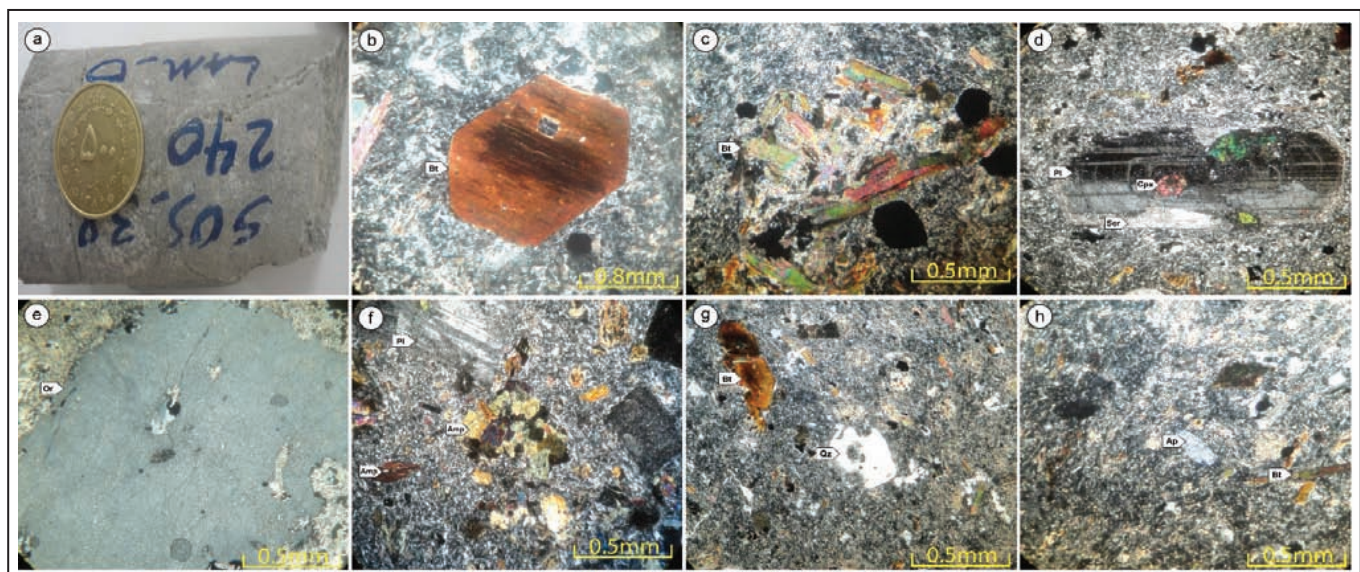
دایک‌های لامپروفیری معدن مس-مولیدن سونگون بر پایه داده‌های ژئوشیمیایی عناصر فرعی، از دید سری ماگمایی جزو سری شوشونیتی قرار می‌گیرند. مینرال شیمی بیوتیت، پلاژیوکلاز و آمفیبول این دایک‌ها، سیدروفیلیت تا استونیت، الیگوکلاز تا آلپیت و مگنزیه‌هورنبلند تعیین شده است. بیوتیت دایک لامپروفیری در محدوده بیوتیت‌های اولیه و بیوتیت‌های اولیه تعادل دوباره یافته قرار می‌گیرد. بر پایه نمودار رده‌بندی تکتونوماگمایی، آمفیبول‌های دایک‌های منطقه در گستره آمفیبول‌های وابسته به محیط فروانش (S-Amph) قرار می‌گیرند. همچنین این دایک‌ها از یک ماگمای با فوگاسیته اکسیژن بالا منشأ گرفته‌اند. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی، لامپروفیرهای مورد مطالعه از نوع کالک‌آلکان هستند. لامپروفیرهای مورد مطالعه بی‌هنجاری منفی Eu نشان می‌دهند که می‌تواند نشانه جدایش این عنصر توسط پلاژیوکلاز باشد. نمودارهای عنکبوتی دایک‌های لامپروفیری غنی‌شدگی از عناصر LILE و LREE نسبت به HFSE و HREE را نشان می‌دهند. ذوب بخشی در تحول و



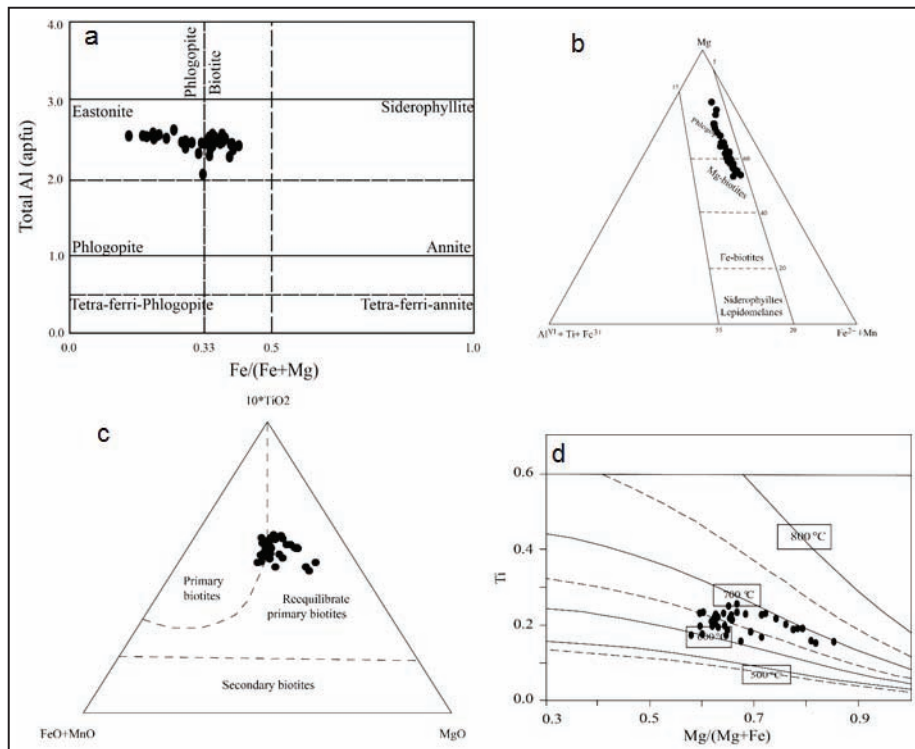
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ۱/۹۵۰۰ معدن مس سونگون با اصلاحات کلی (پارس‌اولنگ، ۱۳۹۲؛ کمالی، ۱۳۹۵).



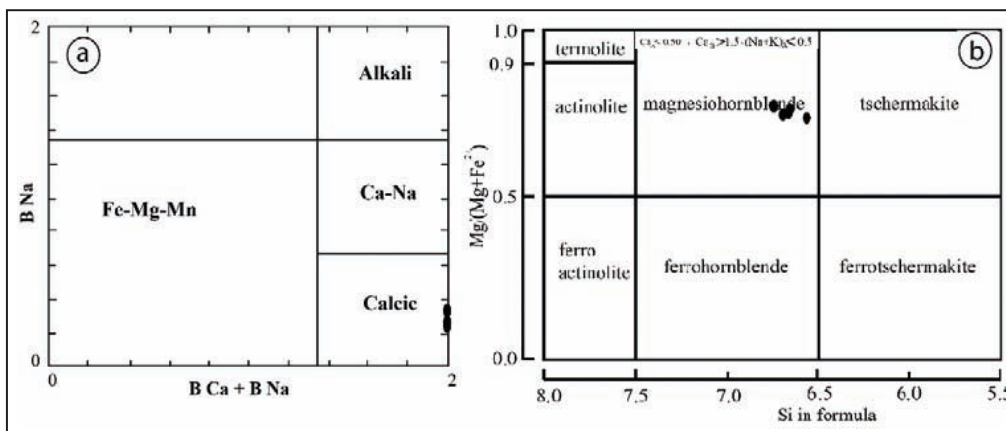
شکل ۲- سنگ‌شناسی گمانه‌های SUS_64 و SUS_24 که تنوعات سنگی معدن سونگون و دایک لامپروفیری را در آنها نشان می‌دهند.



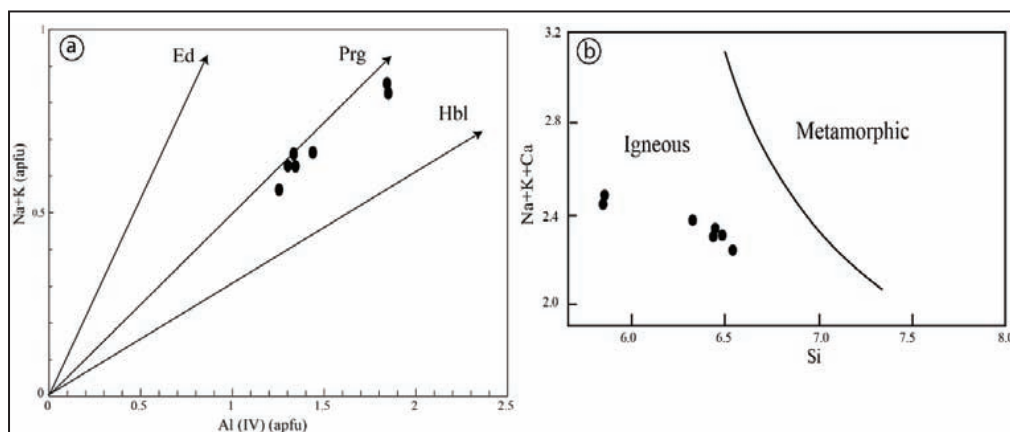
شکل ۳- (a) نمونه مغزه حفاری دایک لامپروفیری که دارای پیریت است؛ (b) درشت بلور شکل دار بیوتیت؛ (c) تجمع درشت بلورهای بیوتیت؛ (d) درشت بلور پلاژیو کلاز دارای منطقه بندی با حاشیه سریسته شده، پیروکسن و بافت پویی کلیتیک؛ (e) درشت بلور ارتوز؛ (f) آمفیبول‌های شکل دار و به صورت تجمعی؛ (g) کوآرتز خلیجی؛ (h) آپاتیت سوزنی شکل. همه تصاویر در حالت XPL گرفته شده است.



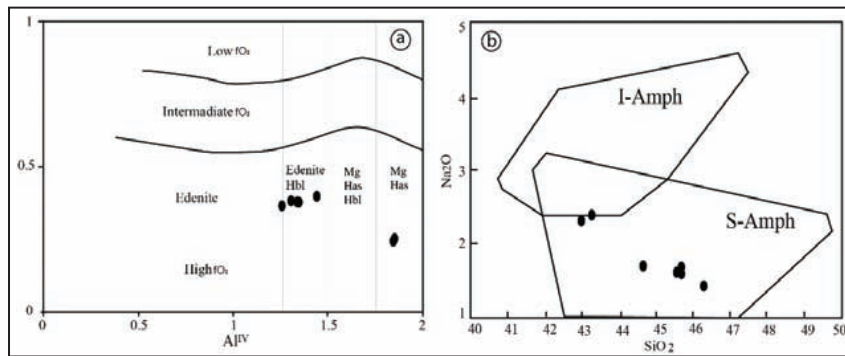
شکل ۴- ترکیب بیوتیت‌های دایک لامپروفیری در نمودار Al در برابر Fe/(Fe+Mg) (Deer et al., 1992; Rieder et al., 1998) (a)؛ ترکیب بیوتیت‌های دایک لامپروفیری در نمودار Mg-(AlVI+Fe³⁺+Ti)-(Fe²⁺+Mn) (Foster, 1960) (b)؛ ترکیب بیوتیت‌های دایک لامپروفیری در نمودار (FeO*+MnO)-10*TiO₂-MgO (Nachit et al., 2005) (d)؛ نتایج دماسنجی با استفاده مقدار Ti در برابر Mg/Mg+Fe برای دایک‌های لامپروفیری.



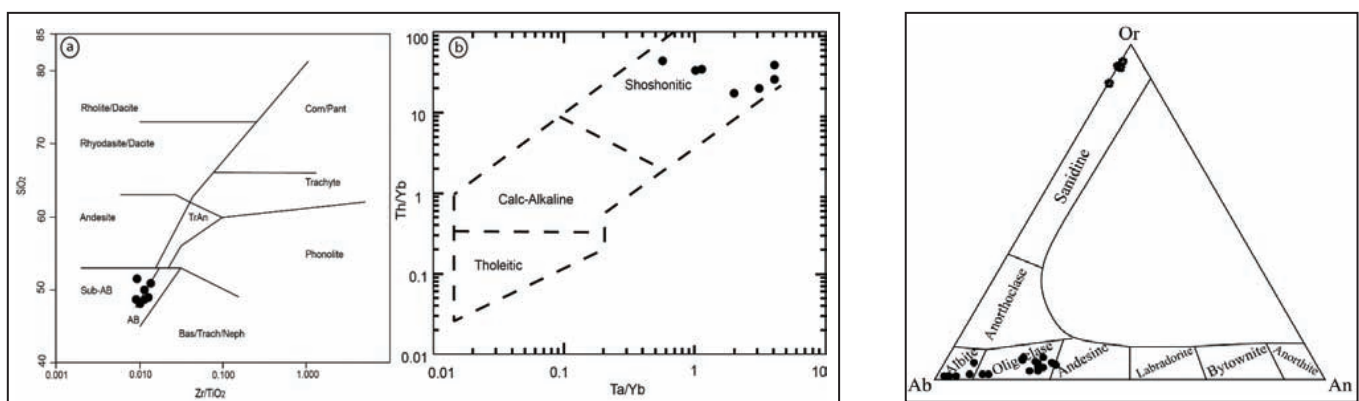
شکل ۵- (a) آمفیبول‌های دایک لامپروفیری در قلمرو آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند؛ (b) موقعیت آمفیبول دایک لامپروفیری در نمودار Si در برابر نسبت کاتیونی Mg/(Mg+Fe²⁺) (Leake et al., 1997).



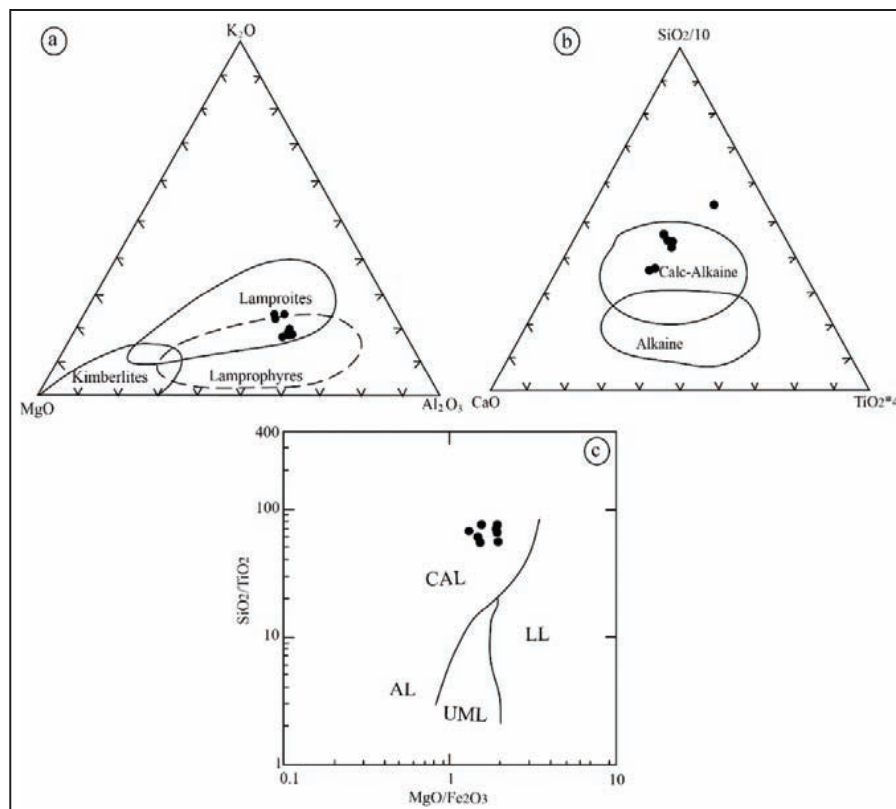
شکل ۶- (a) نمودار بردارهای جانشینی ادیتی- پارگازیتی و هورنبلندی بر پایه مقادیر کاتیونی قلبیایی نسبت به آلومینیم چهاروجهی (Leake et al., 1997)؛ (b) جداسازی آمفیبول‌های حاصل از فرایند آذرین و آمفیبول‌های حاصل از دگرگونی به روش شاری (Sial et al., 1998).



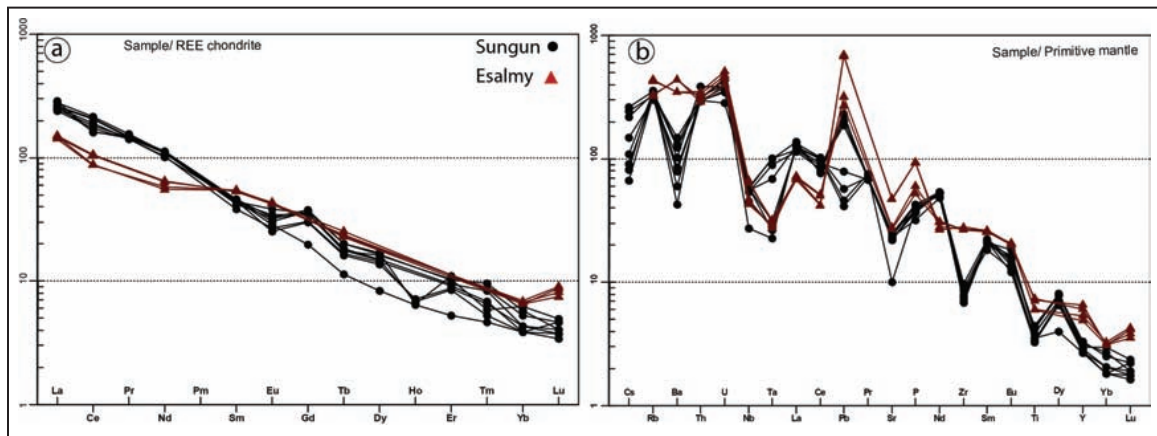
شکل ۷- (a) نمودار تعیین فوگاسیته اکسیژن بر پایه ترکیب آمفیبول‌ها و موقعیت نمونه‌های دایک لامپروفیری در آن (Anderson and Smith, 1995)؛ (b) نمودار رده‌بندی تک‌نوم‌گمایی آمفیبول‌ها که آمفیبول‌های منطقه در گستره آمفیبول‌های وابسته به محیط فورانش (S-Amph) قرار می‌گیرند.



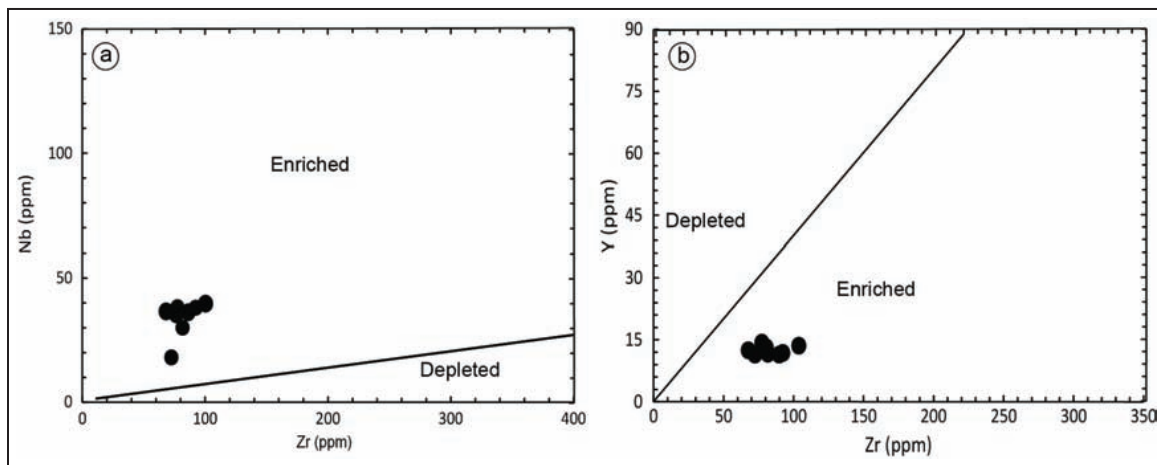
شکل ۸- ترکیب فلدسپارها در نمودار مثلثی Ab-An-Or بر پایه ترکیب شیمیایی (Deer et al., 1992).
شکل ۹- (a) رده‌بندی سنگ‌های منطقه مورد مطالعه با استفاده از نمودار SiO_2 -Zr/Ti (b) نمودار رده‌بندی سری ماگمایی بر پایه Ta/Yb - Th/Yb



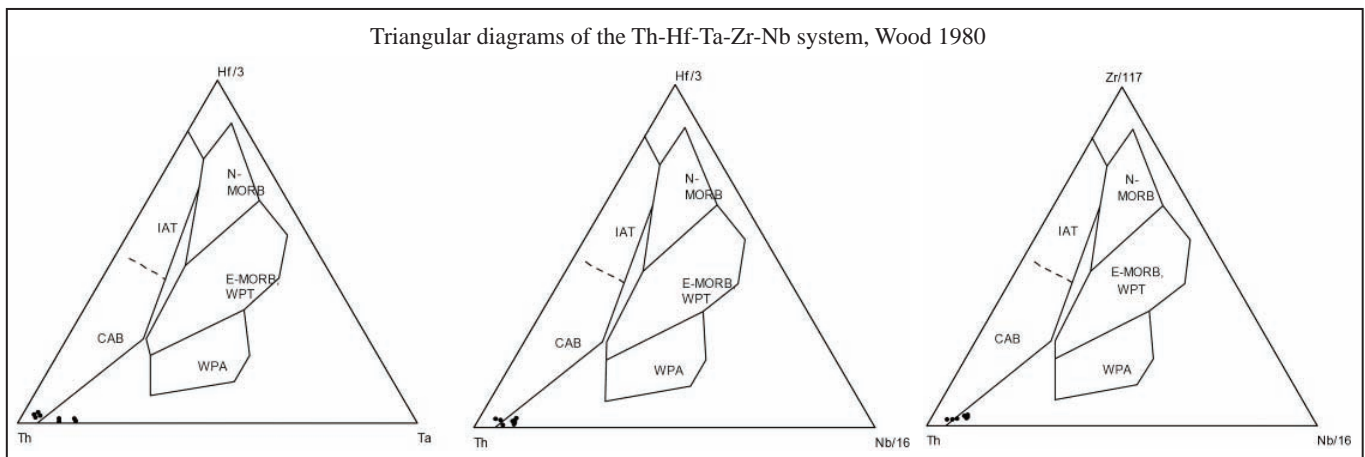
شکل ۱۰- (a) نمودار سه‌وجهی K_2O - MgO - Al_2O_3 و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن (Bergman, 1987)؛ (b) نمودار سه‌وجهی TiO_2^*4 - $\text{SiO}_2/10$ - CaO و موقعیت نمونه‌های لامپروفیری در آن (Rock, 1987)؛ (c) نمودار دووجهی $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ و موقعیت نمونه‌های لامپروفیری در آن (Rock, 1991).



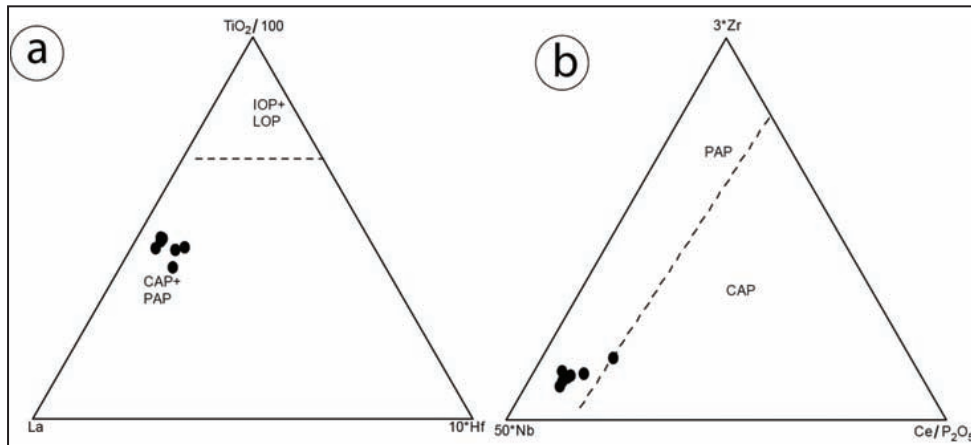
شکل ۱۱- (a) نمودار بهنجار شده دایک‌های لامپروفیری با کندریت (Boynton, 1984) (b) نمودار بهنجار شده دایک‌های لامپروفیری با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).



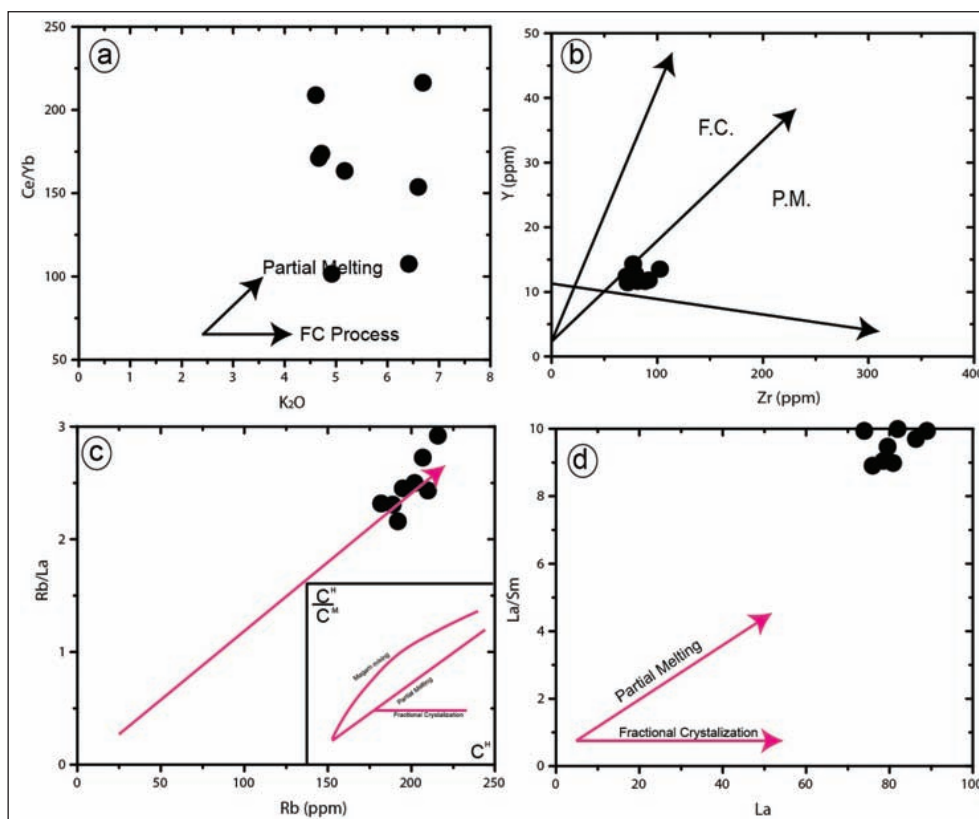
شکل ۱۲- a و b) نمودار Nb-Zr و Y-Zr برای جدا کردن خاستگاه غنی شده و تهی شده و موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه در آن (Sun and McDonough, 1989).



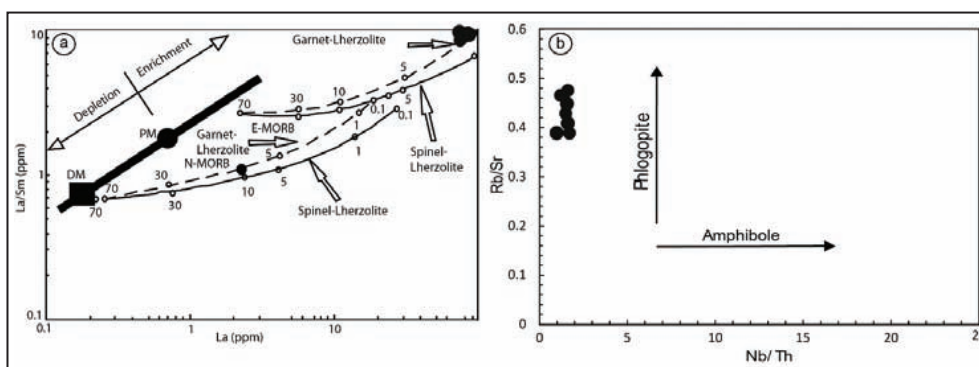
شکل ۱۳- نمودارهای $Hf/3-Th-Ta$ ، $Th-Hf/3-Nb/16$ و $Th-Zr/117-Nb/16$ ؛ دایک‌های لامپروفیری در محدوده‌های بازالت‌های کالک‌آلکانل کمان‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند. IAT=بازالت‌های توله‌ایتی جزایر کماتی، CAB=بازالت‌های کالک‌آلکانل کماتی قاره‌ای، WPA=بازالت‌های آلکانل داخل صفحه‌ای، WPT=توله‌ایت‌های داخل صفحه‌ای، N-MORB=بازالت‌های عادی پشته میان‌اقیانوسی، E-MORB=بازالت‌های غنی شده پشته میان‌اقیانوسی (Wood, 1980).



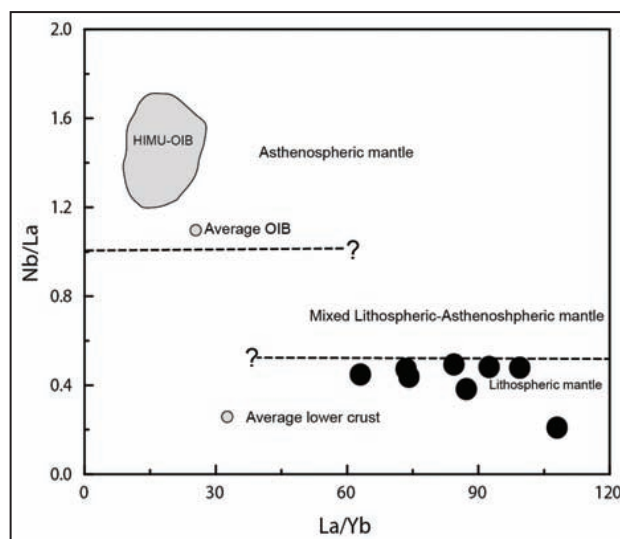
شکل ۱۴- (a) نمودار $10 \times \text{Hf} - \text{La} - \text{TiO}_2/100$ و موقعیت نمونه‌های دایک‌های لامپروفیری (Muller et al., 1992)؛ (b) نمودار سه تایی $50 \times \text{Nb} - \text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5 - 3 \times \text{Zr}$ برای جدا کردن کمان‌های قاره‌ای از کمان‌های قاره‌ای پس از برخورد (Muller et al., 1992).



شکل ۱۵- (a) نمودار K_2O در برابر Ce/Yb جهت تعیین فرایندهای ذوب بخشی یا تبلور تفریقی و موقعیت دایک‌های لامپروفیری سونگون در آن که روند ذوب بخشی را نشان می‌دهند (Fang and Niu, 2003)؛ (b) نمودار $\text{Y} - \text{Zr}$ که در آن، ذوب بخشی روند بیشتر نمونه‌هاست (Abdollah et al., 1997)؛ (c) نمودار Rb/La در برابر Rb در شکل $\text{C}^{\text{H}}/\text{C}^{\text{M}}$ در برابر C^{H} (M و H) به ترتیب نشان‌دهنده عناصر با ناسازگاری بالا و متوسط است (Schiano et al., 2010)؛ (d) نمودار La/Sm در برابر La در این نمودار همه نمونه‌ها روند ذوب بخشی را نشان می‌دهند (Fang and Niu, 2003).



شکل ۱۶- (a) نمودار La/Sm در برابر La به منظور محاسبه میزان ذوب بخشی؛ (b) نمودار Rb/Sr در برابر Nb/Th (Furman and Graham, 1999).



شکل ۱۷- نمودار La/Yb در برابر Nb/La برای تمایز منشأ گوشته سست کراهی و سنگ کراهی لامپروفیرهای مورد مطالعه (Abdel-Fattah and Philip, 2004).

جدول ۱- نتایج تجزیه‌های معرف از بیوتیت‌های دایک لامپروفیری.

Sample	a1	a2	a3	a4	a5	a6	a7	a8	a9	a10
SiO ₂	38.14	38.06	37.95	37.98	38.27	37.67	37.37	37.58	37.17	37.90
TiO ₂	3.68	3.52	3.73	3.53	3.84	3.91	3.89	3.92	4.00	3.87
Al ₂ O ₃	14.86	14.40	14.41	14.52	14.59	13.93	14.00	14.06	13.95	14.23
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	16.13	16.16	16.21	15.19	14.49	15.72	15.63	15.93	15.63	14.43
MnO	0.08	0.08	0.07	0.06	0.06	0.06	0.10	0.08	0.11	0.04
MgO	14.94	14.60	14.55	15.20	15.43	14.87	14.70	14.67	14.53	15.05
CaO	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03
Na ₂ O	0.01	0.02	0.04	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.05
K ₂ O	9.38	9.30	9.29	9.52	9.40	9.33	9.42	9.37	9.25	9.43
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.53	0.35	0.44	0.91	0.81	0.47	0.64	0.52	0.83	0.91
Cl	0.18	0.18	0.19	0.19	0.18	0.18	0.19	0.18	0.18	0.18
O=F,Cl	0.26	0.19	0.23	0.43	0.38	0.24	0.31	0.26	0.39	0.42
Total	97.66	96.47	96.67	96.70	96.71	95.95	95.65	96.08	95.30	95.70
	Formula		11(O)							
Si	2.79	2.81	2.80	2.80	2.81	2.80	2.79	2.80	2.79	2.82
Ti	0.20	0.20	0.21	0.20	0.21	0.22	0.22	0.22	0.23	0.22
Al	1.28	1.25	1.25	1.26	1.26	1.22	1.23	1.23	1.23	1.25
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09
Fe ²⁺	0.89	0.90	0.90	0.84	0.80	0.88	0.88	0.89	0.88	0.81
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Mg	1.63	1.61	1.60	1.67	1.69	1.65	1.64	1.63	1.63	1.67
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.87	0.88	0.88	0.90	0.88	0.89	0.90	0.89	0.89	0.89
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.76	7.75	7.75	7.77	7.75	7.76	7.77	7.76	7.76	7.75

جدول ۲- نتایج میکروپروب کانی آمفیبول دایک لامپروفری.

Sample	A-Amp1	A-Amp2	A-Amp3	A-Amp4	A-Amp5	A-Amp6	A-Amp7
SiO ₂	46.28	45.68	44.64	45.55	45.68	42.97	43.25
TiO ₂	1.10	1.20	1.29	1.22	1.18	1.91	2.12
Al ₂ O ₃	7.90	8.13	8.79	8.30	8.49	12.07	11.97
FeO	14.13	14.65	15.23	14.57	14.50	9.59	9.32
MnO	0.33	0.34	0.30	0.32	0.32	0.14	0.09
MgO	13.86	13.37	13.06	13.57	13.48	16.09	16.40
CaO	11.24	11.14	11.27	11.15	11.16	10.93	11.05
Na ₂ O	1.41	1.57	1.68	1.59	1.66	2.29	2.37
K ₂ O	0.87	0.96	0.98	0.93	1.01	1.03	1.08
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.11	97.04	97.23	97.20	97.47	97.02	97.64
Formula 23(O)							
Si	6.75	6.70	6.56	6.66	6.67	6.15	6.16
Ti	0.12	0.13	0.14	0.13	0.13	0.21	0.23
Al	1.36	1.41	1.52	1.43	1.46	2.04	2.01
Fe	1.72	1.80	1.87	1.78	1.77	1.15	1.11
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.01
Mg	3.01	2.92	2.86	2.96	2.93	3.43	3.48
Ca	1.76	1.75	1.77	1.75	1.75	1.68	1.69
Na	0.40	0.45	0.48	0.45	0.47	0.64	0.65
K	0.16	0.18	0.18	0.17	0.19	0.19	0.20
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	15.32	15.38	15.44	15.37	15.40	15.50	15.54
T							
Si	6.75	6.70	6.56	6.66	6.67	6.15	6.16
Al(IV)	1.25	1.30	1.44	1.34	1.33	1.85	1.84
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
C							
Al(VI)	0.10	0.10	0.09	0.09	0.13	0.19	0.17
Ti	0.12	0.13	0.14	0.13	0.13	0.21	0.23
Fe ³⁺	0.84	0.80	0.85	0.87	0.80	1.06	0.99
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	3.01	2.92	2.86	2.96	2.93	3.43	3.48
Fe ²⁺	0.89	0.99	1.02	0.91	0.97	0.09	0.12
Mn	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.02	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
B							
Ca	1.76	1.75	1.77	1.75	1.75	1.68	1.69
Na	0.24	0.25	0.23	0.25	0.25	0.32	0.31
Sum	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A							
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.15	0.20	0.25	0.20	0.22	0.31	0.34
K	0.16	0.18	0.18	0.17	0.19	0.19	0.20
Sum	0.32	0.38	0.44	0.37	0.40	0.50	0.54
Fe ³⁺	0.84	0.80	0.85	0.87	0.80	1.06	0.99
Fe ²⁺	0.89	0.99	1.02	0.91	0.97	0.09	0.12

جدول ۳- نتایج تجزیه‌های معرف از ترکیب پلاژیوکلزهای تجزیه شده دایک لامپروفیری.

Sample	tp1	tp2	tp3	tp4	tp5	tp6	tp7	tp8	tp9	tp10	tp11
SiO ₂	58.85	60.54	59.69	57.82	59.89	59.89	67.03	66.43	63.68	62.70	65.02
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	23.37	23.69	23.92	23.66	23.83	23.65	21.57	20.60	21.96	22.42	22.15
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.18	0.20	0.18	0.21	0.17	0.20	0.08	0.05	0.16	0.19	0.14
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.03
CaO	6.71	4.93	5.67	6.76	5.81	5.43	1.54	1.82	4.36	5.06	4.23
Na ₂ O	8.62	7.79	8.54	8.78	7.95	8.82	10.26	11.44	9.25	8.74	9.04
K ₂ O	0.75	1.08	0.58	0.81	0.85	0.62	0.81	0.19	1.00	0.89	1.13
Total	98.48	98.23	98.60	98.05	98.50	98.64	101.34	100.54	100.42	100.02	101.74
Formula 8(O)											
Si	2.69	2.74	2.70	2.66	2.71	2.71	2.91	2.91	2.82	2.79	2.84
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.26	1.26	1.28	1.28	1.27	1.26	1.10	1.06	1.15	1.18	1.14
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.33	0.24	0.28	0.33	0.28	0.26	0.07	0.09	0.21	0.24	0.20
Na	0.76	0.68	0.75	0.78	0.70	0.77	0.86	0.97	0.79	0.75	0.76
K	0.04	0.06	0.03	0.05	0.05	0.04	0.04	0.01	0.06	0.05	0.06
Total	5.09	5.00	5.05	5.11	5.02	5.06	5.00	5.05	5.03	5.02	5.01
Ab	67.23	69.40	70.84	67.29	67.83	72.13	88.11	91.00	75.10	72.10	74.58
Or	3.85	6.33	3.17	4.08	4.77	3.34	4.58	0.99	5.34	4.83	6.13
An	28.92	24.27	25.99	28.63	27.40	24.54	7.31	8.00	19.56	23.07	19.29

جدول ۴- ترکیب فلدسپار قلیایی تجزیه شده از دایک لامپروفیری.

Sample	21 / 1.	23 / 1.	24 / 1.	25 / 1.
SiO ₂	66.13	61.97	63.12	64.71
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	18.04	18.67	17.48	18.60
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.05	0.08	0.26	0.09
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.01	0.11	0.51	0.14
CaO	0.00	0.09	0.03	0.06
Na ₂ O	0.75	1.32	0.69	0.48
K ₂ O	16.09	15.78	16.19	16.85
Total	101.07	98.02	98.28	100.93
Formula 8(O)				
Si	3.02	2.94	2.99	2.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.97	1.04	0.97	1.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ⁺⁺	0.00	0.00	0.01	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.01	0.04	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.07	0.12	0.06	0.04
K	0.94	0.96	0.98	0.99
Total	5.00	5.08	5.05	5.03
Ab	6.62	11.23	6.07	4.14
Or	93.38	88.35	93.78	95.58
An	0.00	0.42	0.15	0.29

جدول ۵- نتایج تجزیه نقطه‌ای ایدوت‌های دایک لامپروفیری به همراه محاسبه فرمول ساختاری آنها.

Sample	Ep-1	Ep-2	Ep-3	Ep-4	Ep-5
SiO ₂	38.09	37.56	37.58	37.81	37.46
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	23.48	23.01	23.21	24.42	21.87
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	14.13	14.47	14.41	12.84	15.86
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	22.78	22.49	22.52	22.69	22.73
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	98.48	97.53	97.72	97.76	97.92
	Formula	12.5(O)			
Si	2.98	2.97	2.97	2.97	2.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.16	2.14	2.16	2.26	2.04
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.92	0.96	0.95	0.84	1.05
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	1.91	1.91	1.90	1.91	1.93
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.98	7.98	7.98	7.98	7.99
Ps	29.92	30.86	30.59	27.16	33.98

جدول ۶- نتایج تجزیه سنگ کل دایک‌های لامپروفیری سونگون (L) و دایک‌های لامپروفیری جزیره اسلامی (Es) (Moayyed et al., 2008).

Sample	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	Es1	Es2	Es3	Es4
SiO ₂	48.18	49.08	48.42	50.12	50.62	48.69	51.54	51.47	45.92	45.38	42.65	42.80
Al ₂ O ₃	13.04	13.82	13.60	13.62	13.96	13.48	13.77	13.74	13.80	13.88	11.14	11.02
CaO	1.37	3.31	5.23	3.41	3.42	4.96	3.62	3.74	9.55	9.63	11.80	11.92
Fe ₂ O ₃	4.39	3.82	3.88	3.87	5.30	5.61	5.65	5.32	8.40	8.51	9.55	9.47
FeO	5.91	5.32	4.70	5.02	5.30	4.59	5.22	5.32	7.56	7.66	8.60	8.52
K ₂ O	6.69	4.67	6.60	4.61	4.72	6.42	5.17	4.92	6.68	6.72	6.70	6.78
MgO	8.27	7.26	7.58	7.44	8.34	8.54	7.38	7.57	6.36	6.41	6.99	6.92
MnO	0.01	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.23	0.25	0.14	0.15
Na ₂ O	0.61	2.29	1.86	2.84	3.18	2.82	2.88	2.96	1.03	1.02	1.44	1.38
P ₂ O ₅	0.80	0.66	0.88	0.78	0.86	0.79	0.81	0.75	1.92	1.94	1.08	1.24
TiO ₂	0.71	0.65	0.86	0.78	0.67	0.89	0.76	0.84	1.20	1.22	1.43	1.48
LOI	3.61	4.02	3.82	3.67	3.71	3.82	3.98	3.66				
Total	93.36	94.71	97.23	95.96	100.11	100.65	100.88	100.33	95.09	94.96	92.92	93.16
Ag	0.40	1.70	1.50	1.10	1.60	1.70	1.40	1.30				
As	2.80	4.50	6.30	6.90	4.40	5.80	7.10	6.70				
Au	0.08	0.09	0.07	0.08								
Ba	870.00	673.00	814.00	981.00	282.00	396.00	562.00	524.00	2294.00	2298.00	2906.00	2884.00
Be	2.21	2.12	2.10	2.27	2.30	2.40	2.20	2.70				
Bi	1.78	1.88	4.81	6.13	2.90	4.70	6.40	6.60				
Cd	0.02	0.02	0.03	0.08	0.52	0.37	0.39	0.46				
Ce	173.00	154.00	169.00	167.00	139.00	129.00	147.00	132.00	70.00	71.00	84.00	86.00
Co	15.60	15.90	16.10	21.20	15.70	16.80	20.70	19.50	26.00	27.00	12.00	15.00

ادامه جدول ۶- نتایج تجزیه سنگ کل دایک‌های لامپروفیری سونگون (L) و دایک‌های لامپروفیری جزیره اسلامی (Es) (Moayyed et al., 2008).

Sample	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	Es1	Es2	Es3	Es4
Cr	322.00	273.00	280.00	288.00	178.00	185.00	162.00	182.00				
Cs	5.54	3.12	4.61	5.12	1.70	1.40	2.30	1.90				
Cu	3080.00	2245.00	2081.00	3121.00	2275.00	1988.00	1014.00	926.00				
Dy	2.67	4.41	5.46	4.71	4.57	5.26	4.81	5.24				
Er	1.10	1.82	2.32	1.78	1.92	2.13	1.98	2.16				
Eu	2.11	1.87	2.43	2.53	1.97	2.23	2.83	2.37	3.12	3.08	3.18	3.10
Ga	25.70	26.40	24.90	29.10					14.00	13.00	16.00	17.00
Gd	5.13	7.75	9.79	9.03	7.85	9.46	9.24	9.16				
Ge	0.31	0.28	0.36	0.32								
Hf	2.10	1.90	2.29	1.80	0.82	1.19	0.86	0.93	6.00	7.00	8.00	10.00
Ho	0.46	0.51	0.47	0.49								
In	0.07	0.14	0.35	0.24	0.17	0.26	0.31	0.29				
La	86.40	78.60	80.90	79.60	74.00	89.00	76.00	82.00	44.00	46.00	45.00	47.00
Li	18.30	17.20	16.80	19.20	7.00	8.00	8.00	9.00				
Lu	0.12	0.13	0.15	0.11	0.15	0.13	0.12	0.16	0.28	0.29	0.24	0.26
Mo	2.35	3.88	2.95	2.91	3.78	2.99	2.86	2.75				
Nb	18.00	30.00	38.20	38.00	35.60	38.90	37.40	36.70	44.00	42.00	28.00	31.00
Nd	66.90	60.70	67.30	65.80	61.90	67.60	66.80	65.70	35.00	33.00	38.00	39.00
Ni	138.00	85.00	113.00	121.00	89.00	93.00	129.00	124.00	38.00	38.00	52.00	48.00
Pb	6.90	11.90	8.60	6.20	35.00	34.00	28.00	31.00	104.00	102.00	40.00	48.00
Pr	19.10	17.30	18.10	17.90	17.29	18.42	17.93	17.68				
Rb	210.00	182.00	202.00	195.00	216.00	192.00	207.00	189.00	257.00	262.00	195.00	198.00
Re	0.00	0.00	0.00	0.00								
S	66300.00	44185.00	29661.00	38529.00	33169.00	29674.00	38824.00	32742.00				
Sb	0.32	2.31	0.98	2.26	2.60	2.40	2.10	2.30				
Se	17.10	12.00	13.70	15.60	2.24	1.27	1.66	1.72				
Sm	8.91	8.69	9.01	8.41	7.45	8.96	8.54	8.21	10.68	10.59	10.44	10.38
Sn	4.80	5.90	6.20	4.90	5.70	6.40	4.80	5.20				
Sr	198.00	468.00	494.00	435.00	465.80	496.40	437.30	442.60	936.00	947.00	538.00	554.00
Ta	0.84	1.02	0.98	1.16	3.29	3.68	3.74	2.56	1.13	1.18	1.08	1.02
Tb	0.54	0.76	0.95	0.84	0.79	0.95	0.87	0.83	1.20	1.09	1.08	1.13
Te	1.51	1.16	1.92	1.34	0.76	0.96	1.37	1.12				
Th	25.80	30.80	23.70	24.40	30.72	23.77	23.24	23.87	28.00	27.00	23.00	25.00
Tm	0.15	0.21	0.28	0.17	0.22	0.31	0.27	0.19				
U	8.00	7.70	6.90	8.70	7.64	5.63	7.14	7.56	10.20	9.50	8.00	9.00
V	146.00	97.00	129.00	141.00	94.00	125.00	124.00	132.00	87.00	88.00	158.00	148.00
W	19.90	27.40	17.10	16.70	17.60	9.30	7.20	12.30				
Y	11.40	11.60	14.30	11.80	11.60	13.50	12.40	12.70	21.00	23.00	28.00	26.00
Yb	0.80	0.90	1.10	0.80	0.80	1.20	0.90	1.30	1.37	1.44	1.36	1.40
Zn	7.00	17.00	19.00	15.00	26.00	37.00	45.00	36.00				
Zr	72.40	81.60	77.40	92.30	88.60	102.70	71.20	79.40	282.00	294.00	280.00	278.00
Mg#	59.91	59.62	62.26	60.93	59.62	61.23	56.08	57.16	0.60	0.60	0.59	0.59
Eu/Eu*	0.95	0.70	0.79	0.89	0.79	0.74	0.97	0.84				
LaN/YbN	72.81	58.88	49.58	67.08	62.36	50.00	56.93	42.53	21.65	21.54	22.31	22.63
LaN/SmN	6.10	5.69	5.65	5.95	6.25	6.25	5.60	6.28	2.59	2.73	2.71	2.85
CeN/YbN	55.94	44.26	39.74	54.00	44.94	27.81	42.25	26.26	13.22	12.75	15.98	15.89

کتابنگاری

- آفازاده، م. و بدرزاده، ز.، ۱۳۹۳- سنگ‌شناسی و پتروژنز لامپروفیرهای آلکالین و کالک‌آلکالین شمال باختر ایران، فصلنامه علوم زمین، زمستان، سال بیست و چهارم، شماره ۹۴.
- اکبرزاده لاله، م.، ۱۳۹۲- پتروگرافی و پترولوژی دایک لامپروفیری کوه گوی پشته (شمال‌باختر مراغه). پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه تبریز، ۱۰۷ ص.
- پارس اولنگ، ۱۳۹۲- نقشه زمین‌شناسی ۱/۵۰۰۰ و ۱/۲۰۰۰ اسکارن و معدن مس سونگون.
- حسن پور، ش.، ۱۳۸۹- متالوژنی و کانی‌زایی کانسارهای مس و طلا در زون ارسباران (آذربایجان شرقی)، رساله دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- روانخواه، ع.، ۱۳۹۴- بررسی‌های پتروگرافی و پترولوژی توده‌های نفوذی شمال خاور و جنوب باختر هوراند (خاور کلبر- استان آذربایجان شرقی). رساله دکترای پترولوژی، دانشگاه تبریز، ۲۳۵ ص.
- شیردل، ن.، مؤید، م. و جهانگیری، ا.، ۱۳۸۸- کانی‌شناسی و پتروژنز لامپروفیرهای آلکالین شمال خاور هوراند (استان آذربایجان شرقی). مجموعه مقالات بیست و هفتمین گردهمایی علوم زمین و سیزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران.
- شیشه‌بر، ف.، ۱۳۸۹- بررسی پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های لامپروفیتی قلعه حسن علی راین، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- طالبی‌راد، ف.، حیدری، م. و مؤید، م.، ۱۳۸۰- گزارش شرح نقشه زمین‌شناسی محدوده پیت معدن مس سونگون در مقیاس ۱/۵۰۰ (ویرایش نخست)، دفتر فنی کارگاه واحد زمین‌شناسی و اکتشاف.
- عامل، ن.، ۱۳۷۸- مطالعه پترولوژی توده لامپروفیری منور (شمال باختر تبریز). سومین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید بهشتی.
- عبدلی بهلول آبادی، م.، مؤید، م. و جهانگیری، ا. و حسین‌زاده، ق.، ۱۳۹۲- بررسی پتروگرافی، شیمی کانی، جایگاه تکنیکی و دما- فشار سنجی دایک لامپروفیری کرینگان (شمال باختر ورزقان- آذربایجان شرقی). اولین همایش زمین‌شناسی کاربردی ایران، دانشگاه دامغان، صص. ۹۰۹ تا ۹۱۶.
- کمالی، ا.ا.، ۱۳۹۵- پترولوژی و مینرال شیمی دایک‌های بعد کانی‌سازی کانسار مس- مولیبدن پورفیری سونگون (شمال ورزقان- استان آذربایجان شرقی)، رساله دکترا، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز.
- مؤذن، م.، مؤید، م. و حسین‌زاده، ق.، ۱۳۸۲- پتروگرافی و پترولوژی دایک لامپروفیری قحلاخ (باختر مرند). مجموعه مقالات هفتمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه اصفهان.
- مؤید، م. و عامل، ن.، ۱۳۸۱- پتروگرافی و پتروژنز توده لامپروفیری شریف‌آباد (باختر خوی)، مجموعه مقالات سیزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه کرمان، صص. ۴۸۳ تا ۴۸۶.
- مؤید، م.، ۱۳۸۳- گزارش پتروگرافی و مینرالوگرافی معدن مس سونگون، مهندسین مشاور پارس اولنگ، شرکت ملی صنایع مس ایران.
- مظاهری، ا.، ۱۳۷۸- اهمیت پیستازیت (Ps) در تشخیص نوع آیدوت، هشتمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه علم و صنعت تهران.
- واحدالعین، س.، ۱۳۹۲- پترولوژی و پتروژنز دایک‌های لامپروفیری منطقه الماس (شمال خاور تسوج)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه تبریز، ۹۲ ص.

References

- Abdel-Fattah, M. and Philip, E. N., 2004- Cenozoic volcanism in the Middle East: petrogenesis of alkali basalts from northern Lebanon. *Geological Magazine* 141, 545-563.
- Abdollah, S. A., Said, A. A. and Visona, D., 1997- New geochemical and petrographic data on the gabbro-syenite suite between Hargeysa and Berbera Shiikh (North Somalia). *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 23, No. 3: 303-373pp.
- Aghazadeh, M., Hou, Z., Badrzadeh, B. and Zhou, L., 2015- Temporal-spatial distribution and tectonic setting of porphyry copper deposits in Iran: Constraints from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology. *Journal Ore Geology Reviews* 70. 385-406.
- Aldanmaz, E. Pearce, J. A. Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 67-95.
- Allan, J. F. and Carmichael, I. S. E., 1984- Lamprophyric lavas in the Colima graben, SW Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 88, 203-216.
- Anderson, J. L. and Smith, D. R., 1995- the effects of temperature and fO_2 on the Al in hornblende barometer. *American Mineralogist* 80: 549-559.
- Armbruster, T. H., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermance, V., Chopin, C. H., Gieré, R., Heussassbichler, S., Liebcher, A., Yuanming Pan, S. and Pasero, M., 2006- Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *European Journal of Mineralogy* 18: 551-567.
- Beard, A. D., Downes, H., Vetrin, V., Kempton, P. D. and Maluski, H., 1996- Petrogenesis of Devonian lamprophyre and carbonatite minor intrusions, Kandalaksha Gulf (Kola Peninsula, Russia). *Lithos* 39, 93-119.
- Bergman, S. C., 1987- Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: A review of their occurrence mineralogy and geochemistry. In: Fitton J. G. and Upton B. G. J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society of London, Special Publications, 103-189pp.
- Boynton, W. V., 1984- Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier 63-114.
- Bradshaw, T. K. and Smith, E. I., 1994- Polygenetic Quaternary volcanism at Crater Flat, Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 63, 165-82.
- Calagari, A. A., 1997- Geochemical, stable isotope, noble gas, and fluid inclusion studies of mineralization and alteration at Sungun porphyry copper deposit, East Azarbaijan, Iran: Implication for genesis. Unpublished PhD Thesis. Manchester University, Manchester, p. 537.
- Carlier, G., Lorand, J. P., Audebaud, E. and Kienast, J. R., 1997- Petrology of unusual orthopyroxene-bearing minette suite from southeastern Peru, Eastern Andean Cordillera: Al-rich lamproites contaminated by peraluminous granites. *Journal of Volcanology Geothermal Research* 75, 59-87.
- Coltorti, M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire, M. O. and Reilly, S. Y., 2007- Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", 99 *Lithos* 68-84.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J., 1992- An introduction to rock-forming minerals. 2nd edn. (Longman: London), 696pp.
- Duggan, M. B. and Jaques, A. L., 1996- Mineralogy and geochemistry of Proterozoic shoshonitic lamprophyres from the Tennant Creek Inlier, northern territory. *Australian Journal of Earth Sciences* 43, 269-278.

- Dymek, R. F., 1983- Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, west Greenland. *American Mineralogist*, 68 (9–10): 880–899.
- Emami, M. H. and Babakhani, A. R., 1991- Studies of geology, petrology, and litho-geochemistry of Sungun Cu–Mo deposit, Iranian Ministry of Mines and Metals, p. 61.
- Fang, N. and Niu, Y., 2003- Late Paleozoic ultramafic lavas in Yunan, southwest China and their geodynamic significance. *Journal of Petrology* 41: 141-158.
- Fitton, J. G. James, D. and Leeman, W. P., 1991- Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research*, 96(1991), 13693–13711.
- Foster, M. D., 1960- Interpretation of the composition of trioctahedral micas, United States Geological Survey Professional Paper 354-B: 11–49.
- Furman, T. and Graham, D., 1999- Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos* 48, 237–262.
- Guo, F., Fan, W., Wang, Y. and Zhang, M., 2004- Origin of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres from the Sulu orogen in eastern China: implications for enrichment processes beneath continental collisional belt. *Lithos* 78, 291–305.
- Hezarkhani, A. and Williams-Jones, A. E., 1998- Controls of alteration and mineralization in the Sungun porphyry copper deposit, Iran: Evidence from fluid inclusions and stable isotopes. *Economic Geology* 93, 651–670.
- Jung, S., Hoffer, E. and Hoernes, S., 2007- Neo-Proterozoic rift-related syenites (Northern Damara Belt, Namibia): geochemical and Nd–Sr–Pb–O isotope constraints for mantle sources and petrogenesis. *Lithos*, 96(3), pp.415-435.
- Juteau, T. and Maury, R., 1997- *Geologie de la Croute Oceanique: Petrologie et Dynamique Endogenes*, 569p.
- Karsli, O., Dokuz, A., Kaliwoda, M., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R. and Fehr, K. T., 2014- Geochemical fingerprints of Late Triassic calc-alkaline lamprophyres from the Eastern Pontides, NE Turkey: A key to understanding lamprophyre formation in a subduction-related environment. *Lithos*, 196, pp.181-197.
- Le Maitre, R. W., 1989- *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms (Recommendations of the International Union of Geological Sciences Sub-commission on the Systematics of Igneous Rocks)*. Blackwell, Oxford (193 pp.).
- Leake, B. E., Woolleny, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G., 1997- Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist* 82: 1019-1037.
- McKenzie, D. P. and O’Nions, R. K., 1995- The source regions of Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology* 36, 133-159.
- Mehrpour, M., 1993- Contributions to the geology, geochemistry, ore genesis and fluid inclusion investigations on Sungun Cu–Mo porphyry deposit, NW of Iran. PhD Dissertation, University of Hamburg, Germany, 245p.
- Menzies, M. A. and Wass, S. Y., 1983- CO₂ and LREE-rich mantle below eastern Australia: a REE and isotopic study of alkaline magmas and apatite-rich mantle xenoliths from the southern highlands province, Australia. *Earth and Planetary Science Letters* 65: 287-302.
- Moayyed, M., Moazzen, M., Calagari, A. A., Jahangiri, A. and Modjarrad, M., 2008- Geochemistry and petrogenesis of lamprophyric dykes and the associated rocks from Eslamy peninsula, NW Iran: Implications for deep-mantle metasomatism. *Chemie der Erde/ Geochemistry* 68, 141–154.
- Müller, D. and Groves, D. I., 1995- *Potassic Igneous Rocks and Associated Gold–Copper Mineralization*. Springer-Verlag 1–210.
- Müller, D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I. 1992- Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46, 259–289.
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E. H. and Ohoud, M. B., 2005- Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Geomaterials (Mineralogy), Copmtes Rendus, Geoscience*, 337: 1415–1420.
- Panter, H. S., Hart, S. R., Kyle, Ph., Blusztanjn, J. and Wilch, T., 2000- Geochemistry of late Cenozoic basalts from the Crary mountains: characterization of mantle sources in Marie Byrd Land, Antarctica. *Chemical Geology* 165: 215-241pp.
- Pearce, J. A., 1982- Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: THORPE, R.S. *Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks*. John Wiley and Sons, Chichester, 525-548.
- Queen, M., Heaman, L.M., Hanes, J. A., Archibald, D. A. and Farrar, E., 1996- ⁴⁰Ar/³⁹Ar phlogopite and U–Pb perovskite dating of lamprophyre dykes from the eastern Lake Superior region: evidence for a 1.14 Ga magmatic precursor to Midcontinent Rift volcanism. *Canadian Journal of Earth Sciences* 33, 958–965.
- Rock, N.M., 1987-The nature and origin of lamprophyres: an overview. *Geological Society, London, Special Publications*, 30:191-226.
- Rock, N. M. S., 1991- *Lamprophyres*. Blackie and Son, Glasgow, 181pp.
- Rieder, M., Cavazzini, G., Yakonov, Y. D., Frank-Kanetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval, P. V., Müller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J. L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D. R., 1998- Nomenclature of the micas. *Canadian Mineralogist* 36: 905–912.

- Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J. P., Martin, H. and Koga, K. T., 2010- Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 297–312.
- Shaw, D. M., 1970- Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 237-243.
- Sial, A. N., Ferreira, V. P., Fallick, A. E., Jeronimo, M., Cruz, M., 1998- Amphibol rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil, *Journal of South American Earth Science*, 11, 457-471.
- Smith, E. I., Sanchez, A., Walker, J. D. and Wang, K., 1999- Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small- and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology* 107, 433–448.
- Srivastava, R. K. and Chalapathi Rao, N. V., 2007- Petrology, geochemistry and tectonic significance of Paleoproterozoic alkaline lamprophyres from the Jungel Valley, Mahakoshal supracrustal belt, Central India. *Mineralogy and Petrology* 89, 189–215.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: Saunders A.D. and Norry M.J. (Eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geological Society Special Publication, 42, 313-345.
- Swinden, H. S., Jenner, G. A. and Szybinski, Z. A., 1997- Magmatic and tectonic evolution of the Cambrian-Ordovician Laurentian margin of Iapetus: geochemical and isotopic constraints from the Notre Dame subzone, Newfoundland. In: *The nature of magmatism in the Appalachian orogen* (Eds. Sinha, K. Whalen, J. B. and Hogan, J. P.) 191: 367-395. Geological Society of London, London.
- Tappe, S., Foley, S. F., Jenner, G. A., Heaman, L. M., Kjarsgaard, B. A., Romer, R. L., Stracke, A., Joyce, N. and Hoefs, J., 2006- Genesis of ultramafic lamprophyres and carbonatites at Aillik bay, Labrador: a consequence of incipient lithospheric thinning beneath the North Atlantic craton. *Journal of Petrology* 47, 1261–1315.
- Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., Garipey, C. and Fryer, B., 1997- Implications of granitoid geochemical and isotopic (Nd, O, Pb) data from the Cambro-Ordovician Notre Dame arc for the evolution of the Central Mobile belt, Newfoundland Appalachians. In: *The nature of magmatism in the Appalachian orogen* (Eds. Sinha, A. K., Whalen, J. B. and Hogan, G. J.) 367-395. Geological Society, America.
- Whalen, J. B., McNicoll, V. J., Van Staal, C. R., Lissenberg, C. J., Longstaffe F. J., Jenner G. A. and Van Breeman, O., 2006- Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: an example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off. *Lithos* 89(4): 377-404.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A., 1977- Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile element. *Chemical Geology* 16: 325-343.
- Wood, D. A., 1980- The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Sciences Letters* 50: 11-30.

Mineral chemistry and geochemistry of lamprophyric dykes in the Sungun Cu - Mo porphyry deposit (Varzaghan- Northwestern Iran)

A. Kamali^{1*}, M. Moayyed², N. Amel³ and M. R. Hosainzadeh⁴

¹Ph.D. Student, Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

²Professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

³Assistant Professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

⁴Associate Professor, Department of Earth Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 2016 May 14

Accepted: 2016 July 03

Abstract

Sungun Cu-Mo porphyry deposit is located in East Azarbaijan province and at northwest of Iran. From the petrology viewpoint, the Sungun copper mine is consisted of porphyry Sungun (SP), and eight categories of delayed dykes made of quartz-diorite (DK1 (a, b, c)), gabbro-diorite (DK2), diorite (DK3), dacite (DK4), lamprophyre (LAM) and micro-diorite (MDI). The main minerals of lamprophyric dyke are biotite, plagioclase, K-feldspar, and amphibole with porphyritic and microlitic porphyry textures. Lamprophyric dykes in the studied area have alkali-basalt composition and based on whole rock geochemistry is originated from a shoshonitic magma. Mineral chemistry analysis revealed that the composition of plagioclase varies from oligoclase to albite, amphibole is Magnesiohornblende and biotite composition varies from siderophyllite to eastonite. Lamprophyric dykes have been originated from a magma with high oxygen fugacity. Based on biotite thermometry, the temperature of biotite crystallization in lamprophyric dyke was 650 to 750°C. According to the mineralogical and geochemical evidence, studied lamprophyre samples are of kersantite type and belong to calc-alkaline lamprophyres. Multi-element diagrams normalized to chondrite and primitive mantle indicates LREE and LILE enrichment and HREE and HFSE depletion in the Sungun lamprophyric dykes. Based on trace elements ratio diagram of La/Sm vs. La parental magmas can have been generated from low degree partial melting of subcontinental mantle source with garnet-lherzolite composition. The dykes formed in Post-collisional geotectonic environment of the studied samples and trace element geochemical evidence indicate that produced magma formed from a metasomatic mantle due to an ancient subduction.

Keywords: Lamprophyric dyke, Kersantite, Garnet-lherzolite, Post Collision, Sungun.

For Persian Version see pages 73 to 90

*Corresponding author: A. Kamali; E-mail: aminkamali63@yahoo.com