

ژئوشیمی و پترولوژی سنگ‌های خروجی مافیک جنوب گنبد، شمال غرب ارومیه

عبدالناصر فضل‌نیا^۱ و میرمحمد میری^{۲*}

۱- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

۲- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

نویسنده مسئول: m.miri@scu.ac.ir *

نوع مقاله: پژوهشی

دریافت: ۱۴۰۲/۸/۲۸ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۰/۲۶

چکیده

سنگ‌های خروجی مافیک جنوب گنبد، شمال غرب ارومیه، به سن پلئستوسن بر روی رسوبات دشت سیلابی قدیمی در پهنه سنج-سیرجان رخمون دارند. این سنگ‌ها به صورت منشوری و اسکوری گسترش یافته‌اند. مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی نشان داد که سنگ‌های این منطقه، لامپروفیر کامپونیتی با مشخصاتی شبیه به آلکالی بازالت و تراکی‌بازالت بوده، ماهیت آلکان دارند و به صورت یک روانه‌های گدازه‌ای در بین روانه‌های بازالتی-تراکی‌بازالتی رخمون دارند. عمده کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها، کلینوپیروکسن همراه با کانی‌های فرعی آمفیبول می‌باشند. همه نمونه‌های سنگی دارای بافت پورفیری، گلوپورفیری و آمیگدالوئیدال هستند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه گنبد در عناصر U، Th، Ba، LREE غنی‌شدگی و در عناصر Nb، Ta، Hf و Rb فقیرشدگی نشان می‌دهند که با جایگاه زمین‌ساختی حاشیه قاره‌ای سازگار است. پس از پایان فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی، شکست در بقایای پوسته اقیانوسی در زیر پهنه برخوردی صفحه‌های عربی و اوراسیا تحت شرایط درون صفحه‌ای اتفاق افتاد. فشار ناشی از همگرایی مایل صفحه‌های عربی و اوراسیا و گسترش عملکرد گسل‌های امتداد لغز راستگرد که با شکست بقایای پوسته اقیانوسی توسعه یافته‌اند، باعث افزایش دما، کاهش فشار و در نتیجه ذوب در گوشته بالایی شد. مذاب‌های گوشته‌ای مافیک که از راه این سامانه گسل‌ها بالا آمدند، پیش از فوران با مواد پهنه فرورانشی قاره‌ای آلوده شدند.

واژه‌های کلیدی: لامپروفیر، کامپونیت، آلکان، فرورانش، نئوتتیس، گنبد

۱- پیشگفتار

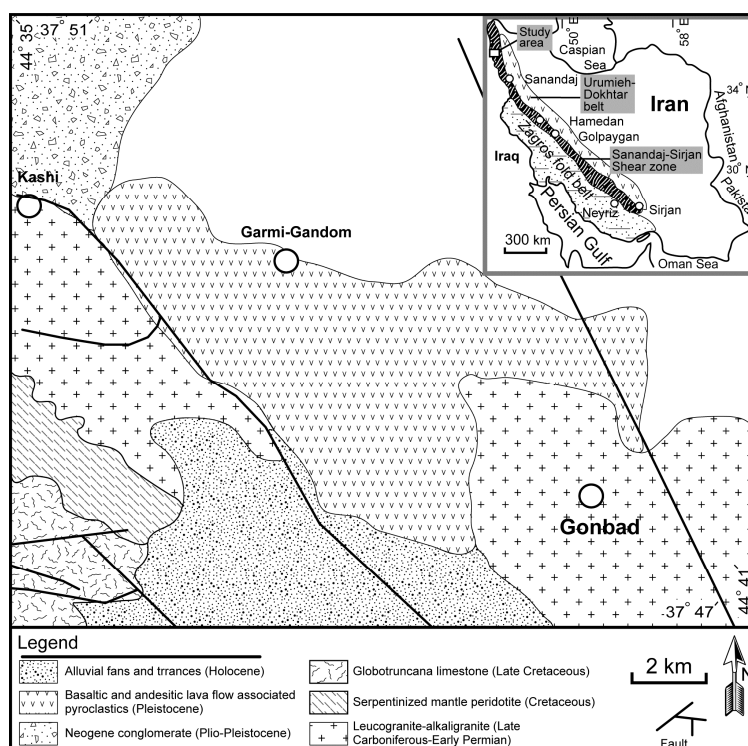
بر اساس کانی‌شناسی، ترکیب و گردهمایی تکتونیکی، راک (۱۹۹۱) و گیل (۲۰۱۰) سه گروه از لامپروفیرها را معرفی نمودند. الف) لامپروفیرهای کالک‌آلکان که بوسیله فنوکریست‌های بیوتیت یا هورنبلند همراه با آلکالی فلدسپار یا پلاژیوکلاز (بدون بلورهای فلدسپاتوئید) در زمینه مشخص می‌شوند. این لامپروفیرها در کمرندهای کوهزایی با گرانیتوئیدها همراهی می‌شوند. ب) لامپروفیرهای آلکان که بوسیله فنوکریست‌های کرسوتیت یا اوژیت با پهنه‌بندی ترکیبی، در یک زمینه‌ای شامل فلدسپار و فلدسپاتوئید مشخص می‌شوند. این لامپروفیرها همراه با مجموعه‌های آذرینی سینیت-گابرو و سنگ‌های آلکان-کربناتیت در دره‌های کافتی قاره‌ای رخ می‌دهند. ج) لامپروفیرهای اولترامافیک بوسیله حضور فنوکریست‌های فلوگوپیت، الیوپن و یا اوژیت در یک زمینه‌ای حاوی پژوسکیت، کربنات و یا میلیلیت مشخص می‌شوند. این لامپروفیرها SiO_2 متغیر اما کمتر از ۲۰

درصد (بین ۱۰ و ۲۰) داشته و بیشتر طبیعت انتقالی تا کربناتیتی نشان می‌دهند. همچنین فراوانی آن‌ها از دیگر لامپروفیرها کمتر بوده و با مراکز اولترامافیک آلکالی-کربناتیت و سینیت‌ها در کافت‌های قاره‌ای رخ می‌دهند (دونز و همکاران، ۲۰۰۵؛ عبدالقدیل و همکاران، ۲۰۱۳). راک (۱۹۹۱) لامپروفیت‌ها و کیمبرلیت‌ها را جزیی از لامپروفیرها می‌داند؛ اما بر اساس تقسیم‌بندی IUGS (لمایتر، ۲۰۰۲) آن‌ها جزء لامپروفیرها نیستند.

لامپروفیرهایی از زمان‌های پالئوزوئیک تا الیگوسن در ایران مرکزی از محیط‌های تکتونیکی مختلف گزارش شده‌اند (موید و همکاران، ۲۰۰۸؛ ترابی، ۲۰۰۹؛ بیات و ترابی، ۲۰۱۱). اکثر این لامپروفیرها، آتشفشانی تا نیمه‌آتشفشانی بوده و ترکیبی بازیک دارند (ترابی، ۲۰۰۹؛ بیات و ترابی، ۲۰۱۱). لامپروفیرهای شمال شرق اصفهان (ناحیه پل‌هاوند) سرشت آلکان دارند و جزء لامپروفیرهای کامپونیتی هستند. این لامپروفیرها در یک جایگاه زمین‌ساختی درون صفحه‌ای و در نتیجه ذوب

گارنت لرزولیت با محتوای بالای $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ شکل گرفته‌اند (موید و همکاران، ۲۰۰۸). منطقه گنبد سرو (به اختصار منطقه گنبد) در شمال غرب ارومیه (شکل ۱)، میزبان سنگ‌های آتشفشانی پلئیسوسن با ماهیت لامپروفری می‌باشد که تا کنون مورد بررسی قرار نگرفته‌اند. این پژوهش سعی دارد تا بر اساس شواهد صحرایی و میکروسکوپی و داده‌های شیمیایی عنصری به بررسی خصوصیات ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی لامپروفرهای آلکالن پلئیسوسن گنبد بپردازد.

بخشی درجه پایین یک گارنت لرزولیت در گوشه به وجود آمده‌اند (ترابی، ۲۰۰۹). همچنین، برخی دیگر از لامپروفرهای ایران مرکزی در ناحیه معراج و چاه‌پلنگ، در نتیجه ذوب درجه پایین یک اسپینل لرزولیت حاوی آمفیبول متاسوماتیسم شده به وسیله سیالات CO_2 دار ایجاد شده‌اند (بیات و ترابی، ۲۰۱۱). آن‌ها این لامپروفرها را به فرورانش پالئوتتیس نسبت می‌دهند. دایک‌های لامپروفری از جزیره اسلامی (شمال غرب ایران)، طبیعی بین کالک آلکالن و آلکالن دارند و احتمالاً در یک جایگاه زمین‌ساختی پس از برخورد و در نتیجه ذوب بخشی یک



شکل ۱. نقشه ساده شده زمین‌شناسی گنبد (ازداری و همکاران، ۲۰۰۴) و زمین‌شناسی ایران از اشتوکلین (۱۹۶۸). رخنمون‌های لامپروفری به صورت یک میان‌لایه با ضخامت ۵ تا ۱۵ متر درون روانه‌های جریان‌های بازالتی تا تراکی‌بازالتی و آندزیتی قابل مشاهده هستند.

Fig. 1. Simplified geology maps of the Gonbad area (Azhdari et al., 2004) and Iran (Stoklin, 1968). Note that the lamprophyre outcrops occur as 5 to 15m width interlayers in basaltic to trachybasaltic and andesitic lava flows.

۲- جایگاه زمین‌شناسی

وضعیت ساختمانی و رخساره‌ای، این ناحیه را جزء پهنه خوی - مهاباد از پهنه البرز - آذربایجان تقسیم‌بندی نموده‌اند (نبوی، ۱۳۵۵). علوی (۱۹۹۴) بر پایه سری‌های ماگمایی، این ناحیه را جزء پهنه ماگمایی ارومیه- دختر و مجموعه ماگمایی البرز نام‌گذاری نموده است و مرز این دو مجموعه ماگمایی را زمین‌درز حاصل از برخورد آن‌ها می‌داند. بررسی ساختارهای تکتونیکی ایران توسط آقانباتی (۱۳۸۵) نشان داد که منطقه مورد مطالعه در

سنگ‌های خروجی جنوب گنبد سرو در شمال غرب ارومیه، واقع در استان آذربایجان غربی، مابین عرض‌های جغرافیایی 37° و 47° تا 37° و 51° شمالی و طول‌های جغرافیایی 44° و 35° تا 44° و 41° شرقی قرار دارد (شکل ۱). ناحیه مورد بررسی از نظر تقسیمات ساختمانی - رسوبی ایران (اشتوکلین، ۱۹۶۸) بخشی از پهنه سندانج - سیرجان است. برخی دیگر از پژوهشگران بر اساس

کواترنری تشخیص دادند. این لامپروفیرها طبیعت آلکالین و ترکیب کامپتونیت دارند و عمدتاً از کانی‌های دیوپسید، اوژیت، بیوتیت و آمفیبول تشکیل شده‌اند. سنگ‌های مرتبط با این سنگ‌ها ترکیب لامپروفیر آلایش یافته، آلکالی بازالت، تراکی بازالت و تراکی آندزیت دارند. آن‌ها مشخص کردند که این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی یک گوشته لرزولیتی اسپینل‌دار غنی شده از عناصر ناسازگار حاصل شده‌اند. این محققین بیان کرده‌اند که احتمالاً در طول کواترنری و پس از تصادم صفحات عربی و اوراسیا با هم، شکستگی در بقایای پوسته اقیانوسی زیر این پهنه تصادمی باعث شد تا یک برخاستگی حرارتی در گوشته ایجاد شود. ادامه فشارش از صفحه عربی به ایران به صورت مایل باعث شد تا گسل‌های امتداد لغز راستگرد توسعه بیشتری یابند. این دو عامل سبب ذوب حدوداً ۱ درصدی ناشی از کاهش فشار در قاعده لیتوسفری و احتمالاً بخش بالایی استنتوسفر گردید. در نتیجه مذابی حاصل شد که طبیعت درون صفحه‌ای دارد که تحت تاثیر عوامل فرورانشی قدیمی (بعد از تکتونیک) قرار گرفته است. نهایتاً گسل‌های فوق باعث انتقال این مذاب‌ها از منشاء به سطح زمین شده‌اند.

۳- روش پژوهش

با بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای چندین مسیر در رخنمون‌های سنگی برای نمونه‌برداری انتخاب و ۵۰ نمونه‌سنگی به صورت منظم برداشت شدند. رخنمون‌های لامپروفیری به صورت یک روانه‌گذاری ۵ تا ۱۵ متری درون روانه‌های بازالتی-تراکی‌بازالتی قرار دارند. لامپروفیرها بواسطه لکه‌های تیره فراوان که آمفیبول‌های تیره هستند شناسایی شدند. نمونه‌برداری‌ها با روند شمالی- جنوبی صورت گرفت، زیرا رخنمون‌های سنگی مختلف حالتی شرقی- غربی دارند. همچنین ۱۲ نمونه سنگی هم به صورت اتفاقی برداشت شد. پس از مطالعه پتروگرافی ۳۵ مقطع نازک، ۱۰ نمونه از متنوع‌ترین نمونه‌های سنگی که از نظر کانی‌شناسی و بافتی توزیع جغرافیایی مناسبی در منطقه داشتند، جهت انجام تجزیه شیمیایی سنگ کل انتخاب گردیدند. تجزیه‌های شیمیایی عناصر اصلی و فرعی در شرکت GeoLab کشور کانادا به وسیله دستگاه پلاسمای زوج شده القایی- نشر اتمی (ICP-OES) و پلاسمای زوج شده

پهنه ساختاری سنندج - سیرجان قرار دارد. بعلاوه مطالعات اخیر توسط عزیزی و معین‌وزیری (۲۰۰۹) نشان داد که محدوده مورد مطالعه بخشی از پهنه سنندج - سیرجان می‌باشد. در مجاور سنگ‌های مافیک مورد مطالعه، رخنمون‌های سنگ‌های ماگمایی کربونیفر همراه با سنگ‌های آهکی کرتاسه و کنگلومراهای نئوژن قابل مشاهده است. سنگ‌های خروجی جنوب گنبد سرو (شکل ۱)، عمدتاً شامل منشورها و اسکوری‌های تراکی بازالت و آلکالی بازالت با ساخت آمیگدوئیدال می‌باشند (شکل ۲، الف). این سنگ‌ها به دلیل قرارگیری بر روی تشکیلات دشت سیلابی و رودخانه‌ای جوان، سن بسیار کمی (اواخر پلیستوسن) دارند. رخنمون‌های صحرایی بسیار گسترده بوده و به وسیله پوشش گیاهی احاطه شده‌اند. در بسیاری رخنمون‌ها، سنگ‌های مورد مطالعه، هوازگی و دگرسانی بسیار کمی را تحمل شده‌اند. حالت منشوری این سنگ‌ها به سمت قاعده رسوبات کواترنری کاسته می‌شود به طوری که در نهایت در تماس با رسوبات کواترنری عهد حاضر، قطعات مختلفی از این سنگ‌ها و رسوبات دشت سیلابی قدیمی در هم آمیخته و مجموعه سست و ناپایداری را ایجاد کرده‌اند. علاوه بر این، سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی دیگر با سن‌های متفاوت در این محدوده رخنمون دارند. بر اساس مطالعات اژدری و همکاران (۲۰۰۴)، آتشفشان‌های مافیک کواترنر این منطقه در محل برخورد شکستگی‌های شمالی - جنوبی و شکستگی اصلی هشتیان (شمال خاوری - جنوب باختری) پدیدار گشته‌اند. آن‌ها ترکیب این گدازه‌ها را اولیوین بازالت، پیروکسن بازالت، تراکی بازالت، تراکی آندزیت و آندزیت بازالت می‌دانند. این محققین تشکیل این گدازه‌ها را ناشی از فوران‌های خطی روی پهنه‌های کششی حاصل از Transtension در یک رژیم فشارشی می‌دانند و بیان می‌کنند که این گدازه‌ها در یک محیط ژئودینامیک درون قاره‌ای و در نتیجه پدیده‌های تفریق جزئی، پدیده هضمی (AFC) و اختلاط ماگمایی و آلایش پوسته‌ای تکامل یافته‌اند. مطالعاتی توسط فضل‌نیا و کوزه‌کولانی (۲۰۱۳) در سنگ‌های مشابه منطقه مورد مطالعه در جنوب غرب سلماس و نزدیک به منطقه مورد مطالعه انجام پذیرفته است. آن‌ها سنگ‌های مافیک جنوب غرب سلماس را لامپروفیر و سنگ‌های مرتبط با آن‌ها را به عنوان گدازه‌های منشوری و اسکوری با سن

القایی - طیف‌سنج جرمی (ICP-MS) مدل ISO/IEC 17025 انجام شدند (جدول‌های ۱ و ۲). مطالعات پترولوژیکی، بر روی سنگ‌های مافیک خروجی انجام و از روش‌های مختلفی برای نام‌گذاری سنگ‌ها استفاده گردید.

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی ۱۰ نمونه از سنگ‌های مافیک خروجی گنبد به روش ICP-OES (مقادیر اکسیدها برحسب درصد وزنی)

Sample ID	P-G-1-06	P-G-1-07	P-G-1-11	P-G-1-14	P-G-1-15	P-G-1-17	P-G-1-20	P-G-1-22	P-G-1-25
	لامپروفر	لامپروفر	لامپروفر	لامپروفر	لامپروفر	لامپروفر	لامپروفر	لامپروفر	لامپروفر
SiO ₂	۴۷/۵۶	۴۷/۲۴	۴۶/۸۸	۴۷/۲۳	۴۶/۶۸	۴۵/۸۳	۴۶/۴۲	۴۶/۸۲	۴۶/۴۲
Al ₂ O ₃	۱۴/۳۵	۱۴/۱۲	۱۳/۳۶	۱۴/۰۶	۱۳/۹۵	۱۴/۱۴	۱۴/۱۶	۱۴/۱۴	۱۴/۲۵
TiO ₂	۰/۹۵	۰/۹۲	۱/۰۱	۱/۰۱	۰/۹۳	۰/۹۹	۱/۱۳	۰/۹۴	۱/۱۵
Fe ₂ O ₃	۸/۲۵	۸/۳۷	۸/۷۴	۸/۵۷	۸/۲۱	۸/۰۵	۸/۵۱	۸/۲۲	۸/۰۱
MgO	۹/۸۵	۱۰/۲۴	۱۰/۵۰	۱۱/۱۲	۹/۸۶	۱۰/۷۵	۱۰/۴۶	۱۰/۱۷	۱۰/۸۶
MnO	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۴
CaO	۱۰/۷۸	۱۱/۵۵	۱۰/۹۳	۱۰/۵۸	۱۰/۴۰	۱۱/۹۱	۱۰/۷۱	۱۱/۱۶	۱۱/۰۸
Na ₂ O	۱/۹۱	۱/۷۸	۲/۰۶	۱/۹۶	۱/۹۴	۱/۷۷	۱/۸۵	۱/۸۵	۱/۷۴
K ₂ O	۳/۴۴	۳/۳۶	۴/۰۹	۴/۰۰	۳/۵۲	۳/۱۷	۳/۹۵	۳/۳۷	۳/۷۸
P ₂ O ₅	۰/۳۲	۰/۳	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳۸	۰/۳۲	۰/۳۳
LOI	۲/۵	۲/۳	۲/۳	۱/۳	۲/۹	۲/۸	۲/۱	۲/۶۶	۲/۲
Total	۹۹/۶۳	۹۹/۹۲	۹۹/۸۱	۹۹/۸۷	۹۸/۴۳	۹۹/۴۵	۹۹/۳۳	۹۹/۳۷	۹۹/۵۵
C.I.P.W. norm									
or	۱۱/۳۹	۱۰/۵۲	۱۲/۱۷	۱۱/۵۸	۱۱/۴۶	۱۰/۴۶	۱۰/۹۳	۱۰/۹۳	۱۰/۲۸
ab	۱۲/۱۸	۹/۳۹	۶/۲۶	۷/۹۹	۱۱/۳۴	۵/۲۹	۸/۰۷	۹/۵۳	۷/۹۰
an	۱۸/۰۷	۱۸/۱۹	۱۲/۰۱	۱۴/۶۲	۱۶/۵۳	۱۹/۱۳	۱۵/۴۴	۱۷/۹۹	۱۶/۷۸
ne	۹/۱۷	۱۰/۳۲	۱۵/۳۶	۱۴/۰۱	۹/۹۹	۱۱/۶۶	۱۳/۷۴	۱۰/۲۸	۱۳/۰۵
di	۲۸/۲۰	۳۱/۱۵	۳۳/۶۳	۳۰/۱۱	۲۷/۹۲	۳۱/۷۲	۲۹/۹۵	۲۹/۷۴	۳۰/۲۵
ol	۱۲/۲۹	۱۲/۲۰	۱۲/۰۰	۱۴/۰۹	۱۲/۴۱	۱۲/۳۴	۱۲/۵۵	۱۲/۳۲	۱۲/۵۱
mt	۳/۵۵	۳/۵۱	۳/۶۴	۳/۶۴	۳/۵۲	۳/۶۱	۳/۸۱	۳/۵۴	۳/۸۴
il	۱/۸۰	۱/۷۵	۱/۹۲	۱/۹۲	۱/۷۷	۱/۸۸	۲/۱۵	۱/۷۹	۲/۱۸

۴- سنگ‌نگاری

صورت منشورهای گدازه‌ای رخمون دارند (شکل ۲ الف). بافت غالب آن‌ها پورفیری (شکل ۲ ب) و گلوپورفیری بوده و در مواردی دارای بافت جریان‌ی و آمیگدونیدال هستند. بر اساس فراوانی فتوکریست‌های کلینوپیروکسن (از نوع اوژیت و دیوپسید، ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی)، آمفیبول (۵ تا ۲۰ درصد حجمی)، کانی‌های کدر (۳ تا ۱۰ درصد حجمی)، و ندرتاً بیوتیت (کمتر از ۱ درصد حجمی)، و نیز رخداد الیوین و نفلین در نورم این سنگ‌ها (جدول ۱)، آن‌ها از نوع آکالی لامپروفر هستند که از نظر کانی‌شناسی بسیار شبیه به تراکی بازالت و آکالی بازالت می‌باشند. زمینه آکالی لامپروفرها متشکل از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، بلورهای ریز کلینوپیروکسن (اوژیت و دیوپسید) و شیشه می‌باشد.

سنگ‌های مورد مطالعه، در نمونه دستی دارای رنگ تیره بوده، ظاهری نهان بلور دارند و اغلب حفره‌دار (آمیگدونیدال) هستند. رخمون‌های سنگی مورد مطالعه با انواع سنگ‌های بازالتی مطالعه شده توسط فضل‌نیا (۲۰۱۹) به صورت یک میان لایه ۵ تا ۱۵ متری قرار دارند؛ به طوریکه رخمون‌های روانه‌مانند سنگ‌های لامپروفری، بین ته‌نشست‌ها و روانه‌های بازالتی-تراکی بازالتی-آندزیتی قرار گرفته‌اند و از منظر رنگ و مشخصات صحرایی بسیار شبیه به بازالت‌ها می‌باشند، اما وجود لکه‌های ریز سیاه رنگ اکسیدهای فلزی که بقایای آمفیبول‌های اکسیده شده هستند، روش تفکیک این سنگ‌ها از بازالت‌ها، در صحرا است. رخمون‌های بسیار کمی از لامپروفرها به صورت اسکوری مشاهده گردید. هم بازالت‌ها و هم لامپروفرها به

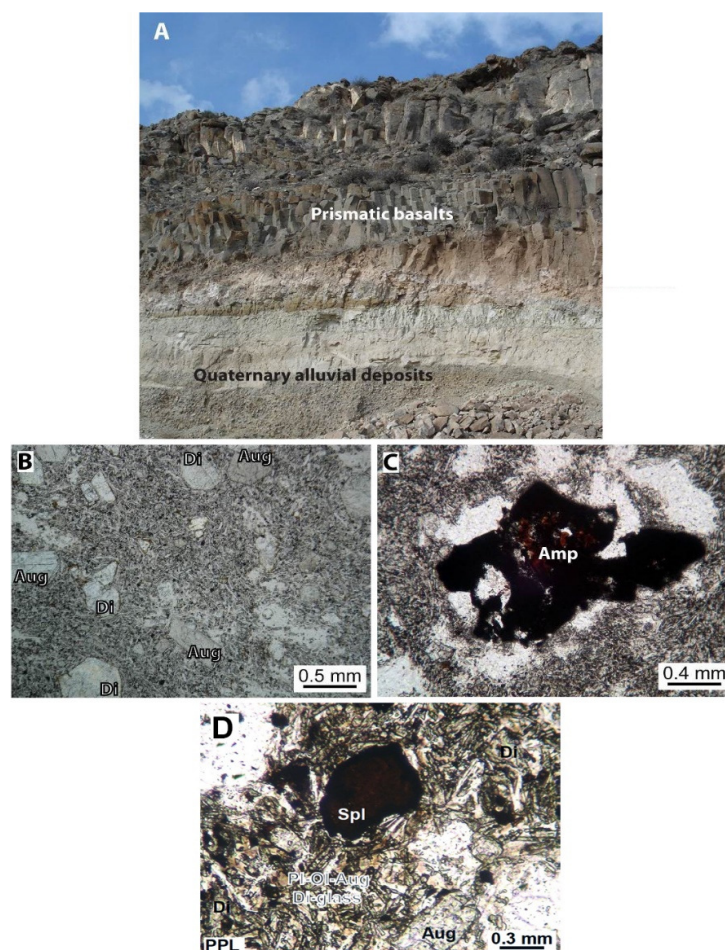
جدول ۲. نتایج تجزیه شیمیایی ۱۰ نمونه از سنگ‌های مافیک خروجی گنبد به روش ICP-MS (عیار بر اساس قسمت در میلیون)

Table 2. Results of ICP-MS analyses of 10 mafic volcanic rocks for the Gonbad area (values are in ppm)

Sample ID	P-G-1-06 لامپروفیر	P-G-1-07 لامپروفیر	P-G-1-11 لامپروفیر	P-G-1-14 لامپروفیر	P-G-1-15 لامپروفیر	P-G-1-17 لامپروفیر	P-G-1-20 لامپروفیر	P-G-1-22 لامپروفیر	P-G-1-25 لامپروفیر
Sc	۷/۴	۳/۷	۷/۱	۷/۱	۷/۲	۷/۶	۶/۹	۷/۴	۷/۸
V	۱۴۴	۱۴۱	۱۵۶	۱۳۸	۱۳۸	۱۳۶	۱۵۱	۱۳۹	۱۴۲
Cr	۵/۰	۴/۲	۶/۰	۶/۵	۸/۵	۸/۱	۱۳/۷	۶/۸	۷/۵
Co	۲۱/۳	۲۰/۰	۱۹/۶	۱۹/۲	۱۹/۷	۱۸/۹	۱۸/۹	۱۹/۷	۱۹/۶
Ni	۱۴/۱	۱۳/۵	۱۲/۷	۱۲/۰	۱۴/۹	۱۴/۳	۱۴/۴	۱۴/۸	۱۳/۳
Rb	۴۳/۴	۳۸/۲	۴۴/۴	۳۹/۰	۴۴/۰	۳۸/۱	۴۵/۱	۴۰/۲	۴۱/۵
Sr	۱۵۸۶/۰	۱۵۰۶/۴	۱۴۷۶/۵	۱۴۸۶/۹	۱۴۴۸/۳	۱۴۰۶/۲	۱۴۶۴/۶	۱۴۹۶/۲	۱۵۳۶/۳
Y	۲۴/۴	۲۳/۸	۲۳/۲	۲۴/۰	۲۳/۹	۲۲/۳	۲۳/۵	۲۳/۱	۲۳/۰
Zr	۱۶۶/۰	۱۳۰/۷	۱۹۵/۸	۱۴۹/۹	۱۵۸/۲	۱۶۴/۵	۱۹۴/۱	۱۵۲/۲	۱۶۰/۵
Nb	۵/۶	۹/۸	۶/۶	۱۴	۹/۷	۱۵/۶	۱۹/۵	۱۰/۵	۱۱/۳
Sn	۱/۶	۱/۹	۱/۷	۱/۱	۱/۹	۱/۲	۱/۳	۲/۰	۱/۰
Cs	۱/۰	۰/۹	۱/۱	۱/۰	۱/۰	۱/۰	۱/۰	۰/۸	۰/۹
Ba	۶۵۹	۶۹۵	۶۸۷	۶۴۵	۶۲۲	۶۳۸	۶۶۰	۶۵۵	۶۶۵
La	۵۹/۱	۶۰/۴	۶۱/۸	۶۱/۲	۶۰/۲	۵۷/۱	۶۳/۱	۵۹/۶	۵۸/۹
Ce	۱۳۸/۸	۱۳۶/۳	۱۴۰/۴	۱۴۰/۱	۱۳۵/۵	۱۳۳/۲	۱۳۸/۱	۱۳۵/۳	۱۳۷/۰
Pr	۱۵/۳۱	۱۵/۲۶	۱۵/۳۹	۱۵/۴۴	۱۵/۳۱	۱۴/۱۴	۱۵/۲۴	۱۵/۰۴	۱۵/۳۳
Nd	۵۲/۸	۵۲/۶	۵۱/۸	۵۳/۴	۵۴/۱	۴۸/۹	۵۳/۰	۵۲/۵	۵۲/۲
Sm	۸/۲۵	۸/۱۲	۷/۹۳	۸/۰۲	۸/۰۰	۷/۷۲	۷/۹۷	۸/۱۲	۸/۱۰
Eu	۲/۸۲	۲/۸۵	۲/۷۵	۲/۷۲	۲/۷۶	۲/۶۸	۲/۷۹	۲/۷۳	۲/۷۶
Gd	۶/۵۷	۶/۷۰	۶/۶۷	۶/۵۸	۶/۶۸	۶/۴۳	۶/۶۵	۶/۶۷	۶/۷۰
Tb	۱/۰۸	۱/۰۴	۱/۰۵	۱/۰۵	۱/۰۸	۱/۰۱	۱/۰۷	۱/۰۶	۱/۰۷
Dy	۵/۰۹	۴/۹۹	۵/۰۰	۵/۰۲	۵/۰۲	۴/۸۸	۴/۹۵	۴/۹۸	۵/۰۸
Ho	۱/۱۲	۱/۱۴	۱/۰۸	۱/۳۱	۱/۱۶	۱/۱۲	۱/۰۷	۱/۱۴	۱/۱۰
Er	۳/۲۵	۳/۳۰	۳/۲۶	۳/۲۷	۳/۲۴	۳/۲۲	۳/۲۷	۳/۲۹	۳/۳۲
Tm	۰/۳۹	۰/۳۸	۰/۳۸	۰/۳۷	۰/۳۹	۰/۳۶	۰/۳۷	۰/۳۸	۰/۳۶
Yb	۲/۸۰	۲/۸۰	۲/۸۳	۲/۷۶	۲/۷۰	۲/۶۰	۲/۸۰	۲/۷۵	۲/۷۲
Lu	۰/۳۴	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۳۴
Hf	۲/۱	۱/۸	۲/۴	۲/۱	۲/۲	۲/۶	۲/۹	۲/۴	۲/۲
Ta	۰/۲	۰/۷	۰/۳	۰/۹	۱/۰	۱/۰	۱/۱	۰/۶	۰/۷
Pb	۱۷/۰	۱۶/۳	۱۵/۱	۱۶/۰	۱۵/۴	۱۴/۰	۱۶/۱	۱۵/۶	۱۶/۱
Th	۱۰/۴	۱۰/۲	۹/۳	۹/۲	۹/۰	۸/۶	۹/۱	۹/۶	۹/۷
U	۲/۹	۲/۸	۲/۷	۲/۸	۲/۷	۲/۵	۲/۷	۲/۶	۲/۴
P	۳۱۷۴	۳۰۳۷	۳۴۳۴	۳۴۰۷	۳۱۵۴	۳۴۲۹	۳۷۷۰	۳۱۹۸	۳۳۱۷
K	۲۰۲۲۵	۱۸۸۷۶	۲۱۸۶۴	۲۰۸۴۹	۲۰۵۶۴	۱۸۸۱۸	۱۹۶۶۳	۱۹۶۴۰	۱۹۶۷۰
La _n /Yb _n	۱۸/۷۲	۱۹/۷۲	۲۰/۱۷	۲۰/۰۴	۱۹/۶۵	۱۹/۸۴	۱۹/۹۴	۱۸/۳۴	۱۹/۱۷
La _n /Sm _n	۴/۶۳	۴/۸۱	۵/۰۴	۴/۹۵	۴/۸۶	۴/۷۸	۴/۹۵	۴/۷۹	۴/۸۸
Sm _n /Yb _n	۳/۲۷	۳/۲۲	۳/۱۴	۳/۱۸	۳/۲۹	۳/۳۰	۳/۱۶	۳/۲۵	۳/۲۷
Eu*	۱۴/۸۰	۱۴/۷۶	۱۴/۵۳	۱۴/۵۵	۱۴/۶۱	۱۴/۰۹	۱۴/۵۷	۱۴/۶۴	۱۴/۶۲
Eu/Eu*	۱/۱۳	۱/۱۵	۱/۱۳	۱/۱۱	۱/۱۲	۱/۱۳	۱/۱۲	۱/۱۰	۱/۱۲
Ce*	۷۰/۷۵	۷۱/۶۰	۷۲/۳۶	۷۲/۶۶	۷۱/۵۵	۶۷/۱۷	۷۲/۰۸	۷۰/۶۲	۷۱/۸۰
Ce/Ce*	۱/۰۸	۱/۰۹	۱/۰۷	۱/۰۹	۱/۰۷	۱/۱۲	۱/۰۸	۱/۰۸	۱/۰۷

شکل‌دار، به رنگ سبز کم‌رنگ (نور PPL) و با اندازه‌های مختلف به صورت بلورهای دانه درشت تا دانه ریز دیده می‌شوند. در مواردی، حاشیه دیوپسیدها به دلیل اکسیدشدن به رنگ قهوه‌ای دیده می‌شود (شکل ۲ب). اسپینل، کانی فرعی در این لامپروفیرهاست (شکل ۲د) که به‌ویژه در انواع اسکوری آن‌ها مشاهده می‌شود. این لامپروفیرها با توجه به طبیعت آلوکالن، داشتن میکا و آمفیبول، جزء انواع کامپتونیت (اشتریکایزن و لمایترر، ۱۹۷۹) نام‌گذاری می‌شوند.

فراوان‌ترین فنوکریست‌ها شامل اوژیت‌های با پهنه‌بندی ترکیبی و دیوپسید هستند (شکل ۲ب). بلورهای آمفیبول (شکل ۲ج) و بیوتیت با حواشی شدیداً اکسید شده در این سنگ‌ها حضور دارند. اکثر بلورهای کدر، احتمالاً بلورهای بیوتیت یا آمفیبول هستند که به شدت اکسید شده‌اند. فنوکریست‌های اوژیت به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار به صورت بلورهای دانه درشت تا دانه ریز تشکیل شده‌اند. این فنوکریست‌ها غالباً سالم بوده و دارای منطقه‌بندی ترکیبی و ماکل ساعت شنی هستند. فنوکریست‌های دیوپسید به مانند اوژیت‌ها، به صورت شکل‌دار تا نیمه



شکل ۲. تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از سنگ‌های مافیک خروجی گنبد: الف) رخنمون‌های عادی از سنگ‌های مورد مطالعه که در قاعده تهنشست‌های رودخانه‌ای پلیستوسن مشاهده می‌شود. در بالای رخنمون‌های فوق، خروجی‌ها به صورت اسکوری هستند. ب) حضور اوژیت (Aug) و دیوپسیت (Di) در یک زمینه دانه ریز از این کانی‌ها همراه با پلاژیوکلاز، آمفیبول و کانی کدر با بافت پورفیری در گدازه‌های منشوری. ج) رخداد بلورهای دانه درشت آمفیبول سوخته و اکسید شده در گدازه‌های اسکوری. د) بلور اسپینل در زمینه متشکل از اوژیت، دیوپسید و شیشه. علائم اختصاری کانی‌ها: Amp: آمفیبول، Aug: اوژیت، Di: دیوپسید، Spl: اسپینل (ویتنی و ایوانس، ۲۰۱۰).

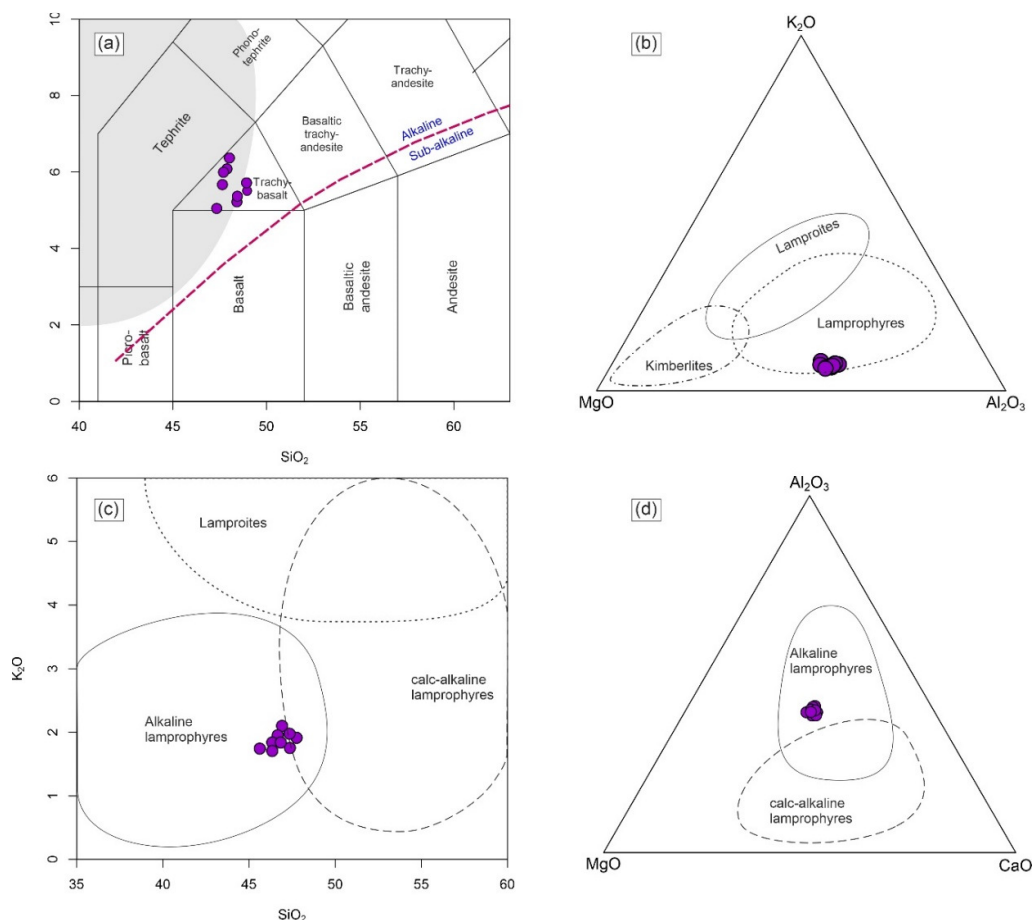
Fig. 2. Field and microscopic photographs from the mafic extrusive rocks of the Gokbad area. a) normal outcrops of the studied rocks in base of the Pleistocene river type sediments. At top of the outcrops scoria basalts occur. b) Augite (Aug) and diopside (Di) in a fine-grained matrix composed of these minerals beside plagioclase, amphibole, opaque minerals with porphyric texture in the prismatic lavas. c) occurrence of coarse burned and oxidized amphiboles in the scoria lavas. d) a spinel crystal in the ground mass composed of augite, diopside and volcanic glass. The Mineral abbreviations are Amp; amphibole; Aug: augite; Di: diopside, Spl: spinel (Whitney and Evance, 2010).

۵- ژئوشیمی

۵-۱- عناصر اصلی

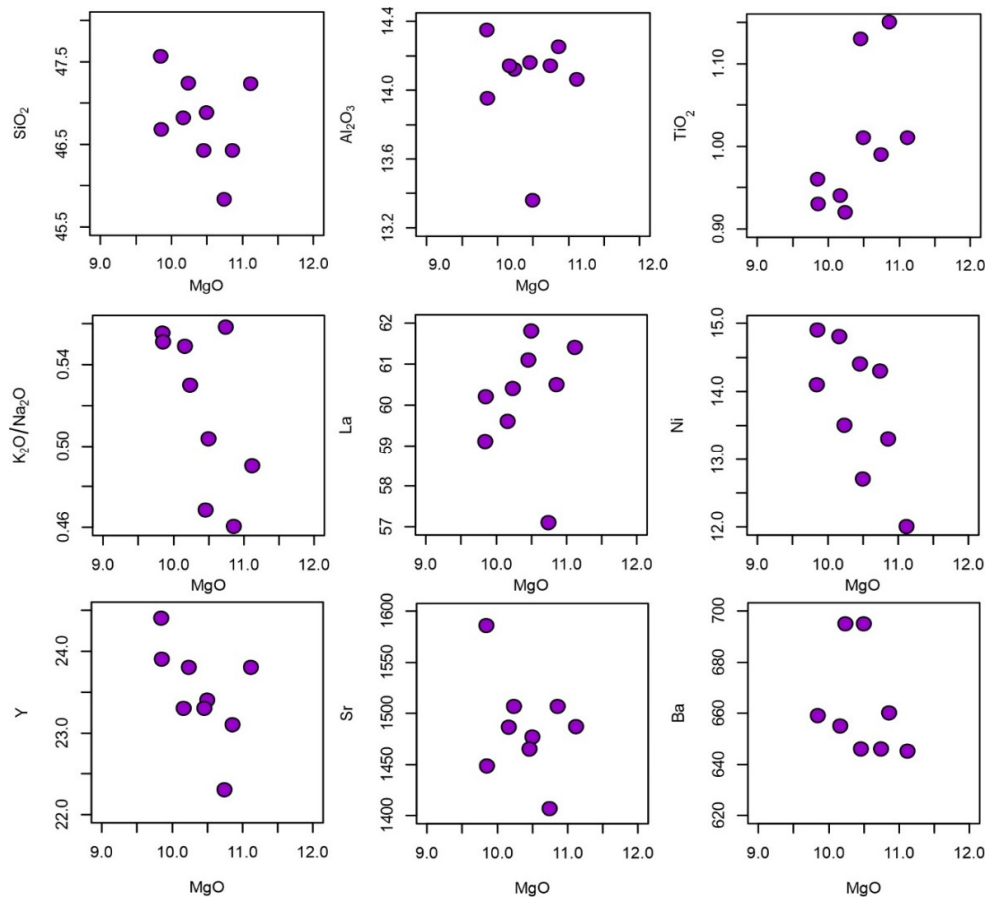
محتوای SiO_2 نمونه‌های مورد مطالعه از ۴۵ تا ۴۷ درصد وزنی و مجموع عناصر آلکالی آن‌ها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) از ۵ تا ۶ درصد وزنی متغیر است (جدول ۱). در نمودار رده‌بندی TAS (میدلموست، ۱۹۹۴) نمونه‌های مورد بررسی در محدوده تراکی بازالیت و ماگماهای آلکان قرار می‌گیرند (شکل ۳ الف). همچنین، این نمونه‌ها در نمودار سه‌تایی $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (برگمن، ۱۹۸۷) در محدوده لامپروفیر واقع می‌شوند (شکل ۳ ب). نمودار دوتایی SiO_2 در برابر K_2O و نمودار سه‌تایی $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{CaO}$ (راک، ۱۹۸۷) نشان می‌دهند که لامپروفیرهای مورد بررسی از نوع آلکان

هستند (شکل ۳ ج و د). حضور نفلین در محاسبه نرم CIPW این سنگ‌ها (جدول ۱) نیز نشانگر طبیعت آلکان آن‌هاست. شکل ۴، تغییرات عناصر اصلی و جزئی را در برابر تغییرات درصد MgO نمونه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد. تغییرات جزئی در مقادیر عناصر آشکار می‌سازند که رخنمون‌های مختلف لامپروفیری چه به صورت گدازه منشوری چه به صورت اسکوری در طول یک مرحله تزریق شده و به همین علت نمونه‌ها از نظر سنگ‌شناسی تقریباً شبیه به هم هستند. اگرچه روندهای افزایشی و کاهشی شکل گرفته دلالت بر رخداد تبلور تفریقی جزئی دارند (شکل ۳).



شکل ۳. ترکیب شیمیایی لامپروفیرهای منطقه گنبد بر روی نمودارهای رده‌بندی. الف) نمودار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (میدلموست، ۱۹۹۴). محدوده لامپروفیرها و خط جدایش سری‌های آلکان و ساب‌آلکان از گیل (۲۰۱۰) می‌باشند. ب) نمودار سه‌تایی $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ برای جدایش لامپروفیر، لامپروئیت و کیمبرلایت (برگمن، ۱۹۸۷). ج) نمودار دوتایی SiO_2 در برابر K_2O برای جدایش لامپروفیرهای آلکان و کالک‌آلکان (راک، ۱۹۸۷). د) نمودار سه‌تایی $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{CaO}$ و محدوده‌های لامپروفیرهای آلکان و کالک‌آلکان (راک، ۱۹۸۷).

Fig. 3. Chemical compositions of the Gonbad lamprophyres on the classification diagrams. a) $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 diagram (Middlemost et al., 1998). The lamprophyre area and sub-alkaline – alkaline magma series separation line are after Gill (2010). b) $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ ternary diagram for classification of lamprophyres, lamproites and kimberlites (Bergman, 1987). c) SiO_2 vs. K_2O diagram for discrimination of alkaline and calc-alkaline lamprophyres (Rock, 1987). d) $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}-\text{CaO}$ ternary diagram and fields of alkaline and calc-alkaline lamprophyres (Rock, 1987).



شکل ۴. تغییرات مقادیر عناصر اصلی و جزئی با تغییر در محتوای MgO لامپروفیرهای مورد بررسی

Fig. 4. Variations of some major and trace element contents against the MgO contents of the studied lamprophyres

۵-۲- عناصر فرعی

نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده عناصر فرعی لامپروفیرهای مورد بررسی در شکل ۵ ارائه شده‌اند. همانطور که مشاهده می‌شود، الگوهای به دست آمده نشان دهنده ناهنجاری‌های مثبت در عناصر U و Pb به همراه ناهنجاری‌های منفی در Ta، Nb و Ti هستند. الگوهای عناصر کمیاب خاکی نیز همگی نسبت بالای LREE/HREE (LaN/YbN= 14.2 -15) و ناهنجاری مثبت Eu ($Eu/Eu^* = 1.1 - 1.2$) دارند. محدوده‌های لامپروفیرهای آکالن و کالک‌آکالن (کریمچیک و همکاران، ۲۰۲۰) جهت مقایسه ارائه شده‌اند. ناهنجاری‌ها منفی Nb، Ta و Ti لامپروفیرهای گنبد شبیه به لامپروفیرهای کوهزایی است اما مقادیر ناهنجاری‌های مثبت U و Th آن‌ها همانند الگوی لامپروفیرهای غیرکوهزایی است. (شکل ۵ الف). در نمودار عناصر کمیاب‌خاکی نیز، ناهنجاری مثبت Eu نمونه‌های مورد بررسی همانند انواع غیرکوهزایی می‌باشد.

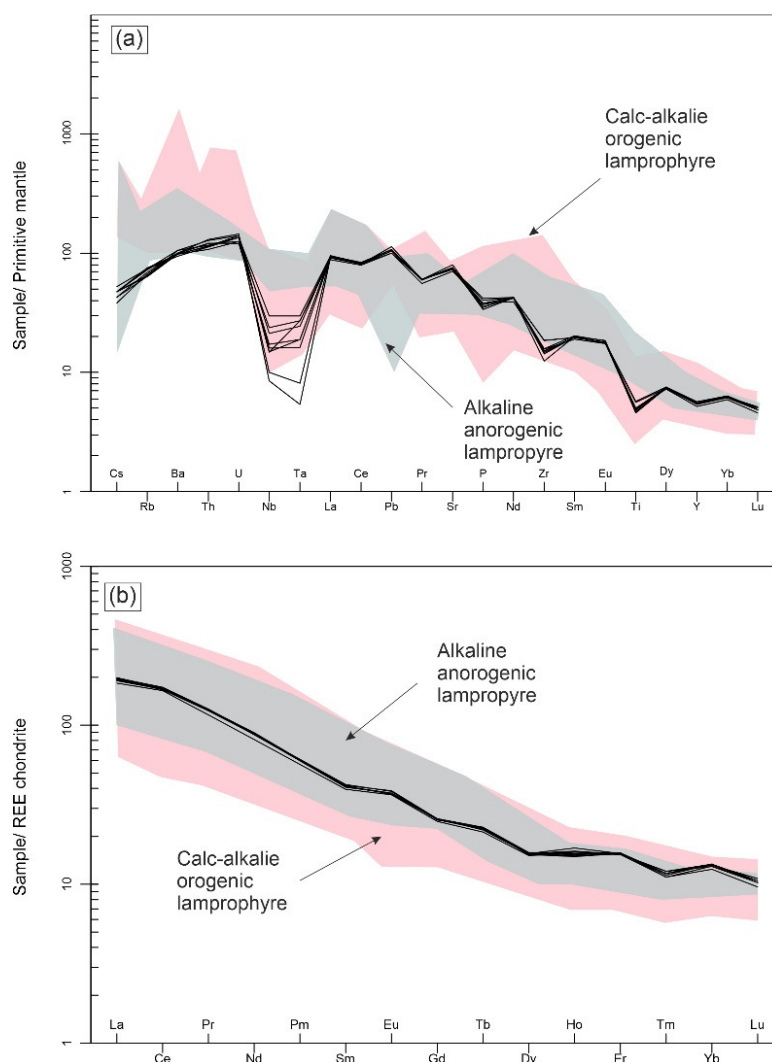
۶- بحث

۶-۱- منشأ ماگما

محتوای عناصر ناسازگار سنگ‌های آذرین در تعیین منشأ آن‌ها موثر است. مشابهت تغییرات عناصر ناسازگاری مانند خاکی‌های کمیاب نشان می‌دهد که همه نمونه‌های مورد مطالعه با هم در ارتباط هستند و احتمالاً از یک منشأ مشترک ایجاد شده‌اند (شکل ۵). بالا بودن نسب LREE/HREE لامپروفیرهای گنبد می‌تواند نشان‌دهنده یک سنگ منشأ غنی در LREE و یا حضور فازهای تمرکز دهنده HREE در بخش‌های باقی‌مانده ذوب در منشأ باشد. حضور احتمالی اسپینل و یا اسپینل-گارت در منشأ می‌تواند عاملی در نگهداری HREE در گوشته و خروج LREE همراه با مذاب بخشی تولیدی باشد. بررسی کانی‌شناسی و ژئوشیمی سنگ کل لامپروفیرهای مورد مطالعه نشان می‌دهد که آن‌ها احتمالاً یک سنگ منشأ گوشته‌ای با ترکیب اولیه اسپینل لرزولیت و یا گارت-اسپینل لرزولیت حاصل شده‌اند که حدود ۱ درصد ذوب

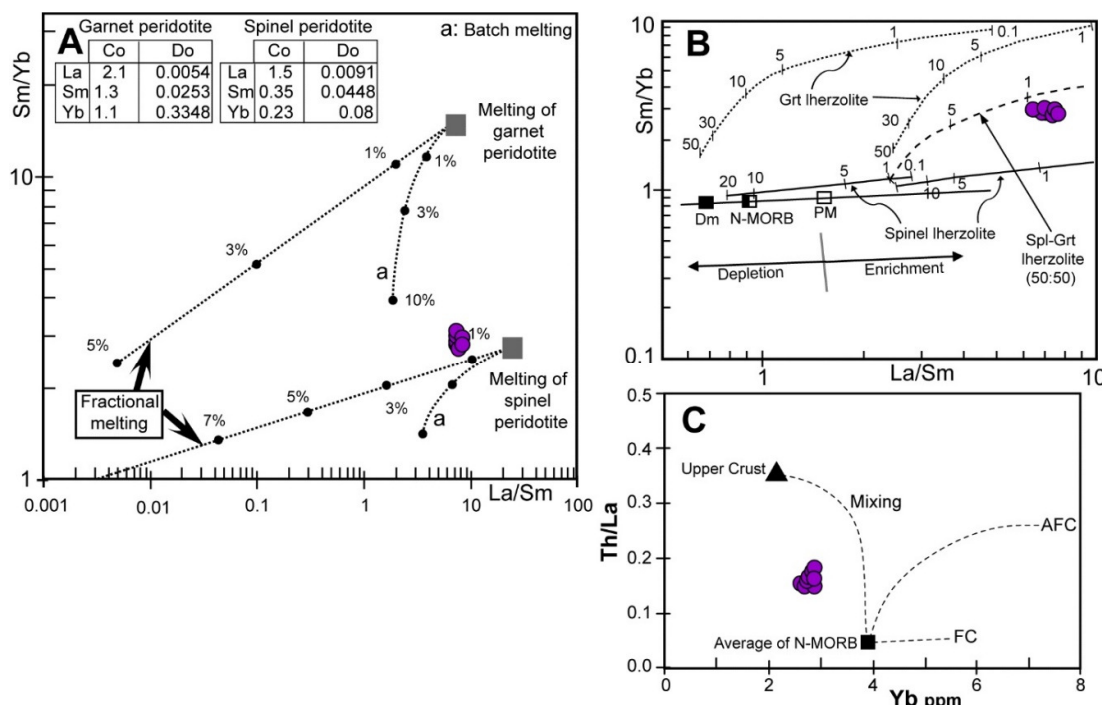
(عناصر با پتانسیل یونی بالا) مانند Ta، Nb، Zr و Hf و عناصر P و Ti نشان می‌دهند که احتمالاً عناصر فرورانشی در غنی یا فقیر شدن مذاب در این عناصر دخالت داشته‌اند. همچنین با توجه به مطالعات پتروگرافی، ممکن است بالا بودن عیار برخی عناصر متحرک مانند LILها ناشی از آلیش مذاب در حین عبور از پوسته قاره‌ای بوده باشد (شکل ۶ ج). بالا بودن عیار Th و U در سنگ‌های لامپروفیری گنبد را نیز می‌توان به آلیش با پوسته قاره‌ای نسبت داد.

بخشی تعادلی را تحمل نموده است (شکل ۶ الف و ب). طبیعت آکالن و بالا بودن نسبت‌های عنصری $(La/Yb)_N$ ، $(La/Sm)_N$ و $(Sm/Yb)_N$ در این سنگ‌ها می‌تواند موید چنین شرایطی برای ایجاد سنگ‌های مورد مطالعه باشد. ناهنجاری جزئی مثبت Eu و Sr می‌تواند نشان دهنده حضور اندک پلاژیوکلاز در منشاء باشد. اگرچه، آلودگی با مواد پوسته‌ای نیز ممکن است سبب بالا رفتن محتوای Sr این لامپروفیرها شده باشد. بالا بودن محتوای عناصر LIL (عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بالا) مانند Ba، Rb و K و شاید Sr و همچنین منفی بودن ناهنجاری عناصر HFS



شکل ۵. نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (سان و مک‌دانو، ۱۹۸۹) و کندریت (بویتون، ۱۹۸۴) برای لامپروفیرهای مورد بررسی. محدوده‌های لامپروفیرهای آکالن و کالک‌آکالن از کریمچک و همکاران (۲۰۲۰) می‌باشند.

Fig. 5. Spiderdiagrams normalized to primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) and chondrite (Boynton, 1984) values for the studied lamprophyres. The fields of alkaline and calc-alkaline lamprophyres are after Krmíček et al. (2020).



شکل ۶. الف) نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb (کسکین، ۲۰۰۵) برای بررسی ذوب بخشی متعادل و نامتعادل برای سنگ منشاهای گارنت لیزولیت و اسپینل لیزولیت. ب) نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb (آلدانماز و همکاران، ۲۰۰۰) برای تعیین سنگ منشاه و درصد ذوب بخشی محتمل. ج) نمایش فرایندهای آلاش، تبلور تفریقی و اختلاط بر اساس Th/La در مقابل Yb (عبدالفادیل و همکاران، ۲۰۱۳).

Fig. 6. La/Sr vs. Sm/Yb diagram (Keskin, 2005) to investigate equilibrium and disequilibrium partial melting of garnet lherzolite and spinel lherzolite source rocks. B) La/Sm vs. Sm/Yb diagram (Aldanmaz et al., 2000) to identify the source rock and partial melting degree. c) illustration of magma mingling, magma mixing and fractional crystallization using Th/La vs. Yb ratios (Abdelfadil et al., 2013).

۲-۶- جایگاه زمین‌ساختی

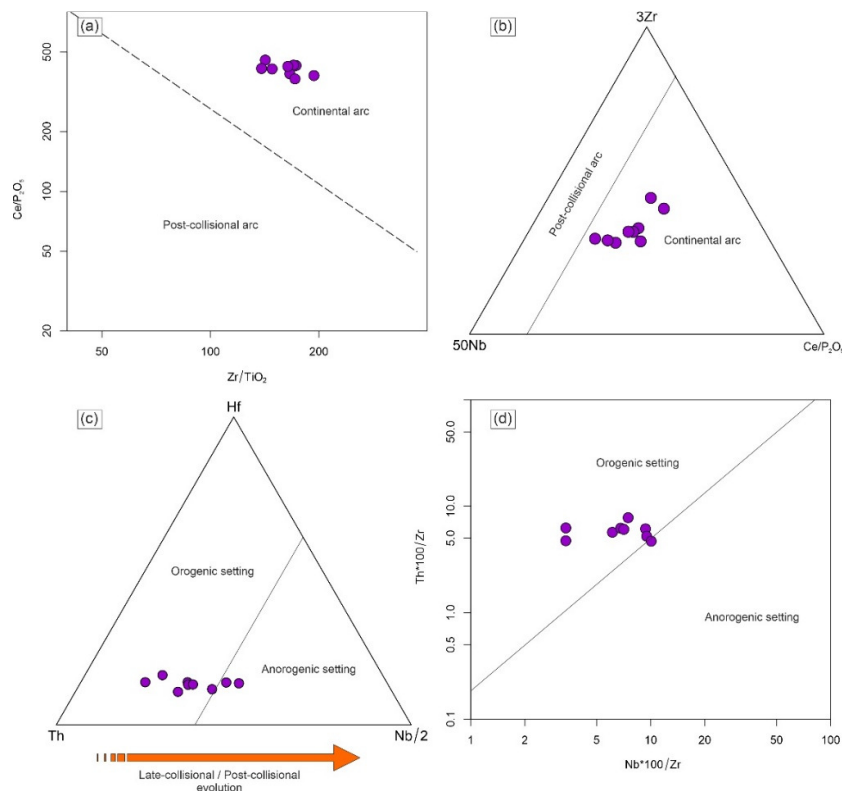
(مولر و همکاران، ۱۹۹۲) نشان می‌دهند که لامپروفیرهای منطقه گنبد دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی جایگاه‌های فرورانشی حاشیه فعال قاره‌ای هستند (شکل ۷ الف و ب). اگرچه، نمونه‌ها در نمودار شکل ۷ ب در نزدیکی مرز لامپروفیرهای پس از برخوردی قرار می‌گیرند. این موضوع در نمودار سه تایی $Th-Hf-Nb/2$ (کریمچک و همکاران، ۲۰۱۱) (شکل ۷ ج) و نمودار دوتایی Nb/Zr در برابر Th/Zr (کالراد و همکاران، ۲۰۱۱) (شکل ۷ د) نیز مشهود است. کریمچک و همکاران (۲۰۲۰)، بیان نموده است که سنگ‌های پتاسیک می‌توانند تغییر در جایگاه زمین‌ساختی را در یک روند نسبتاً پیوسته از شرایط فرورانشی به شرایط پس از برخوردی و نهایتاً کافتی نشان دهند. این روند با یک پیکان بر روی شکل ۷ ج مشخص شده است و همانطور که دیده می‌شود با روند تحول ترکیبی لامپروفیرهای مورد بررسی انطباق خوبی دارد.

بررسی نمودارهای تعیین جایگاه زمین‌ساختی بازالت‌ها نیز نشان دهنده ارتباط لامپروفیرهای منطقه گنبد با

لامپروفیرهای آلكالین و سنگ‌های آلكالین همراه، در دره‌های کافتی و یا در امتداد گسل‌های بزرگ مقیاس رخ می‌دهند اما انواع کالک‌آلكالین در مناطق فرورانشی شکل می‌گیرند (راک، ۱۹۹۱؛ گیل، ۲۰۱۰؛ مولر و همکاران، ۱۹۹۲). گونه‌ای دیگر از سنگ‌های پتاسیک با سرشت کالک‌آلكالین تا آلكالین می‌توانند در جایگاه‌های زمین‌ساختی پس از برخوردی نیز شکل بگیرند. چنین سنگ‌هایی دارای بیشترین پیچیدگی ژئوشیمیایی هستند چرا که منابع زایش ماگما در چنین مناطقی متنوع اند (مولر و همکاران، ۱۹۹۲). بنابراین رخداد این‌گونه سنگ‌ها با سن کواترنری در این بخش از ایران می‌تواند به دلیل فعالیت‌های بعد از بسته شدن نئوتتیس باشد. در اینجا جهت بررسی جایگاه زمین‌ساختی لامپروفیرهای منطقه گنبد، در ابتدا از نمودارهای تخصصی ارائه شده برای سنگ‌های پتاسیک استفاده می‌شود. نمودار Zr/TiO_2 در برابر Ce/P_2O_5 و نمودار سه تایی $3Zr-50Nb-Ce/P_2O_5$

Ta/Yb (شکل ۸ ت)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های آکالی حاصل از فعالیت‌های مرتبط با کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند.

فرآیندهای فرورانشی است (شکل ۸). در نمودار سه‌تایی جایگاه زمین‌ساختی Ta - Hf/3 - Th (شکل ۸ الف) و دو متغیره Ba/Nb در مقابل La/Nb (شکل ۸ ب)، $K_2O \cdot 10^{-1}$ در مقابل Ta/Yb (شکل ۸ پ) و Th/Yb در مقابل



شکل ۷. نمودارهای اختصاصی این سنگ‌ها تعیین جایگاه زمین‌ساختی لامپروفیرها. الف) نمودار Zr/TiO_2 در برابر Ce/P_2O_5 (مولر و همکاران، ۱۹۹۲)، ب) نمودار سه‌تایی $3Zr-50Nb-Ce/P_2O_5$ (مولر و همکاران، ۱۹۹۲)، ج) نمودار سه‌تایی $Th-Hf-Nb/2$ (کریمیچک و همکاران، ۲۰۱۱)، د) نمودار دوتایی Nb/Zr در برابر Th/Zr (کالرارد و همکاران، ۲۰۱۱).

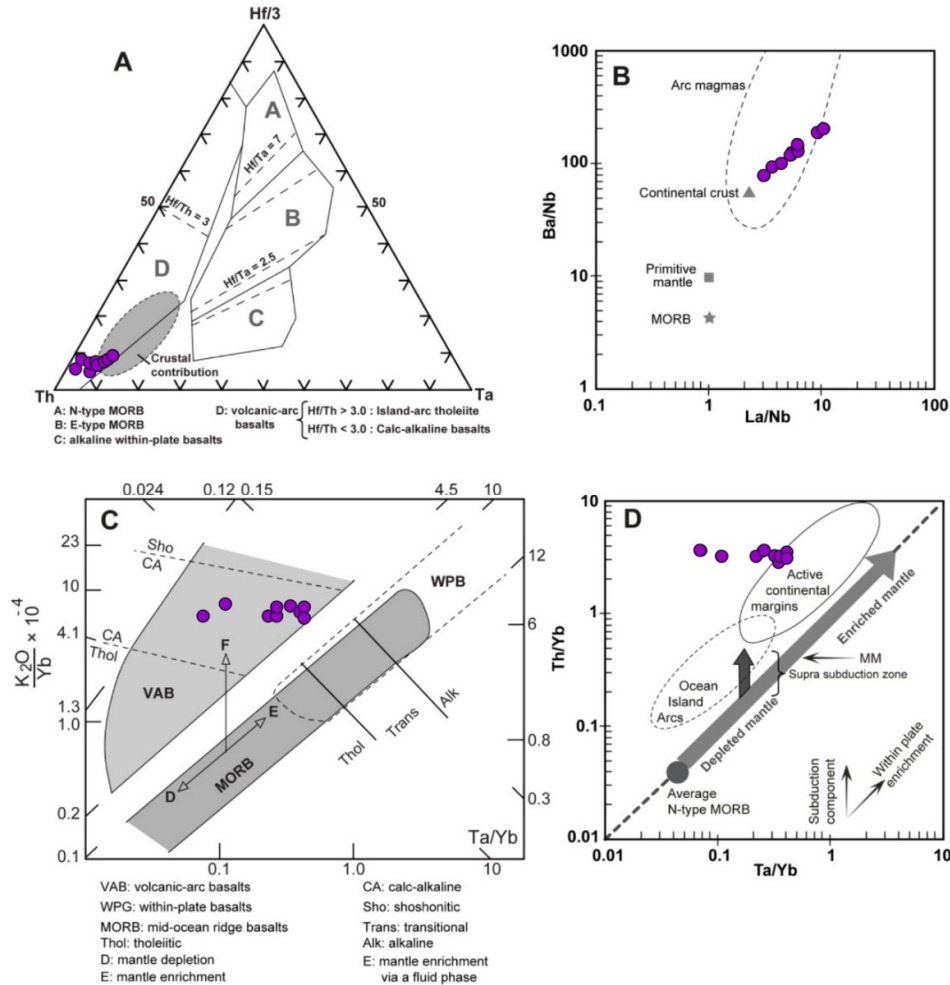
Fig. 7. Specialized tectonic setting discrimination diagrams for lamprophyres. a) Zr/TiO_2 vs. Ce/P_2O_5 diagram (Müller et al., 1992), b) $3Zr-50Nb-Ce/P_2O_5$ diagram (Müller et al., 1992), c) $Th-Hf-Nb/2$ diagram (Krmíček et al. 2011; 2020); d) Nb/Zr vs. Th/Zr (Kullerud et al., 2011).

عملکردی و ادامه این فشار در پلئیتوسن و کواترنری، باعث توسعه گسل‌های امتدادلغز راستگرد می‌شود. چنین گسل‌هایی در شمال‌غرب ایران بخصوص در استان آذربایجان غربی به وفور یافت می‌شود. حرکت چنین گسل‌هایی باعث ایجاد بخش‌های کششی در امتداد گسل‌های فوق شده و حوزه‌های کوچک کششی را ایجاد می‌نماید. همین حوزه‌ها می‌توانند باعث کاهش فشار شده، محلی مناسب برای ذوب، انتقال و تشکیل رخنمون‌های گدازه‌ای را فراهم نمایند. با توجه به اینکه در این مکان‌ها هنوز بقایای عناصر فرورانشی نئوتتیس باقی مانده‌اند، بنابراین شواهد پهنه‌های فرورانشی در این سنگ‌ها ظاهر

نکته مهم در این میان این است که در دوره کواترنری، در جایگاه زمین‌ساختی منطقه مورد بررسی، کمان آتشفشانی وجود ندارد. سن کواترنری سنگ‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که مدل تکتونوماگمایی تشکیل این سنگ‌ها می‌تواند مرتبط با بعد از بسته شدن کامل و برخورد قاره‌ای باشد. پژوهش‌های صورت گرفته در تحول زمین‌ساختی ایران، آشکار ساخته‌اند که جهت فشاری که صفحه عربی پس از بسته شدن نئوتتیس و برخورد با خرده صفحه ایران به آن وارد می‌نماید به صورت مایل از جنوب غرب به سمت شمال شرق با زاویه‌ای حدود ۵۵ درجه بوده است (مک‌کلی و همکاران، ۲۰۰۴؛ مولینارو و همکاران، ۲۰۰۵). اثر چنین

گنبد با سنگ‌های پتاسیک کالک‌آلکان و آلکان (شکل ۵) نیز گواهی دیگر بر شکل‌گیری آن‌ها در جایگاه زمین‌ساختی تحولی فرورانشی - برخوردی است.

شده است. روند تحولی نمونه‌های مورد بررسی از شرایط فرورانشی تا شرایط جایگاه زمین‌ساختی کششی پس از برخوردی (شکل ۷ ج) با این نتیجه‌گیری هماهنگی دارد. همچنین شباهت ژئوشیمیایی عناصر فرعی لامپروفیرهای



شکل ۸. نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی بازالت‌ها. الف) نمودار مثلثی Th-Hf/3-Ta (وود، ۱۹۸۰). همه نمونه‌ها در محدوده گدازه‌های مرتبط با کمان‌های آتشفشانی ترسیم می‌شوند. محدود سایه نمایش آرایش گدازه‌ها با عناصر پوسته قاره‌ای است. ب) نسبت عنصری Ba/Nb در مقابل La/Nb (جان و ژانگ، ۱۹۸۴). ج) نمودار $K_2O \cdot 10^{-4}/Yb$ در مقابل Ta/Yb (پی‌اس و همکاران، ۱۹۸۲). د) نمودار نسبت عنصری Th/Yb در مقابل Ta/Yb (ویلسون، ۱۹۹۷).

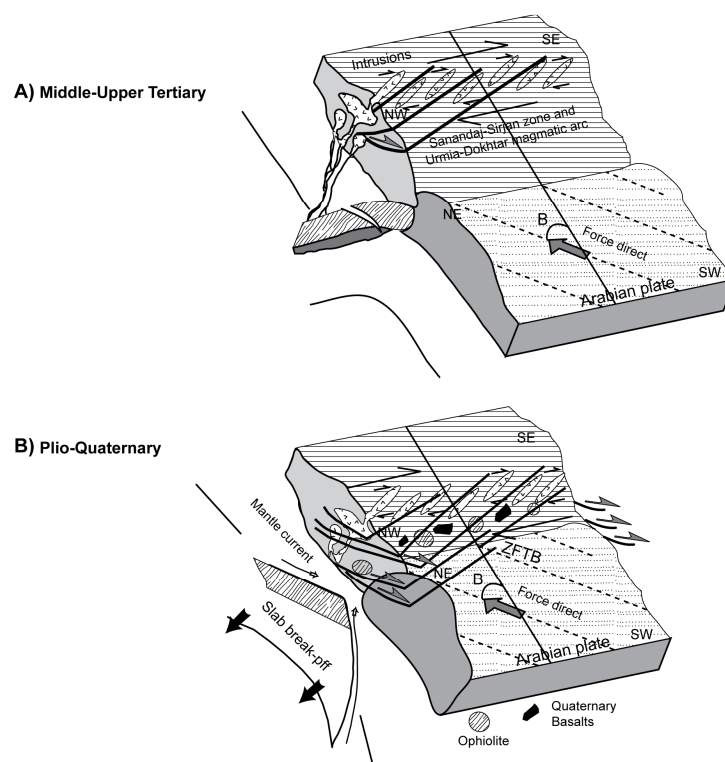
Fig. 8. Tectonic discriminating diagrams for basaltic rocks. a) Th-Hf/3-Ta ternary diagram (Wood, 1980). All the samples lie in the field of volcanic arc basalts. The shaded area shows contamination of the magmas by continental crust materials, b) Ba/Nb vs. La/Nb diagram (Jahn and Zhang, 1984), c) $K_2O \cdot 10^{-4}/Yb$ vs. Ta/Yb diagram (Pearce, 1982), d) Th/Yb vs. Ta/Yb diagram (Wilson, 1997).

ماگماتیسیم‌های کالک‌آلکان در این پهنه توسعه یابند (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱) و در زمان‌های بعد در پهنه ارومیه - دختر تداوم پیدا کنند (شکل ۹ الف). احتمالاً در اواسط یا اواخر سنوزوئیک نفوذتیس بسته و تصادم قاره‌ای بین اوراسیا و عربی رخ داده است (برای مثال مولینارو و همکاران، ۲۰۰۵؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). با بسته شدن

با بررسی شواهد کانی‌شناسی، ژئوشیمی و موقعیت سنگ‌های مورد مطالعه در ساختار تکتونیکی ایران (پهنه سنجند - سیرجان) می‌توان مدلی تکاملی برای این سنگ‌ها ارائه نمود (شکل ۹). فرایند فرورانش در ژوراسیک و کرتاسه و همچنین در بخش عمده‌ای از سنوزوئیک به زیر پهنه سنجند - سیرجان باعث شده است تا در این زمان‌ها،

تولید مذاب‌هایی با مشخصات ماگمایی ذکر شده در بالا گردیده است. همچنین فرایند فرورانش مایل^۴ به زیر ایران مرکزی (برای مثال مک‌کلی و همکاران، ۲۰۰۴) و تداوم فشارش به صورت مایل پس از اتمام فرورانش از سمت صفحه عربی، باعث شده است تا تعدادی گسل امتداد لغز راستگرد^۵ عمیق بزرگ مقیاس تا اعماق پوسته زیرین در پهنه سهندج - سیرجان فعال شوند. این گسل‌های عمیق خود نیز باعث کاهش فشار بیشتر و توسعه شدیدتر فرایند ذوب بخشی شده اند (شکل ۹ ب). بعلاوه این گسل‌ها محل بسیار مناسبی برای انتقال مواد مذاب از گوشته بالایی به سطح زمین بوده‌اند.

کامل نئوتتیس، احتمالاً در زمان پلیستوسن و کواترنری فرایند شکست در بقایای تیغه فرورانده شده نئوتتیس^۱ درست در زیر پهنه‌های سهندج - سیرجان و ارومیه - دختر (مولینارو و همکاران، ۲۰۰۵؛ دیلک و همکاران، ۲۰۱۰؛ آگارد و همکاران، ۲۰۱۱)، باعث شده است تا در بخش‌هایی از این دو پهنه ساختاری، یک فرایند برخاستگی حرارتی در گوشته^۲ رخ داده و در نتیجه آن، کاهش فشار در بخش فوقانی گوشته صورت بگیرد (شکل ۹ ب). در نتیجه این فرایند، بخشی از گوشته که قبلاً تحت تاثیر فرورانش قرار گرفته بود، همراه با بخش‌های اضافه شده، دچار ذوب بخشی ناشی از کاهش فشاری^۳ شده‌اند. این فرایند باعث



شکل ۹. مدل تکتونوماگمایی برای تحولات زمین ساختی و ماگمایی در محدوده گنبد سرو، شمال غرب ارومیه. الف) فرورانش نئوتتیس به زیر ایران مرکزی و ایجاد پهنه‌های سهندج - سیرجان و ارومیه - دختر. ب) برخورد صفحه عربی و اوراسیا و تشکیل سه پهنه ساختاری ایران (کمان ماگمایی ارومیه - دختر، پهنه سهندج - سیرجان و کمربند تراستی زاگرس چین خورده: ZFTB)، همراه با ایجاد شکستگی در تیغه فرورانده شده (Slab break off) نئوتتیس و گسل‌های عمیق در اثر جریان حرارتی گوشته.

Fig. 9. Tectonomagmatic model for tectonic evolution of the Gonbad area, NW Urumieh. a) subduction of Neo-Tethys beneath the central Iran microplate and formation of Sanandaj-Sirjan and Urmieh-Dokhtar zones. b) Collision of the Arabian plate with Eurasia and formation of three Iran litho-structural zones (Urmieh-Dokhtar magmatic arc, Sanandaj-Sirjan zone and Zagros thrust fold belt) combined with disruption in the subducting slab (Slab break off) and occurrence of deep faults due to mantle heat flow.

⁴ Oblique subduction

⁵ right-lateral strike-slip faults

¹ Slab break off

² upwelling of asthenosphere

³ Decompression melting

- subduction-dominated process. *Mineralogical Magazine*, 148: 692–725. doi.org/10.1017/S001675681100046X.
- Alavi, M (1994) Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229: 211–238. doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2.
- 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.
- Azizi, H., and Moinevaziri, H (2011) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamic*, 47: 167–179. doi.org/10.1016/j.jog.2008.12.002.
- Bayat, F., and Torabi, G (2011) Alkaline lamprophyric province of Central Iran. *Island Arc*, 20: 386–400. doi: 10.1111/j.1440-1738.2011.00776.x
- Berberian, M., and King, G. C (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18: 210–265. doi.org/10.1139/e81-019.
- Bergman, S. C (1987) Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. Geological Society, London, Special Publications, 30: 103–190.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N., and Altunkaynak, S (2010) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint: *International Geology Review*, 52: 536–578. doi.org/10.1080/00206810903360422.
- Downes, H., Balaganskayab, E., Bearda, A. R. L., and Demaiffe, D (2005) Petrogenetic processes in the ultramafic, alkaline and carbonatitic magmatism in the Kola Alkaline Province: a review. *Lithos*, 85: 48–75. doi.org/10.1016/j.lithos.2005.03.020.
- Gill, R (2010) *Igneous rocks and processes: A practical guide*: Wiley-Blackwell, 428p.
- Jahn, B. M., and Zhang, Z. Q (1984) Archean granulite gneisses from eastern Hebei province, China: rare earth geochemistry and tectonic implication. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 85: 224–243. doi.org/10.1007/BF00378102.
- Keskin, M (2005) Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia, available online at www.MantlePlumes.org.
- Krmíček, L., Cempírek, J., Havlín, A., Přichystal, A., Houzar, S., Krmíčková, M., and Gadas, P (2011) Mineralogy and petrogenesis of a Ba–Ti–Zr-rich peralkaline dyke from Šebkovice

۷- نتیجه‌گیری

سنگ‌های لامپروفیری گنبد سرو (شمال غرب ارومیه) به سن پلیستوسن در نتیجه شکست در تیغه فروزانده شده نفوذتیس به زیر ایران مرکزی، ایجاد شده‌اند. در نتیجه فعالیت گسل‌های عمیق راستگرد امتداد لغز یک کاهش فشار نیز به همراه شکست در تیغه فروز رو، شرایط برای ذوب گوه گوشته‌ای قدیمی محیا گشته و در آنجا مذاب‌هایی غنی از سیالات آگین ایجاد و در نهایت گدازه‌هایی با درشت‌بلورهای دیوپسید، اوژیت و آمفیبول با طبیعت آکالن تشکیل شدند. این مذاب‌ها در عناصر HFSE فقیر و در LILE غنی هستند که مشخصه بارز پهنه‌های فروزانشی می‌باشند اما در عین حال تحول ژئوشیمیایی به سوی جایگاه‌های پس از برخوردی را نیز نشان می‌دهند. همچنین ویژگی‌های زمین‌ساختی باعث شده است تا سنگ‌های مافیک گنبد تغییرات منظمی در مقادیر عناصر ناسازگار متحرک و نامتحرک را نشان دهند؛ بطوریکه روند کاهیدگی و افزودگی این عناصر منطبق با تغییرات کانی‌شناسی در این سنگ‌ها با مشخصاتی شبیه به آکالی بازالت و تراکی بازالت شده است.

۸- قدردانی

به این وسیله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه‌های ارومیه و شهید چمران اهواز که شرایط این پژوهش را فراهم نمودند، تشکر می‌شود.

References

- Azhdari, K., Mohammadi, H., Ramezai, F., Tajbakhsh, G. Tahooneh, M., Aghanabati, A., and Haghipour, A (2004) Geology map of the Sarv area, scale: 1:100000. Geology Survey of Iran.
- Aghanabati, A (2004) Geology of Iran. Geology Survey of Iran publication.
- Fazlnia, A. and Kouzekoulani, F (2013) Petrography, geochemistry and tectonomagmatic setting of the southwestern Salmas lamprophyres and related rocks. *Petrological Journal*, 3(12): 69–88.
- Abdelfadil, K. M., Romer, R. L. Seifert, T. and Lobst, R (2013) Calc-alkaline lamprophyres from Lusatia (Germany)—Evidence for a repeatedly enriched mantle source. *Chemical Geology*, 353: 230–245. doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.10.023.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monié, P., Meyer, B., and Wortel, R (2011) Zagros orogeny: a

- classification of the igneous rocks. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 136: 169–206.
- Sun, S. S., and McDonough, W. F (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: Saunders, A.S. and Norry, M. J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins: Geological Society of London, Special Publication*, 42: 313–345.
- Torabi, G (2009) Late Permian lamprophyric magmatism in North-East of Isfahan Province, Iran: A mark of rifting in the Gondwanaland. *Comptes Rendus Geoscience*, 341: 85–94. doi.org/10.1016/j.crte.2008.11.011.
- Torabi, G (2010) Early Oligocene alkaline lamprophyric dykes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central–East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction. *Island Arc*, 19: 277–291.
- Wilson, B. M (1997) igneous petrogenesis a global tectonic approach: Springer, Netherlands, 466 p.
- 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 Science Letters*, 50: 11–30. doi.org/10.1016/0012-821X(80)90116-8.
- Xiong, X. L., Adamb, T. J. and Greenb, T. H (2005) Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis. *Chemical Geology*, 218: 339–359. doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.01.014.
- (Czech Republic): recognition of the most lamproitic Variscan intrusion. *Lithos*, 121(1-4): 74–86. doi.org/10.1016/j.lithos.2010.10.005.
- Krmíček, L., Romer, R. L., Timmerman, M. J., Ulrych, J., Glodny, J., Přichystal, A., and Sudo, M (2020) Long-lasting (65 Ma) regionally contrasting late-to post-orogenic Variscan mantle-derived potassic magmatism in the Bohemian Massif. *Journal of Petrology*, 61(7): egaa072. doi.org/10.1093/petrology/egaa072.
- Kullerud, K., Zozulya, D., Bergh, S.G., Hansen, H., and Ravna, E.J.K (2011) Geochemistry and tectonic setting of a lamproite dyke in Kvaløya, North Norway. *Lithos*, 126: 278 – 289. doi.org/10.1016/j.lithos.2011.08.002.
- LeMaitre, R. W (2002) *Igneous rocks – a classification and glossary of terms. Recommendations of the IUGS subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*: Cambridge: Cambridge University Press, 2th edition.
- McClay, K. R., Whitehouse, P. S., Dooley, T. and Richards, M (2004) 3D evolution of fold and thrust belts formed by oblique convergence. *Marine and Petroleum Geology*, 21: 857–877. doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2004.03.009.
- Middlemost, E. A (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, 37(3-4): 215–224. doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9.
- Moayyed, M., Moazzen, M., Calagaria, 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*, 68: 141–154.
- Molinaro, M., Zeyen, H. and Laurencin, X (2005) Lithospheric structure beneath the south-eastern Zagros Mountains, Iran recent slab break-off. *Terra Nova*, 17: 1–6. doi: 10.1111/j.1365-3121.2004.00575.x.
- 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. doi.org/10.1007/BF01173568.
- Pearce, J. A (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, In: Thopre, R.S. (Eds.), *Andesites*: Wiley, Chichester, 525–548 pp.
- Rock, N. M. S (1991) *Lamprophyres*: Blackie, Glasgow, 285p.
- Stöcklin, J (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52: 1229–1258.
- Strekeisen, A. L., and LeMaitre, W (1979) A chemical approximation to the modal QAPF

Geochemistry and petrology of the South Gonbad mafic volcanic rocks from the Northwest Urmia

A. Fazlnia¹ and M. M. Miri^{*2}

1- Prof., Dept., of Geology, Faculty of Sciences, Urmia University, Urmia, Iran

2- Assist. Prof., Dept., of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

* m.miri@scu.ac.ir

Received: 2023.11.18 Accepted: 2024.1.15

Abstract

The Gonbad Pleistocene mafic volcanic rocks from the Northwest Urmia occur on the old floodplain deposits of the Sanandaj-Sirjan zone. The rocks crop out with prismatic and scoria structures. Petrographic and geochemical studies show that the rocks of this region are mostly comptonitic lamprophyre with characteristics comparable to alkali basalts and trachybasalt, with alkaline nature and occur as a lava flow among the basaltic-trachybasalt flows. The lamprophyres are mainly composed of clinopyroxene and some amphibole. All of the rocks show porphyritic, glomeroporphyritic, and amygdaloidal textures. The Gonbad mafic volcanic rocks are enriched in the Ba, Th, U, and LREE and depleted in the Ta, Nb, Hf, and Rb that are consistent with continental subduction zone settings. After subduction of the Neo-Tethys beneath the Central Iran, a slab break-off occurred in the remnants of Neotethys oceanic crust, just in the collision zone of Arabian-Eurasian plates. Pressure due to oblique direction convergence of the Arabian and Eurasian plates and activity of right-lateral strike-slip fault, resulted from the slab break-off in the Neotethys remnants, and caused thermal uplift, decrease of lithostatic pressure in the mantle and decompression melting in the upper mantle. The mafic mantle released melts ascend through that fault system and contaminated by the continental subduction zone materials before eruption.

Keywords: Lamprophyre, Comptonite, Alkaline, Subduction, Neo-Tethys, Gonbad

Introduction

Azerbaijan province. The movement of such faults created small Rock (1991) and Gill (2010) classified lamprophyres into three main groups based on their mineralogical characteristics, geochemical composition, and tectonic setting:

a) Calc-alkaline lamprophyres, typically associated with orogenic belts, are characterized by phenocrysts of biotite or hornblende and a groundmass containing alkali feldspar or plagioclase, without feldspathoids. These rocks commonly occur alongside granitoid intrusions. b) Alkaline lamprophyres are defined by the presence of phenocrysts such as chrysotile or augite, set in a groundmass that includes both feldspar and feldspathoids. They are commonly associated with syenite-gabbro complexes and alkaline-carbonatite assemblages in continental rift zones. c) Ultramafic lamprophyres contain phenocrysts of phlogopite, olivine, or augite within a groundmass that may include perovskite, carbonate, or melilite. These rocks typically have variable silica contents (generally 10–20 wt%), are relatively rare, and are

associated with alkaline-carbonatite ultramafic complexes and syenites in rift-related settings. Lamprophyres ranging in age from the Paleozoic to the Oligocene have been reported from various tectonic environments across Central Iran. Most are volcanic to subvolcanic in nature and exhibit mafic compositions. In the Gonbad Sarv region, located in northwestern Urmia, Pleistocene volcanic rocks of lamprophyric affinity have been identified; however, they remain largely unstudied. This research aims to investigate the geochemical characteristics and tectonic setting of these Pleistocene alkaline lamprophyres using integrated field observations, petrographic analysis, and whole-rock geochemistry.

Materials and methods

A total of 50 rock samples were systematically collected along a north-south transect across the lamprophyre outcrops. In addition, 12 samples were collected randomly to capture broader variability. Following detailed petrographic examination, 10 representative samples were selected based on their geographic distribution,

mineralogical composition, and textural features for whole-rock geochemical analysis. Major and trace element concentrations were determined at GeoLab, Canada. Major elements were analyzed using inductively coupled plasma–atomic emission spectrometry (ICP-OES), and trace elements were measured by inductively coupled plasma–mass spectrometry (ICP-MS), both conforming to ISO/IEC 17025 standards.

Petrography

The studied lamprophyres predominantly exhibit porphyritic and glomeroporphyritic textures, with trachytic and amygdaloidal textures observed locally. Phenocrysts consist mainly of clinopyroxene (augite and diopside; 20–30 modal%), amphibole (5–20 modal%), and turbid minerals (3–10 modal%), with rare biotite (less than 1 modal%). Amphiboles and biotites are partially to completely oxidized and commonly replaced by opaque minerals. The groundmass is composed of plagioclase microlites, fine-grained clinopyroxene, and volcanic glass. The mineralogical assemblage and textural features indicate that these lamprophyres are of alkaline affinity, closely resembling alkali basalts. CIPW normative calculations reveal the presence of olivine and nepheline, further confirming the alkaline nature of the rocks.

Geochemistry

The studied lamprophyres display SiO_2 contents ranging from 45 to 47 wt% and $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ values between 5 and 6 wt%. On the TAS diagram, the samples plot within the fields of alkaline basalt, trachy-basalt, and other alkaline rock types. When plotted on the K_2O – MgO – Al_2O_3 ternary diagram, the samples fall within the lamprophyre field, supporting their classification. Additional discrimination diagrams, such as SiO_2 vs. K_2O and Al_2O_3 – MgO – CaO , also indicate both alkaline and calc-alkaline affinities among the samples. Trace element and rare earth element (REE) spider diagrams reveal distinct geochemical patterns. The trace element diagrams show positive anomalies for U and Pb, coupled with negative anomalies for Nb, Ta, and Ti, which are commonly associated with subduction-related processes. The chondrite-normalized REE patterns exhibit strong LREE enrichment with high LaN/YbN ratios ranging from 14.2 to 15, and slightly positive Eu anomalies ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.1$ – 1.2). For comparison, the alkaline and calc-alkaline lamprophyre fields

defined by Krmíček et al. (2020) are shown. The majority of the studied samples plot within the overlapping zone of both fields, indicating transitional geochemical features.

Discussion

Magma Origin

The concentrations of incompatible elements in igneous rocks are key indicators of their source characteristics and magmatic evolution. The coherent behavior of incompatible trace elements—particularly the rare earth elements (REEs)—across all studied samples suggests that the Gonbad Sarv lamprophyres are petrogenetically related and likely derived from a common magmatic source. The elevated LREE/HREE ratios observed in these rocks imply either a source enriched in light rare earth elements or the retention of heavy rare earth elements in residual phases during partial melting. Such fractionation patterns are consistent with partial melting of a mantle source characterized by spinel lherzolite or a garnet–spinel lherzolite assemblage, undergoing approximately 1% equilibrium partial melting. The alkaline geochemical signature, combined with high $(\text{La}/\text{Yb})\text{N}$, $(\text{La}/\text{Sm})\text{N}$, and $(\text{Sm}/\text{Yb})\text{N}$ ratios, supports derivation from an enriched mantle source under low degrees of melting. Minor positive Eu and Sr anomalies in the REE and trace element patterns suggest a limited contribution of plagioclase in the source region, which may have partially remained in the residue during melting. Alternatively, these anomalies could reflect minor crustal contamination during magma ascent or emplacement, particularly given the elevated Sr concentrations, which are commonly associated with interaction with continental crustal material.

Tectonic Setting

To investigate the tectonic environment of the Gonbad Sarv lamprophyres, a series of geochemical discrimination diagrams specifically designed for potassic rocks were utilized. In particular, the Zr/TiO_2 vs. $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$ and 3Zr – 50Nb – $\text{Ce}/\text{P}_2\text{O}_5$ diagrams indicate that the lamprophyres possess geochemical signatures typical of active continental margin subduction zones. However, the samples plot near the boundary with post-collisional lamprophyres, suggesting a transitional tectonic setting. This interpretation is further supported by their distribution on the Th – Hf – $\text{Nb}/2$ and Nb/Zr vs. Th/Zr diagrams. According to Krmíček

et al. (2020), potassic magmatic rocks can reflect a relatively continuous tectonic evolution, transitioning from subduction-related settings to post-collisional and eventually to intraplate rift environments. The compositional trend of the Gonbad Sarv lamprophyres aligns well with this evolutionary model. Additional tectonic discrimination diagrams for basaltic rocks—such as Th–Hf/3–Ta, Ba/Nb vs. La/Nb, $(K_2O \times 10^4)/Yb$ vs. Ta/Yb, and Th/Yb vs. Ta/Yb—further corroborate a subduction-related magmatic signature. The samples consistently plot within the fields of arc-related alkaline basalts, reinforcing the idea that their mantle source was modified by subduction-derived components. However, it is important to note that no Quaternary volcanic arc has been identified in the Gonbad Sarv region. The Pleistocene age of the studied lamprophyres suggests that their formation is more likely associated with post-collisional tectonomagmatic activity following the final closure of the Neo-Tethys Ocean and the subsequent continental collision between the Arabian and Eurasian plates. Tectonic studies of the Iranian microplate reveal that the convergence direction of the Arabian plate relative to Iran has been oriented southwest to northeast, at an angle of approximately 55° . The sustained convergence during the Pleistocene and Quaternary led to the development of numerous dextral strike-slip faults, particularly in northwestern Iran, including West Azerbaijan Province. The movement along these faults generated localized extensional zones, which reduced lithospheric pressure and facilitated partial melting in the mantle. These tensile zones provided suitable conditions for magma generation, ascent, and emplacement. Given the presence of Neo-Tethyan subduction zone remnants in the region, it is plausible that the Gonbad Sarv lamprophyres inherited their

subduction-related geochemical signatures from a previously metasomatized mantle source. The geochemical evolution of the samples, which reflects a transition from subduction to post-collisional magmatism, supports this interpretation. Finally, the geochemical affinity of the Gonbad Sarv lamprophyres with both calc-alkaline and alkaline potassic rocks provides additional evidence for their formation in a subduction–collision tectonic setting, consistent with a complex geodynamic evolution influenced by both mantle processes and regional tectonics.

Conclusion

The Gonbad Sarv lamprophyres, located in the northwest of Urmia, were emplaced during the Pleistocene as a consequence of slab break-off during the final stages of Neo-Tethys subduction beneath Central Iran. The activation of deep-seated dextral strike-slip faults led to localized pressure reductions, which, in combination with the collapse of the subducting slab, created favorable conditions for partial melting of a previously metasomatized mantle wedge. The resulting magmas were alkaline and aqueous-rich, crystallizing diopside, augite, and amphibole phenocrysts—typical of lamprophyric compositions. Geochemically, the rocks are enriched in large ion lithophile elements (LILE) and depleted in high field strength elements (HFSE), a signature commonly associated with subduction-modified mantle sources. While retaining clear subduction-related geochemical features, the lamprophyres also exhibit evidence of progressive geochemical evolution toward post-collisional settings, reflecting the complex tectonomagmatic transition from convergence to post-collision in the region.