



سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی سنگ‌های ماگمایی منطقه شمال کلاته‌شب (شرق سربیشه)، شرق ایران

فاطمه یاری*، محمدحسین زرین‌کوب، سیدسعید محمدی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۶/۱۷، نسخه نهایی: ۹۸/۱۰/۲۱)

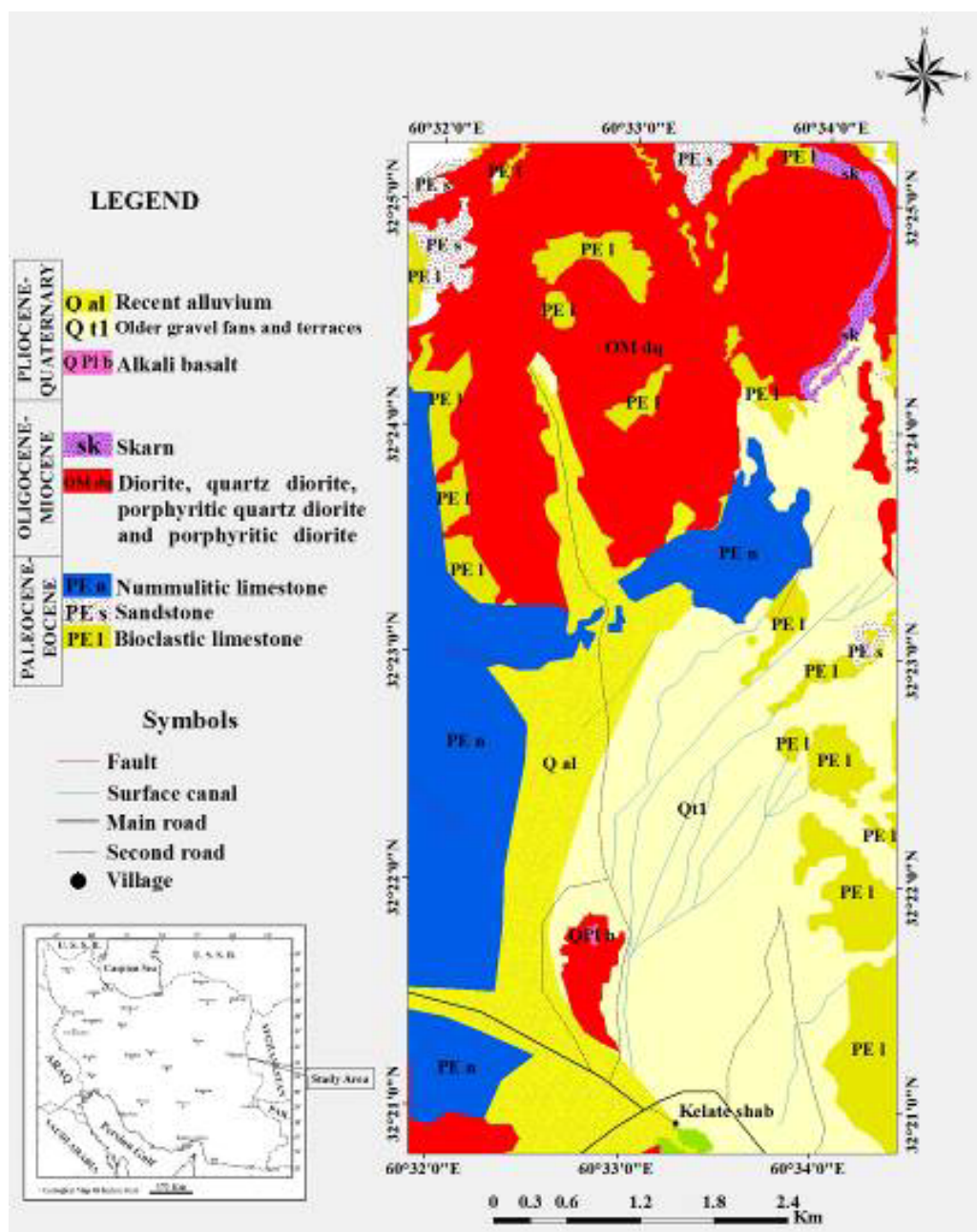
چکیده: منطقه مورد بررسی در ۱۰۵ کیلومتری شرق سربیشه در استان خراسان جنوبی و در پهنه جوش خورده سیستان قرار دارد. سنگ‌های ماگمایی این منطقه به‌صورت توده‌های عمیق و نیمه عمیق شامل دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز دیوریت پورفیری و دیوریت پورفیری با سن الیگو میوسن رخنمون دارند. این سنگ‌ها دارای بافت‌های دانه‌ای، پورفیری با زمینه ریزدانه، افیتیک، بین‌دانه‌ای و گلومروپورفیری هستند. کانی‌های سازنده سنگ‌های بررسی شده شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند، کوارتز، بیوتیت، کلینوپروکسن، آپاتیت، زیرکن و اسفن هستند. ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم پایین است. نمونه‌ها غنی شدگی نسبی از عناصر خاکی نادر سبک و تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین را نشان می‌دهند. ناهنجاری منفی عناصر Nb، P، Ti و ناهنجاری مثبت K و Cs در این نمونه‌ها نشانگر تشابه آن‌ها با فعالیت ماگمایی کمان‌های آتشفشانی است. غنی شدگی در عناصر سنگ دوست بزرگ یون نسبت به عناصر با شدت میدان بالا نشان دهنده ماگمای وابسته به مناطق فرورانش است.

واژه‌های کلیدی: کوارتز دیوریت پورفیری؛ کلاته‌شب؛ الیگو میوسن؛ پهنه جوش خورده سیستان.

مقدمه

ریخت شده است که طی بسته شدن اقیانوس سیستان به‌عنوان باریکه‌ای از اقیانوس نئوتتیس که پهنه‌های قاره ای افغان و لوت را از هم جدا می‌کرده، در اواخر کرتاسه- پالئوسن جای‌گیر شده است. فعالیت ماگمایی رخ داده در بخش شمالی پهنه سیستان را می‌توان به پنج مرحله کرتاسه پیشین، کرتاسه پسین، ائوسن پیشین، ائوسن میانی- الیگوسن و میوسن- کواترنری تقسیم کرد که هر یک دارای مشخصه‌های زمین شیمیایی ویژه‌ای هستند [۳].

منطقه مورد بررسی در ۱۷۰ کیلومتری جنوب شرق بیرجند، ۱۰۵ کیلومتری شرق سربیشه، در شمال روستای کلاته‌شب قرار دارد. این منطقه به عنوان بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ ماسشهرود [۱]، بین طول‌های جغرافیایی ۲۹° ۶۰' و ۳۴° ۶۰' شرقی و عرض- های جغرافیایی ۲۱° ۳۲' و ۲۶° ۳۲' شمالی در استان خراسان جنوبی و در بخش شمالی زمین درز سیستان [۲] واقع است (شکل ۱). باور کلی بر آن است که پهنه جوش خورده سیستان یک مجموعه بهم افزوده و دگر



شکل ۱ نقشه زمین شناسی منطقه مورد بررسی (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیرو با تغییرات).

اکسید و ذوب شده است. دایک های شمال و غرب زاهدان با سن الیگو-میوسن در مجموعه رسوب های فلیشی با سن ائوسن و بخشی نیز در توده گرانیتی کنار مجموعه فلیشی (گرانیت زاهدان) در پهنه زمین درز سیستان برونزد دارند. خاستگاه این سنگ ها گوشته ای غنی شده و گارنت لرزولیتی بوده است. توده های نفوذی جنوب معین آباد (زیرکوه قاین) دارای ماهیت قلیایی ضعیف با آلومینیوم متوسط هستند که در یک موقعیت زمین-ساختمانی کمان ماگمایی کرانه فعال قاره جایگیری کرده-اند. آثار جدید نئوژن تا کواترنری در راستای کوه

سن سنجی اکلوزیت های پهنه سیستان ۷۴ تا ۸۰ میلیون سال را نشان می دهد. بررسی های زمین شیمیایی و زمین ساختمانی ماگمایی توده گرانیتوئیدی کوه گپدان با برونزد در فلیش های ائوسن نشان می دهد که پیدایش آن ها به احتمال بسیار با فروانش پوخته اقیانوسی نئوتتیس و برخورد قطعه های لوت و سیستان در ارتباط بوده است. سن فعالیت ماگمایی مجموعه آذرین شرق ایران را ائوسن تا الیگومیوسن تعیین کرده اند و خاستگاه فعالیت آتشفشانی با ویژگی های نوع کرانه قاره را گوشته بالایی می دانند که در اثر آب آزاد شده از فروانش،

عناصر جزئی و نادر در آزمایشگاه Acme کانادا (کد 4A4B) انجام شد.

زمین‌شناسی منطقه

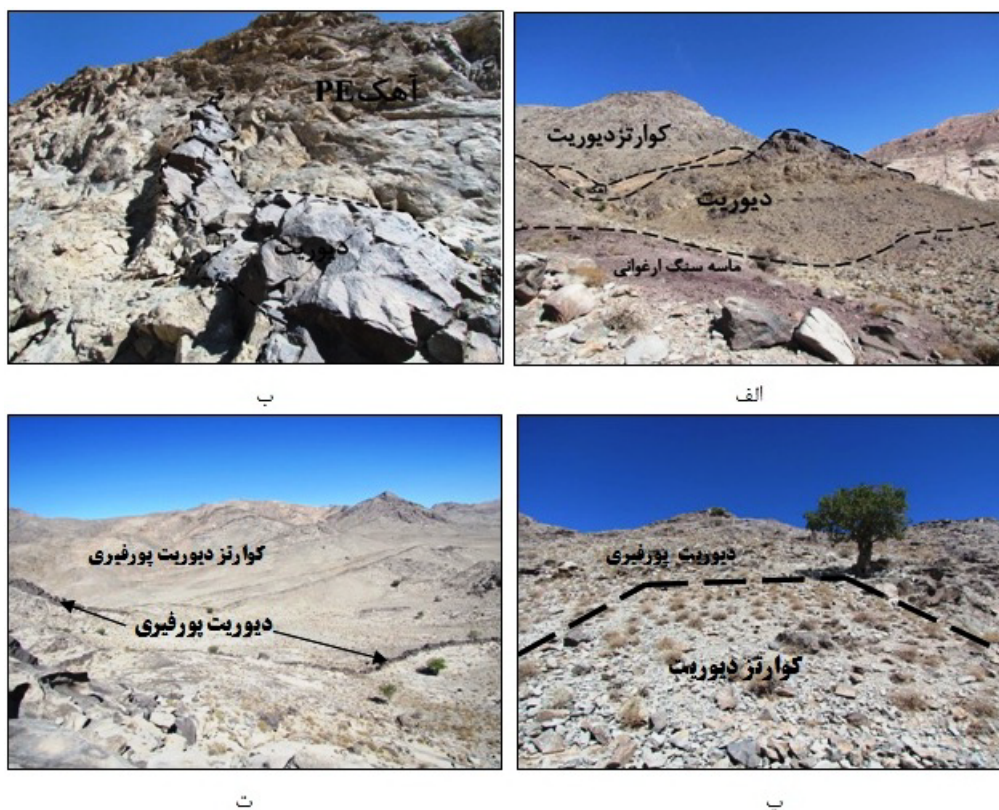
قدیمی‌ترین واحد سنگی در منطقه شمال کلاته شب ماسه سنگ و سنگ آهک‌های با سن پالئوسن-اؤسن [۱۴] هستند. هجوم توده‌های عمیق و نیمه عمیق الیگومیوسن به این واحدها [۱] باعث کانی‌زایی شده است [۱۵، ۱۶]. دیوریت قدیمی‌ترین واحد آذرین منطقه است که به صورت زبانه، دایک و زینولیت درون توده‌های جدیدتر حضور دارد (شکل‌های ۲ الف و ب). کوارتز دیوریت (OM^{dq}) از گسترش بسیاری برخوردار است. بیشتر حجم توده در سمت راست منطقه است (شکل‌های ۲ الف و پ). کوارتز دیوریت پورفیری (OM^{pdq}) به صورت توده‌ای بوده و بیشترین گسترش سمت چپ منطقه را تشکیل داده است (شکل ۲ ت). دیوریت پورفیری (OM^{pd}) به صورت استوک و همچنین به صورت دایک همه فازهای قدیمی منطقه را قطع کرده است (شکل‌های ۲ پ و ت).

سرهنگی و کوه فغان در لبه شمالی قطعه های لوت ایران مرکزی، از فعالیت کواترنری سامانه‌های گسلی متمرکز شده است [۴-۱۱].

فعالیت ماگمایی ائوسن-الیگوسن در بخش شمالی پهنه سیستان به صورت توده‌های عمیق، نیمه عمیق، گدازه ای و آذرآواری برونزد نموده [۵] و گاهی باعث کانسارسازی شده است [۱۲، ۱۳]. نفوذ توده‌های عمیق و نیمه عمیق با سن الیگومیوسن [۱] به درون واحدهای کربناتی در شمال کلاته شب باعث اسکارن‌زایی شده است. در این پژوهش سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی توده‌های عمیق و نیمه عمیق نام برده بررسی شده و محیط زمین ساختی آن‌ها تعیین شده است.

روش پژوهش

این پژوهش بر پایه برداشت‌های صحرایی، بررسی ۱۴۰ مقطع نازک و تجزیه شیمیایی ۹ نمونه سنگی با کمترین دگرسانی به روش طیف سنجی نشری پلاسمای جفت شده القایی (ICP-ES) برای عناصر اصلی و طیف سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) برای

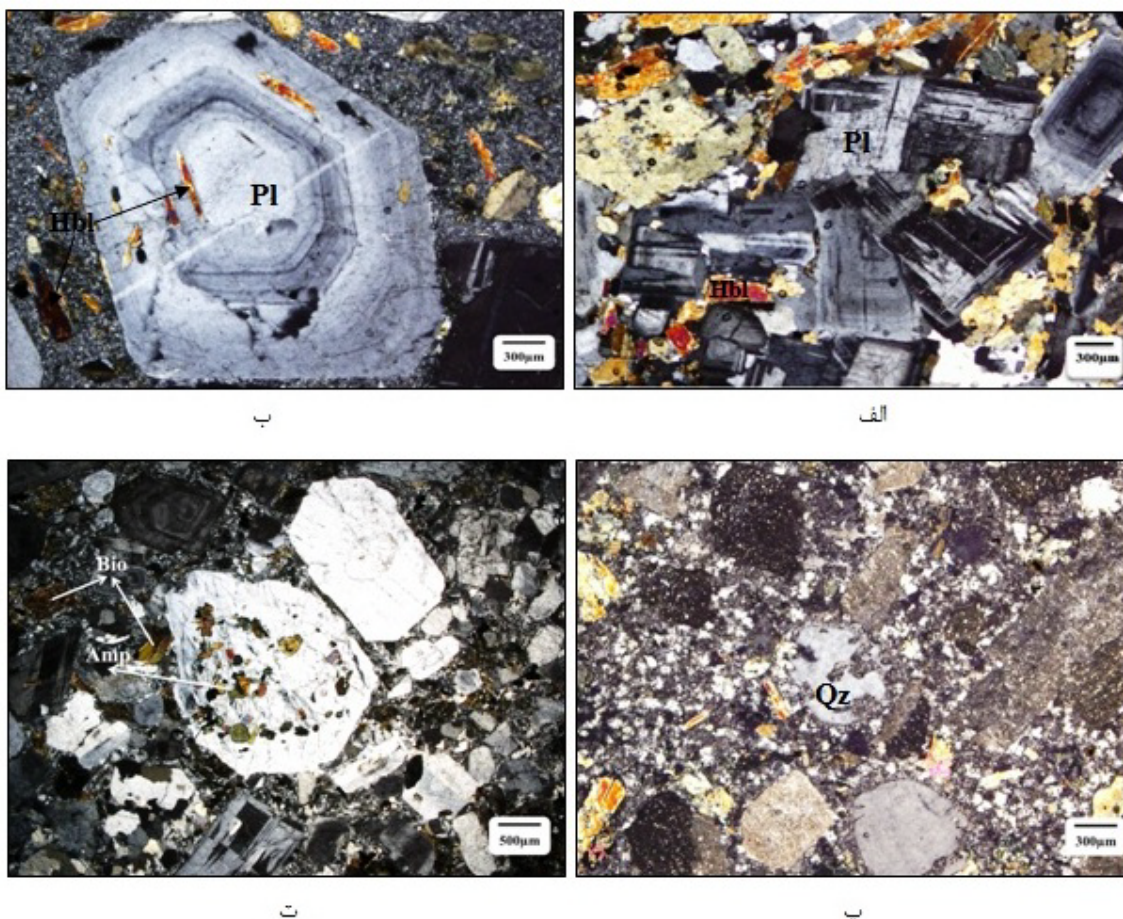


شکل ۲ تصاویر روابط صحرایی بین واحدهای سنگی منطقه شمال کلاته شب: الف) حضور توده دیوریتی بین واحدهای آهک و ماسه سنگ ارغوانی، ب) حضور زبانه دیوریتی درون واحد آهک منطقه، پ) حضور توده کوارتز دیوریتی در مرز با توده دیوریت پورفیری و ت) دایک‌های دیوریت پورفیری در توده کوارتز دیوریت پورفیری.

سنگ‌نگاری

دیوریت: بافت‌های دانه‌ای، ریزدانه‌ای و پوئی کیلیتیک در این واحد سنگی رایج است. بلورهای شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آندزین) با ماکل پلی سنتیتیک، پریکلین (شکل ۳ الف) و در برخی موارد دارای منطقه‌بندی از سازندگان اصلی هستند که ۷۰ تا ۸۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. هورنبلند مهم‌ترین کانی فرومنیزین این سنگ است که بیشتر شکل‌دار و گاهی نیمه شکل‌دار است و حدود ۱۰ تا ۲۵ درصد در سنگ وجود دارد. مشخصه بیشتر سنگ‌های دیوریتی حضور کانی‌های آبدار مانند هورنبلند است [۱۷]. بیوتیت نیز به صورت شکل‌دار ۱-۲ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و اسفن بوده و کانی‌های رسی، کربنات، کلریت، اپیدوت و کانی‌های کدر از جمله کانی‌های ثانویه در این واحد سنگی هستند.

کوارتز دیوریت: بافت‌های دانه‌ای، ریزدانه‌ای، بین‌دانه‌ای و پوئی کیلیتیک در این واحد متداولند. بافت پوئی کیلیتیک نشان دهنده تبلور کانی هورنبلند پیش از پلاژیوکلاز است. اگر ماگما دارای آب باشد، آمفیبول پیش از پلاژیوکلاز متبلور می‌شود. تنها در فشار بخار آب حدود ۲ کیلو بار و دمای ۹۲۰ درجه سانتی‌گراد، آمفیبول و پلاژیوکلاز همزمان متبلور می‌شوند [۱۸]. پلاژیوکلازهای شکل‌دار با ماکل پلی سنتیتیک، پریکلین، آلبیتی و با منطقه‌بندی نوسانی (شکل ۳ ب) ۷۰ تا ۸۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. منطقه‌بندی نوسانی می‌تواند در اثر تغییر ترکیب طی رشد یک پلاژیوکلاز رخ دهد [۱۹]. هورنبلندهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار ۱۰ تا ۲۵ درصد کانی‌های اصلی این سنگ را می‌سازند. کوارتزهای بی‌شکل ۵ تا ۱۰ درصد و بیوتیت‌ها با مقادیر کم (۱ تا ۲ درصد) حضور دارند.



شکل ۳ الف: حضور پلاژیوکلاز با ماکل‌های پریکلین، پلی سنتیتیک و دارای منطقه‌بندی در دیوریت شمال کلاته شب، ب) منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلازهای موجود در دیوریت پورفیری، پ) کوارتزهای گرد شده و خلیجی در کوارتز دیوریت پورفیری شمال کلاته شب و ت) حضور آمفیبول (هورنبلند) و بیوتیت در دیوریت پورفیری شمال کلاته شب. تصویرها در نور قطبیده متقاطع، XPL، ثبت شده‌اند. (نشانه‌های اختصاری برگرفته از مرجع [۲۱] هستند: Pl- پلاژیوکلاز؛ Hbl- هورنبلند؛ Qz- کوارتز؛ Bio- بیوتیت؛ Amp- آمفیبول).

صورت شکل‌دار تا حدود ۲۵ درصد حجم درشت بلورها را تشکیل می‌دهند. آمفیبول‌ها گاهی به کلریت و بیوتیت دگرسان شده‌اند. بیوتیت‌ها تا اندازه‌ای کلریتی شده‌اند (شکل ۳ ت). فراوانی کانی‌های آبدار چون هورنبلند و بیوتیت بیانگر آبدار بودن ماگمای مادر حدواسط آن‌هاست [۲۱]. کانی‌های آپاتیت، زیرکن و اسفن فرعی و کانی‌های کدر، کلریت، کانی‌های رسی، کربنات، اپیدوت، زوئیزیت و کلینوزوئیزیت از کانی‌های ثانویه هستند.

زمین‌شیمی

نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ آورده شده است [۲۲]. دیده می‌شود که مقدار SiO_2 در نمونه‌ها از ۵۸/۴۳ تا ۶۵/۹۰ درصد وزنی متغیر است و نمونه‌ها در نمودار سیلیس نسبت به اکسیدهای قلیایی (TAS) [۲۳] در گستره دیوریت و کوارتز دیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۴). بر پایه نمودار ابروین و باراگار [۲۴]، سنگ‌های عمیق و نیمه عمیق منطقه کلاته‌شب در گستره نیمه قلیایی قرار دارند (شکل ۵). بر اساس نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۲۵]، سنگ‌های منطقه در گستره پتاسیم پایین (شکل ۶) هستند. مقدار Rb در نمونه‌های منطقه از ۱۷/۶ تا ۳۲/۳ ppm متغیر بوده که مقدار کم آن نشان دهنده نبود فلدسپار پتاسیم در نمونه‌هاست.

کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و اسفن بوده و کانی‌های دگرسانی شامل اپیدوت، کربنات، کانی رسی و کلریت هستند. کوارتز دیوریت پورفیری: این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری، پوئی کیلیتیک و گلومروپورفیری هستند. پلاژیوکلازهای شکل-دار (الیگوکلاز- آندزین) بیشترین حجم درشت بلورها (۶۰ تا ۸۰ درصد) را تشکیل می‌دهند و دارای ماکل پریکلین، آلبیتی و منطقه‌بندی هستند. هورنبلند ۲۰ تا ۳۰ درصد و بیوتیت ۱ تا ۲ درصد به صورت شکل‌دار هستند. کوارتز به صورت ریز دانه و بی شکل در زمینه و همچنین به صورت درشت بلورهای خلیجی و گرد شده وجود دارد (شکل ۳ پ). خلیج شدگی‌ها در نتیجه خوردگی ماگمایی (بازجذب و انحلال) و ناپایداری بلور در برخورد با مذاب ایجاد می‌شوند [۲۰]. کلینوپیروکسن نیز به صورت شکل‌دار کمتر از ۱ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و اسفن بوده و کانی‌های ثانویه نیز شامل کانی کدر، کلریت، کانی رسی، کربنات و اپیدوت هستند.

دیوریت پورفیری: بافت این سنگ‌ها پورفیری، پوئی کیلیتیک و گلومروپورفیری بوده و دارای زمینه دانه ریز دربردارنده پلاژیوکلاز، کوارتز و هورنبلند هستند. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار بیشتر حجم درشت بلورها (۷۰ تا ۸۰ درصد) را تشکیل داده‌اند. هورنبلند، بیوتیت و کلینوپیروکسن نیز به

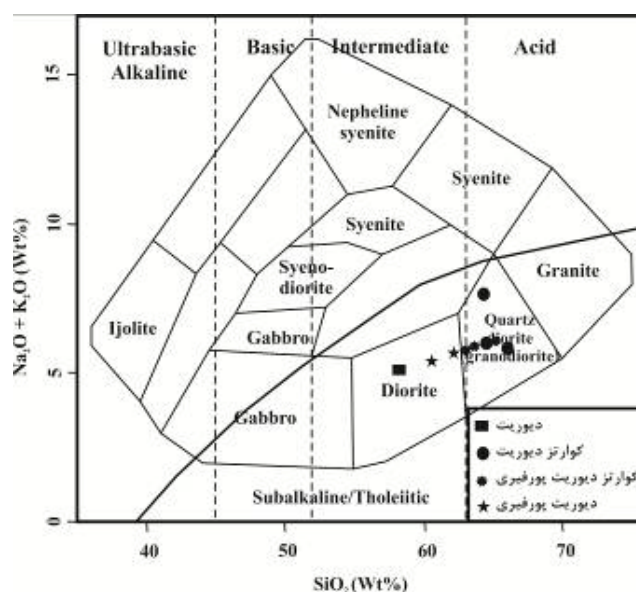
جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های منطقه کلاته شب (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر نادر بر حسب گرم در تن)

نمونه	013-IR-Y-26	013-IR-Y-28	013-IR-Y-34.1	013-IR-Y-54	013-IR-Y-61	013-IR-Y-70	013-IR-Y-73	013-IR-Y-110	M ₀ *
نوع سنگ	کوارتز دیوریت	دیوریت	کوارتز دیوریت	دیوریت	کوارتز دیوریت	کوارتز دیوریت	دیوریت	کوارتز دیوریت	کوارتز دیوریت
موقعیت نمونه	X	۶۰۳۲/۳۵/۹	۶۰۳۲/۳۸/۷	۶۰۳۲/۹۶	۶۰۳۲/۲۶/۷	۶۰۳۲/۱۲/۹	۶۰۳۲/۲۹/۸	۶۰۳۲/۵۱/۰	۶۰۳۲/۴۳/۳
	Y	۳۲۰۲۳/۲۰/۲	۳۲۰۲۳/۲۰/۲	۳۲۰۲۳/۵۰	۳۲۰۲۴/۵۲/۸	۳۲۰۲۴/۵۱/۲	۳۲۰۲۳/۵۱/۳	۳۲۰۲۴/۱۲/۹	۳۲۰۲۴/۵۸/۹۳
SiO_2	۶۲/۸۶	۵۸/۴۳	۶۵/۹۰	۶۲/۲۱	۶۵/۱۲	۶۳/۶۴	۶۰/۴۳	۶۴/۵۳	۶۴/۳۱
TiO_2	۰/۴۴	۰/۵۵	۰/۳۴	۰/۴۶	۰/۴۰	۰/۴۵	۰/۵۲	۰/۴۰	۰/۴۵
Al_2O_3	۱۶/۲۵	۱۶/۱۱	۱۷/۵۰	۱۶/۷۳	۱۶/۴۹	۱۵/۹۰	۱۶/۶۳	۱۶/۵۹	۱۶/۳۹
Fe_2O_3^1	۴/۲۴	۶/۳۶	۲/۹۳	۴/۳۰	۳/۵۳	۴/۲۳	۵/۱۴	۳/۸۲	۳/۹۸
MnO	۰/۰۸	۰/۱۶	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۹	۰/۰۶	۰/۰۷
MgO	۳/۳۸	۵/۱۰	۱/۸۶	۳/۳۵	۲/۵۰	۳/۴۴	۴/۱۵	۲/۸۸	۳/۰۲
CaO	۵/۱۸	۶/۴۱	۵/۲۹	۵/۳۸	۴/۹۳	۵/۴۶	۶/۲۱	۵/۲۰	۵/۱۹
Na_2O	۴/۶۶	۴/۱۴	۵/۲۱	۴/۷۴	۵/۱۳	۴/۷۷	۴/۶۶	۴/۹۹	۴/۸۴
K_2O	۰/۸۴	۰/۸۷	۰/۵۰	۰/۶۸	۰/۷۰	۰/۸۳	۰/۶۶	۰/۷۷	۲/۵
P_2O_5	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۹	۰/۱۳
مواد فرار (L.O.I)	۱/۸	۱/۶	۰/۲	۱/۸	۰/۹	۰/۹	۱/۲	۰/۵	۰/۷
مجموع	۹۹/۸۴	۹۹/۷۸	۹۹/۸۷	۹۹/۸۱	۹۹/۸۵	۹۹/۸۳	۹۹/۸۱	۹۹/۸۴	۹۹/۸۲

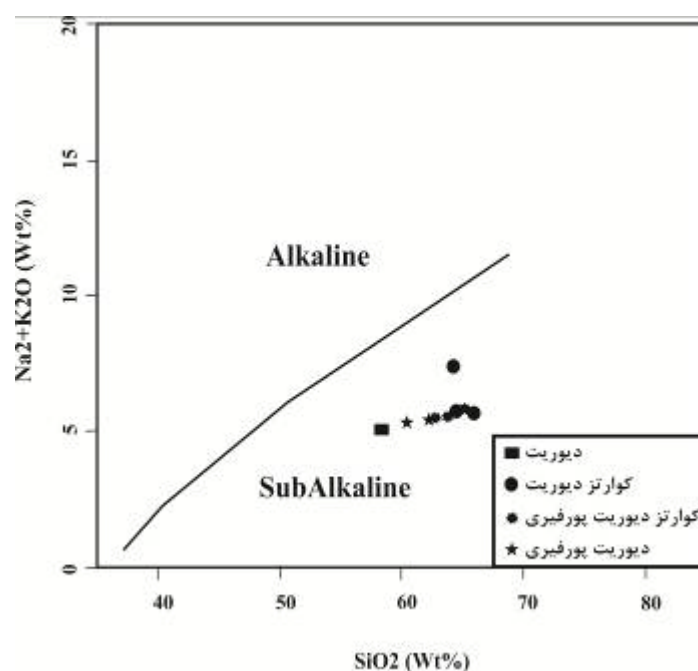
ادامه جدول ۱

نمونه	013-IR-Y-26	013-IR-Y-28	013-IR-Y-34.1	013-IR-Y-54	013-IR-Y-61	013-IR-Y-70	013-IR-Y-73	013-IR-Y-110	M ₉ *
Ba	۹۷	۱۱۸	۸۲	۹۲	۱۰۴	۱۰۲	۹۵	۹۶	۱۶۶
Be	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Rb	۲۶٫۷	۳۲٫۳	۱۷٫۶	۳۰٫۲	۲۴٫۳	۳۰٫۳	۲۲٫۰	۲۶٫۵	۲۰٫۴
Ta	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
Sr	۴۵۴٫۹	۳۹۵٫۱	۴۸۵٫۵	۶۴۳٫۲	۴۴۸٫۵	۴۴۲٫۲	۴۷۴٫۰	۴۸۵٫۳	۴۸۶٫۸
Y	۹٫۰	۱۷٫۳	۶٫۶	۹٫۰	۸٫۰	۹٫۴	۱۰٫۲	۸٫۲	۹٫۵
Zr	۹۰٫۱	۸۴٫۵	۱۸۵٫۳	۹۰٫۹	۲۲۰٫۴	۸۸٫۵	۸۴٫۳	۸۱٫۲	۹۷٫۲
Nb	۱٫۵	۱٫۹	۱٫۱	۱٫۴	۱٫۶	۱٫۴	۱٫۴	۱٫۳	۱٫۵
Th	۱٫۱	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۹	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۳	۰٫۹	۱٫۸
Ga	۱۵٫۹	۱۷٫۲	۱۵٫۹	۱۶٫۱	۱۵٫۷	۱۵٫۲	۱۵٫۸	۱۴٫۸	۱۶٫۸
Ni	۳۶	۴۹	۲۰	۳۴	۲۳	۳۹	۳۷	۳۵	۳۷
Sc	۱۱	۲۱	۷	۱۲	۹	۱۲	۱۵	۱۰	۱۱
V	۸۵	۱۳۴	۵۱	۸۹	۷۰	۹۰	۱۱۷	۷۵	۹۷
Hf	۲٫۴	۲٫۳	۴٫۲	۲٫۶	۵٫۳	۲٫۶	۲٫۴	۲٫۳	۲٫۷
Cs	۰٫۹	۳٫۰	۱٫۵	۳٫۲	۱٫۹	۲٫۷	۱٫۶	۲٫۰	۱٫۰
Co	۱۳٫۶	۱۹٫۴	۷٫۳	۱۲٫۲	۱۰٫۱	۱۴٫۳	۱۷٫۲	۱۱٫۴	۱۳٫۸
W	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۶
U	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴
Sn	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
La	۴٫۷	۴٫۴	۲٫۸	۴٫۱	۴٫۱	۴٫۷	۴٫۸	۴٫۲	۵٫۵
Ce	۱۰٫۳	۱۱٫۷	۶٫۶	۹٫۲	۹٫۳	۱۰٫۷	۱۱٫۱	۹٫۶	۱۴٫۰
Pr	۱٫۳۹	۱٫۸۹	۰٫۹۱	۱٫۲۷	۱٫۳۶	۱٫۴۹	۱٫۵۲	۱٫۳۰	۱٫۸۱
Nd	۶٫۳	۹٫۶	۴٫۴	۵٫۷	۶٫۰	۷٫۱	۷٫۴	۵٫۵	۷٫۶
Sm	۱٫۵۰	۲٫۷۳	۱٫۱۵	۱٫۴۵	۱٫۴۹	۱٫۷۴	۱٫۷۴	۱٫۴۳	۱٫۷۸
Eu	۰٫۵۳	۰٫۷۱	۰٫۳۹	۰٫۴۹	۰٫۵۱	۰٫۵۶	۰٫۶۱	۰٫۵۵	۰٫۶۳
Gd	۱٫۷۷	۳٫۲۰	۱٫۲۷	۱٫۶۴	۱٫۶۹	۱٫۸۶	۲٫۰۴	۱٫۵۸	۱٫۹۵
Tb	۰٫۲۶	۰٫۵۵	۰٫۲۰	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۳۱	۰٫۳۱	۰٫۲۴	۰٫۳۲
Dy	۱٫۶۶	۳٫۰۳	۱٫۱۲	۱٫۵۴	۱٫۴۵	۱٫۷۶	۱٫۸۹	۱٫۳۵	۱٫۷۰
Ho	۰٫۳۲	۰٫۶۷	۰٫۲۵	۰٫۳۴	۰٫۲۸	۰٫۳۷	۰٫۳۹	۰٫۲۸	۰٫۳۲
Er	۰٫۸۴	۱٫۹۲	۰٫۷۶	۰٫۹۷	۰٫۷۷	۱٫۰۲	۱٫۰۹	۰٫۸۲	۰٫۷۷
Tm	۰٫۱۵	۰٫۲۸	۰٫۱۱	۰٫۱۴	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۱۴
Yb	۰٫۸۸	۱٫۸۶	۰٫۷۴	۰٫۹۰	۰٫۷۹	۰٫۹۸	۱٫۰۶	۰٫۷۹	۰٫۹۱
Lu	۰٫۱۵	۰٫۲۸	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۷	۰٫۱۲	۰٫۱۶

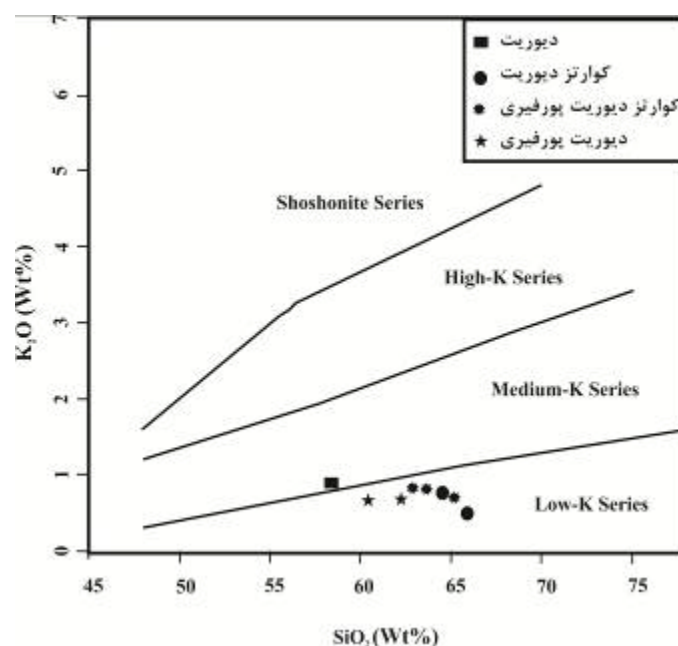
× تجزیه شده توسط محمدی [۲۲] از منطقه مورد بررسی.



شکل ۴ جایگاه نمونه‌های کلاته شب در نمودار سیلیس نسبت به اکسیدهای قلیایی (TAS) [۲۳].



شکل ۵ نمودار سیلیس نسبت به اکسیدهای قلیایی برای سنگ‌های کلاته شب [۲۴].



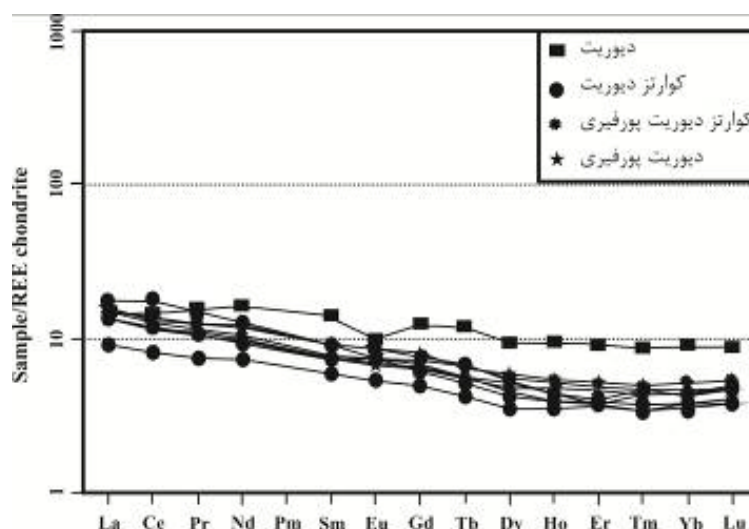
شکل ۶ جایگاه نمونه‌های کلاته شب در نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۲۵].

می‌دهد که به علت حضور پلاژیوکلاز در ناحیه خاستگاه و یا تبلور جدایشی این کانی است. الگوهای پراکندگی عناصر خاکی نادر در نمونه‌ها به نسبت موازی هستند که نشان دهنده هم خاستگاه بودن همه نمونه‌هاست. غنی شدگی LREE نسبت به HREE را می‌توان ناشی از ناسازگارتر بودن LREE نسبت به HREE دانست [۲۸]. عامل موثر دیگر، تشکیل این سنگ‌ها در

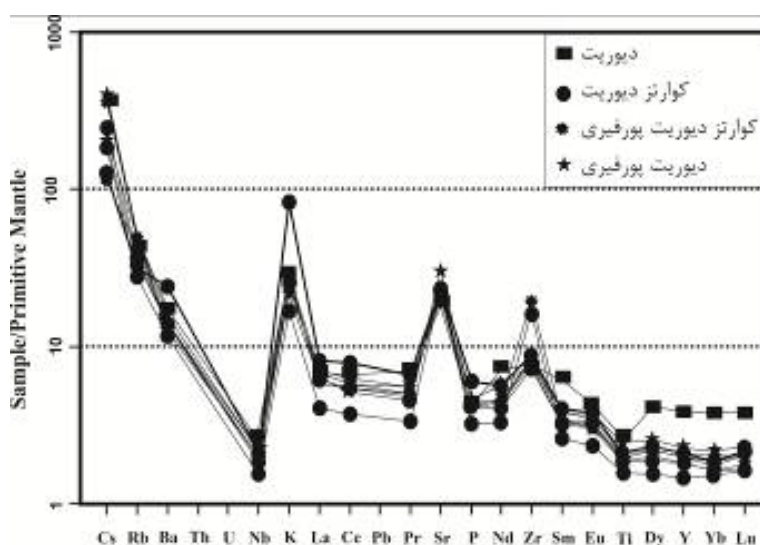
در نمودار عناصر خاکی نادر نمونه‌ها به‌نحیج شده نسبت به کندریت [۲۶] (شکل ۷)، غنی شدگی نمونه‌ها از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) دیده می‌شود. این شیب کم منفی نشانگر جدایش کم ماگمایی و نبود گارت در فاز باقی‌مانده است [۲۷]. همچنین عنصر Eu در برخی نمونه‌ها ناهنجاری منفی نشان

ارتباط با فرورانش است [۲۹]. همچنین این روند غنی شدگی در LREE نسبت به HREE مشخصه ماگمای تشکیل شده در منطقه فرورانش است [۳۰-۳۳]. در نمودار عناصر نادر نمونه‌ها بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۸)، ناهنجاری منفی Nb، P و Ti بیانگر جایگاه زمین ساختی وابسته به فرورانش و آغشتگی و آمیختگی ماگمایی با پوسته طی صعود است [۳۴]. ناهنجاری مثبت K و Cs رخداد آلودگی ماگما در پوسته بالایی را تایید می‌کند. مقادیر بالای Sr در این نمونه‌ها ناشی از فراوانی پلاژیوکلاز در آن‌هاست. غنی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون، LILE

ارتباط با فرورانش است [۲۹]. همچنین این روند غنی شدگی در LREE نسبت به HREE مشخصه ماگمای تشکیل شده در منطقه فرورانش است [۳۰-۳۳]. در نمودار عناصر نادر نمونه‌ها بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۸)، ناهنجاری منفی Nb، P و Ti بیانگر جایگاه زمین ساختی وابسته به فرورانش و آغشتگی و آمیختگی ماگمایی با پوسته طی صعود است [۳۴]. ناهنجاری مثبت K و Cs رخداد آلودگی ماگما در پوسته بالایی را تایید می‌کند. مقادیر بالای Sr در این نمونه‌ها ناشی از فراوانی پلاژیوکلاز در آن‌هاست. غنی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون، LILE



شکل ۷ نمودار عناصر خاکی نادر (REE) نمونه‌های کلاته شب بهنجار شده نسبت به کندریت [۲۶].

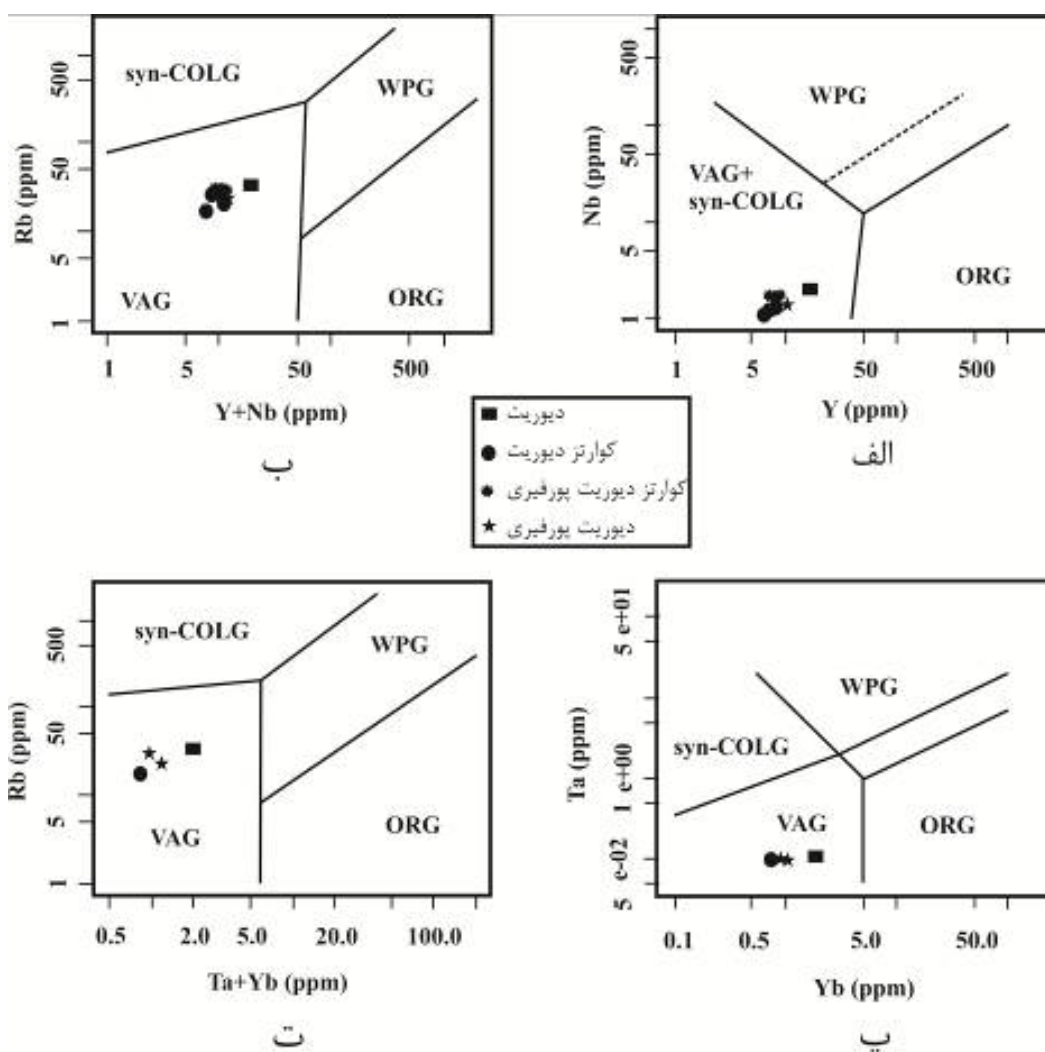


شکل ۸ نمودار عناصر نادر نمونه‌های کلاته شب بهنجار شده با گوشته اولیه [۳۴].

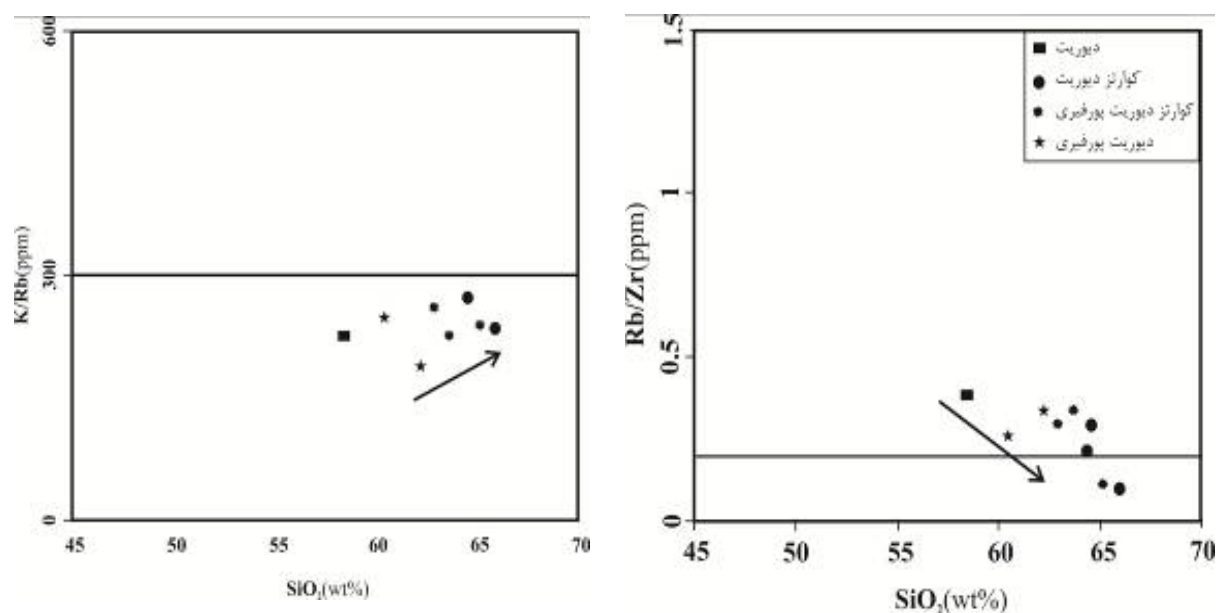
خاستگاه و محیط زمین ساختی

افزایش نسبت LREE به HREE از نشانه‌های مناطق فرورانش است. ناهنجاری منفی Ti, P و Nb نشانگر شکل‌گیری سنگ‌ها در منطقه فرورانش است.

نمودارهای پیرس و همکاران [۳۸] بر اساس Nb نسبت به Rb، Y، Nb+Y نسبت به Ta، Yb نسبت به Rb و Nb+Yb به سه دسته تقسیم می‌شوند که در آن‌ها گرانیت‌های اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) همراه با گرانیت‌های همزمان با برخورد (syn-COLG) قرار می‌گیرند (شکل ۹). بر اساس این نمودارها سنگ‌های عمیق و نیمه‌عمیق شمال کلاته شب گرانیت‌های کمان آتشفشانی با ترکیب آهکی قلیایی هستند [۳۹].



شکل ۹ جایگاه سنگ‌های عمیق و نیمه‌عمیق شمال کلاته شب در نمودارهای تفکیک کننده گرانیت‌ها [۳۸] گرانیت‌های اقیانوسی (ORG)، گرانیت‌های درون صفحه‌ای (WPG)، گرانیت‌های کمان آتشفشانی (VAG) و گرانیت‌های همزمان با برخورد (syn-COLG) است.



شکل ۱۰ جایگاه نمونه‌های کلاته شب در نمودارهای $K/Rb-SiO_2$ و $Rb/Zr-SiO_2$ [۴۰].

بیگانه سنگ

برای توصیف قطعه‌های سنگی بیگانه در سنگ‌های آذرین همگن، از واژه بیگانه سنگ استفاده می‌شود. بیگانه سنگ‌ها از چند ریزن تا چند هزار متر می‌توانند به طور کامل توسط سنگ میزبان احاطه شده باشند. آنها اغلب از مجموعه‌ای از کانی‌های مختلف و گاهی فقط از یک کانی ساخته شده‌اند [۴۱]. بیگانه سنگ‌ها (اتولیت) به دلیل تفاوت رنگ و جنس از سنگ میزبان قابل تفکیک هستند (شکل ۱۱).

در شرق رابر واقع در کمربند آتشفشانی ارومیه- دختر، حرکت مخزن و بهم خوردن آرامش ماگمایی در این توده پس از دوران آرام ماگمایی عامل پیدایش دو نوع بیگانه سنگ هم خاستگاه بوده است [۴۲]. بیگانه سنگ‌های منطقه شامل انواع آمفیبولیتی و اتولیت با ترکیب دیوریت هستند. اتولیت‌ها زاویه‌دار و دارای مرزهای مشخص هستند (شکل ۱۱).



شکل ۱۱ قطعه‌های دیوریتی درون واحدهای کوارتز دیوریت (الف) و کوارتز دیوریت پورفیری (ب) در قسمت جنوبی توده‌های شمال کلاته شب.

برداشت

با توجه به ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی، سنگ‌های عمیق و نیمه‌عمیق منطقه شمال کلاته‌شب در گستره دیوریت و کوارتز دیوریت قرار دارند. سنگ‌های منطقه در گستره پتاسیم پایین و آهنی قلیایی هستند. روند غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE مشخصه ماگمای تشکیل شده در منطقه فرورانش است. ناهنجاری منفی عناصر Nb، P و Ti و ناهنجاری مثبت K و Cs در این نمونه‌ها بیانگر تشابه آن‌ها با فعالیت ماگمایی کمان-های آتشفشانی وابسته به فرورانش است.

مراجع

- (*South east of Zahadan*)", Iranian Journal of Petrology, V. 9, N. 34, (2018), 59-80, (in Persian).
- [8] Verdel C., Wernicke B.P., Ramezani J., Hassanzadeh J., Renne P.R. and Spell T.L., "Geology and thermochronology of Tertiary Cordilleran-style metamorphic core complexes in the Saghand region of central Iran". Geological Society of America Bulletin, 119(8) (2007), 961-977.
- [9] Biabangard H., Fatameian M., Moridi A.A., Bakhshi Mohabi M.R., "Petrography, geochemistry and tectono-magmatic setting of the dykes of the north and the west of Zahedan (Southeast Iran)", Iranian Journal of Petrology, V. 8, N. 31, (2017), 147-164, (in Persian).
- [10] Mazhari M.S., Mazaheri S.A., Saadat S., Homam S.M., "Mineralogical and Geochemistry of intrusive rocks south of Moein Abad (East Iran, Zirkouh Qaen)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26 (1) (2018) 149-160, (in Persian).
- [11] Calzolari G., Della Seta M., Rossetti F., Nozaem R., Vignaroli G., Cosentino D., Faccenna C., "Geomorphic signal of active faulting at the northern edge of Lut Block: Insights on the kinematic scenario of Central Iran", Tectonics, N.35 (2016), p.76-102.
- [12] Zarrinkoub M. H., Ketabi P., Shiva M., Askari M., "Mineralogy of Haj-Elyas iron deposit, northwest of Nehbandan, East of Iran", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 19 (1) (2011) 73-82, (in Persian).
- [13] Nakhaei M., Mazaheri S.A., Karimpour M.h., Stern C.R., Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., Heydariyan M.R., "Geochronologic, geochemical and isotopic constraints on petrogenesis of dioritic rocks associated with Fe skarn in Bisheh area, Eastern Iran", Arab J. Geosci., (2015) DOI 10.1007/s2517-015-1183-3.
- [14] Shokouhimoghadam N., "Study of Petrography and Sedimentary Environment of Paleocene-Eocene Carbonate Units in Kalate Shir and Kafaz (Southeast Birjand, Eastern Iran)", Master's Thesis, University of Birjand, (2011), 124p (in Persian with English abstract).
- [15] Yari F., "Petrography and geochemistry of subvolcanic rocks related to skarn in north Kalate Shab area (North of Doroh, east of southern Khorasan province)", Master's Thesis, University of Birjand, (2014), 124p (in Persian with English abstract).
- [16] Yari F, Zarrinkoub M.H., Mohammadi S.S., "Skarnification in north Kalate Shab area (North
- [1] Guillou Y., Maurizot P., Villeon H. de la., "Mahrud geological map, Geological map of Iran, 1:100000 series, Sheet 8154", Geological and mineral survey of Iran" (1981).
- [2] Tirrul R., Bell L. R., Griffis R. J., and Camp V. E., "The Sistan suture zone of eastern Iran G.S.A. Bulletin", vol:84 (1983), p:134-140.
- [3] Zarrinkoub M. H., Khatib M. M., Chung S. L., Mohammadi S. S., "Analysis of Cenozoic magmatism evolution in east of Iran (Nourth part of Sistan suture zone)", University of Birjand, Research and Technology affairs, Birjand, Iran, (2012), (in Persian).
- [4] Bonnet G., Agard P., Angiboust S., Monie P., Jentzer M., Omrani J., Whitechurch H., Fournier M., "Tectonic slicing and mixing processes along the subduction interface: The Sistan example (Eastern Iran)", Lithos, N.310- 311 (2018), p.269-287.
- [5] Pang K. N., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Khatib M. M., Mohammadi S. S., Chiu H. Y., Chu C. H., Lee H. Y., Lo C. H., "Eocene– Oligocene post- collisional magmatism in the Lut– Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications", Lithos, N.180- 181 (2013), p.234-251.
- [6] Kurzawa T., Brocker M., Fotoohi Rad G.R., Berndt J., Lisker F., "Cretaceous high-pressure metamorphism and low pressure overprint in the Sistan Suture Zone, eastern Iran: Additional temperature estimates for eclogites, geological significance of U-Pb zircon ages and Rb-Sr constraints on the timing of exhumation", Journal of Asian Earth Sciences, N.147 (2017), p.332-344.
- [7] Biabangard H., Noori Sh., "Petrology, geochemistry and origin of Gapdan Granites

- [31] Gill J.B., "Orogenic Andesites and Plate Tectonics", Springer, New York, (1981).
- [32] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", Uniwin Hyman, London, (1989).
- [33] Pearce J.A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In: Hawkesworth C.J., Norry M.J. (Eds.), Continental Basalt and Mantle Xenoliths, Shiva, Nantwich, (1983), 230-249.
- [34] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins". Saunders. A. D., and Norry. M. J., (Editors), Geological Society of London, London. 42:(1989), 313-345.
- [35] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Journal of Petrology 25 (1984), 956-983.
- [36] Ryerson F.J., Watson E.B., "Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts", Earth and planetary Science Letters 86, (1987), p:225-239.
- [37] Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A., Lo C.H., Yui T.F., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y., "Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis", Lithos 66, (2003), p: 241-273.
- [38] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindli A.G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", Jour. Petro., 25, (1984), 956-983.
- [39] Peacock M.A., Classification of igneous rock series, Journal of Geology, 39, (1931), 54-67.
- [40] Davidson J. P., Ferguson K. M., Colucci M. T., Dungan M. A., "The origin of magmas from the San Pedro-Pellado volcanic Dokhan volcanics complex, S. Chile: multicomponent sources and open system evolution", Contribution Mineralogy Petrology, (1986), p: 100-429.
- [41] Didier J, Barbarin B., Enclaves and granite petrology, developments in petrology 13. Elsevier, Amsterdam Gourgaud A., Vincent P.M., 2003, "Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi Volcano, Tibesti, Chad", J. volcan. Geo. Res. 129, (1991), 261-272.
- [42] Rastakhiz M., Arvin M., "Petrography and origin of the anclaves in porphyry diorite, east Rober, 7th Symposium of Geological Society of Iran", Esfahan, Geological Society of Iran, University of Esfahan, (2003) (in Persian).
- of Doroh, Eastern Sarbisheh)", 2nd National Conference of Geology and Exploration of Resources, Shiraz, (2016) (in Persian with English abstract).
- [17] Tusdal R.M., Munizaga F., Williams W.C., Bettencourt J.S., "Middle Proterozoic crystalline basement in the Central Andes. Western Bolivia and Northern Chile: a U-Pb and Pb isotopic perspective. 7o Congreso Geológico Chileno", Concepcio/n, Actas, II, (1994), 1464-1467.
- [18] Hall. A., Igneous petrology (2nd ed) Longman New Yorrk, (1996), 537p.
- [19] Vernon Ron H., "A Practical Guide to Rock Microstructure", Cambridge University Press, (2004), 594 p.
- [20] Midelmost E. A. K., "Magma and magmatic rocks: An Introduction to igneous petrology", Longman Group U. K., (1985), 73-86p.
- [21] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", American Mineralogist, V:95, (2010), p:185-187.
- [22] Mohammadi A., "Petrography and geochemistry of volcanic and subvolcanic rocks Gazak area (East of Birjand)", Master's Thesis, University of Birjand, (2014), 124p (in Persian).
- [23] Cox K.G., Bell J.D., & Pankhurst R.J., "The Interpretation of Igneous Rocks", George Allen & Unwin (1979).
- [24] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences 8, (1971), 523-548.
- [25] Peccerillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eoc ene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey", Contributions to Mineralogy and Petrology 58, (1976), 63-81.
- [26] Boynton W.V., "Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: HENDERSON, P. (ed), Rare Earth Element Geochemistry", Elsevier, (1984), 63-114.
- [27] Mattsson H.B., Oskarsson N., "Petrogenesis of alkaline basalts of the tip of a propagatine rift: evidence from the Heimaey volcanic center, south Iceland", Journal of Volcanology and Geothermal Research, (2005), 147: 254-267.
- [28] Krauskopf K.P., Bird D.K., "Introduction to Geochemistry", Mc Graw Hill, (1976), 788P.
- [29] Winter J.D., "An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology", Prentice Hall, (2001), 697p.
- [30] Rollinson H., "Using geochemical data, Evaluation, Presentation, Interpretation", Harlow, UK, Longman, (1993), 352 p.