

ژئوشیمی زون‌های دگرسان و پهنه برشی با تأکید بر رفتار عناصر نادر خاکی (REE) در کانسار طلای قلقله، کردستان

بتول تقی‌پور* و فرهاد احمدنژاد

بخش علوم‌زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

چکیده

رخدادهای طلای قلقله، در بخش شمال‌غربی پهنه دگرگونی سنندج-سیرجان و در ۵۰ کیلومتری جنوب‌غربی سقز واقع شده است. واحدهای سنگی رخنمون‌یافته شامل متاولکانیک‌های اسیدی، کلریت-سریسیت شایسته‌ها، سنگ آهک‌های دگرگون‌شده و نفوذی‌های گرانیتی با سن مزوزوئیک است که در حد رخساره شایسته سبز دگرگون‌شده‌اند. این مجموعه، تحت تأثیر پهنه برشی با روند شمال‌شرقی-جنوب‌غربی دگرریخت شده است. ترکیب توده نفوذی در نمودارهای سنگ‌شناسی در گستره گرانیتی، گرانودیوریتی و دیوریتی قرار می‌گیرد. بر اساس مطالعات پتروگرافی، کانی‌های تشکیل‌دهنده توده نفوذی شامل کوارتز، آلکالی‌فلدسپار، پلاژیوکلاز، میکروکلین، بیوتیت، سریسیت، مسکویت، اکسیدهای آهن و کلسیت است. از مهم‌ترین انواع دگرسانی‌ها می‌توان به دگرسانی‌های فیلیک، پروپیلیتیک، کربناتی‌شدن و سیلیسی‌شدن اشاره کرد. از نظر محیط زمین‌ساختی نیز این توده‌ها در موقعیت قوس‌های آتشفشانی پس از برخوردی قرار می‌گیرند. بررسی الگوهای پراکندگی عناصر نادر خاکی در متاولکانیک‌های پهنه برشی نشان‌دهنده غنی‌شدگی REE در پهنه برشی نسبت به واحدهای کمر بالا (کلریت-سریسیت شایسته) و کمر پایین (سنگ آهک دگرگون‌شده) است. الگوی پراکندگی این عناصر شامل غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE است که می‌توان آن را به دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شایسته سبز و چرخش سیالات CO_2 و SO_4^{2-} در پهنه برشی قلقله نسبت داد. علاوه بر آن وجود بی‌هنجاری‌های Eu مثبت و منفی در این متاولکانیک‌ها نشان از دو مرحله دگرسانی متفاوت دارد که به ترتیب شامل دگرسانی ضعیف تا متوسط که به ایجاد بی‌هنجاری Eu مثبت منجر شده و دگرسانی پیشرفته که سبب تجزیه شدید پلاژیوکلاز به‌عنوان منبع اصلی Eu و باعث ایجاد بی‌هنجاری Eu منفی شده است. عدم وجود بی‌هنجاری Eu در نمونه‌های بالا و پایین نشانه فقدان دگرسانی در این سنگ‌هاست.

واژه‌های کلیدی: طلای کوه‌زایی، قلقله، قوس‌های پس از برخورد، عناصر نادر خاکی، بی‌هنجاری Eu

مقدمه

کانسارهای طلای کوهزایی در ارتباط با جایگاه‌های برخوردی و کمربندهای فعال کوهزایی است (Bierlein *et al.*, 2001). این کانسارها طی فرآیندهای دگرشکلی فشارشی به ترفشارشی در حاشیه صفحات همگرا در کوهزایی‌های برخوردی (برخورد صفحات قاره‌ای - قاره‌ای) و افزایشی (برخورد صفحات اقیانوسی - قاره‌ای) تشکیل شده‌اند (Groves *et al.*, 2000). برخی محققین، کانسارهای مرتبط با پهنه‌های برشی را که سنگ میزبان آن‌ها در حد رخساره شیست سبز و به‌طور محلی تا حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند، در گروه کانسارهای طلای تیپ کوهزایی قرار می‌دهند (Dube and Gosselin, 2007). از ویژگی‌های شاخص این کانسارها می‌توان به دگرشکلی، حجم سولفید پایین، مجموعه دگرسانی‌های سریسیتی، کربناتی، سولفیدی، کلریتی، دگرگونی در حد رخساره شیست سبز، شوری پایین، سیال کانه‌دار غنی از CO₂ و در نهایت ارتباط با ساختارهای کششی - فشارشی بزرگ مقیاس اشاره کرد (Goldfarb *et al.*, 2001).

با توجه به این‌که این کانسارها در کمربندهای دگرگونی حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل می‌شوند، پهنه دگرگونی سنندج - سیرجان می‌تواند میزبان خوبی برای این تیپ از کانسارها باشد. بر همین اساس تاکنون چندین رخداد طلا از جمله کانسار طلای زرتشت در بخش جنوب‌شرق، طلای موله در مرکز و رخدادهای طلا در ناحیه سقز - سردشت در بخش شمال غربی پهنه سنندج - سیرجان شناخته شده است (شکل ۱) که از این میان می‌توان به رخداد طلا در کردستان، به نواحی قلقله، کرویان، قبقلوجه و میرگه نقشینه اشاره کرد. در شکل ۲ موقعیت و محل دقیق این رخدادهای مشخص شده است. مطالعات انجام شده، نشان می‌دهد که رخداد طلای کوهزایی در بخش شمال غربی پهنه سنندج - سیرجان از جمله کانسار طلای قلقله در ارتباط با یک پهنه برشی شکنا - شکل پذیر است.

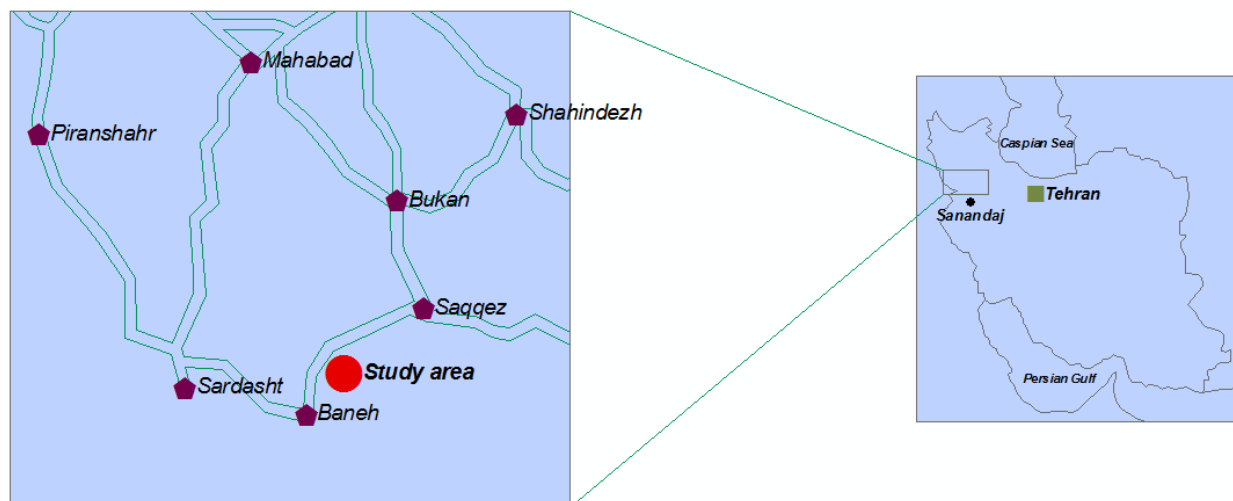
واکنش سیال / سنگ طی تکامل پهنه‌های برشی، سبب ایجاد تغییراتی در شیمی عناصر اصلی می‌شود، با این وجود، بررسی‌ها نشان می‌دهد که تقریباً تمامی عناصر طی فرآیند میلونیتی شدن متحرک می‌شوند (Brewer and Atkin, 1989; Sinha *et al.*, 1986; Glazner and O'Hara and Blackburn, 1989; Bartley, 1991).

رفتار عناصر REE, Y در پهنه‌های برشی به‌طور کاملاً مشخصی از دیگر عناصر (به جز Ta و Hf, TH, U) موجود در این پهنه‌ها متفاوت است (Rolland *et al.*, 2003). از این رو REE گروهی بسیار منسجم از عناصر شیمیایی با تغییرات تدریجی در خواص شیمیایی همراه با افزایش عدد اتمی هستند که به‌عنوان یک گروه بسیار مناسب برای آشکارسازی اختلاف جزئی در خواص شیمیایی عناصر طی فرآیندهای زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی به‌کار برده می‌شوند (Kikawada, 2001). همین اساس Rolland و همکاران (۲۰۰۳) پیشنهاد می‌کنند که تحرک REE در پهنه‌های برشی نیازمند در نظر گرفتن تعادل کانی‌شناسی بین سیال و کانی‌های سری REE و نقش pH، دما، شرایط اکسایش - کاهش و حضور لیگاندها در سیال است. به هر حال ته‌نشینی و انحلال کانی‌های REE دار گوناگون در مراحل مختلف تکامل پهنه برشی نشان‌دهنده تغییرات در شیمی سیال طی تکامل این پهنه‌هاست.

تاکنون مطالعات انجام‌شده در منطقه مورد بررسی شامل دگرشکلی، دگرسانی و نقش آن‌ها در کانه‌زایی طلا در پهنه برشی شکل‌پذیر - شکنا قلقله و رفتار ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی و کاربرد اکتشافی آن‌ها در کانه‌زایی طلا تیپ پهنه برشی قلقله (علی‌یاری و همکاران، ۱۳۸۵) است. این نوشتار به بررسی جایگاه زمین‌ساختی منطقه، تعیین سری ماگمایی سنگ‌های توده نفوذی و در نهایت تأثیر دگرسانی، دگرشکلی و جریان سیال بر روی پایداری REE، طی توسعه پهنه برشی، تحت شرایط دگرگونی در حد رخساره شیست سبز می‌پردازد.



شکل ۱- پهنه‌های زمین‌ساختی کوه‌زاد زاگرس و موقعیت کانسارها و رخدادهای طلا در پهنه سنج- سیرجان با تغییرات (Berberian, 1976; Eftekharnajad, 1981; Niromand *et al.*, 2011)



شکل ۲- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

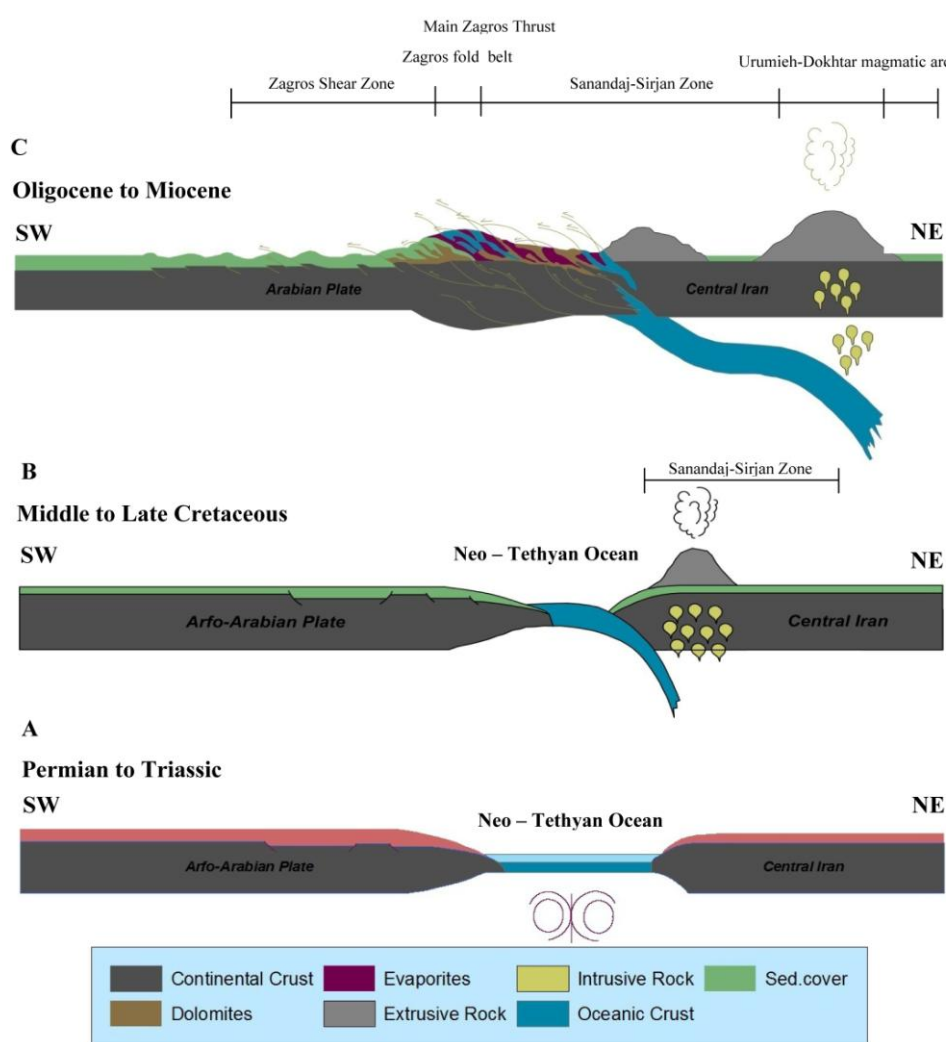
زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد مطالعه در تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ایران در پهنه سنج- سیرجان قرار می‌گیرد. این پهنه به صورت یک نوار ماگمایی- دگرگونی، بخشی از کمربند کوه‌زایی زاگرس بوده که خود بخشی از کمربند کوه‌زایی

وسیع آلپ- هیمالیا است که طی فروانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران و نهایتاً برخورد سکوی قاره عربی به صفحه ایران در کرتاسه- ترشیری شکل گرفته است (Berberian and King, 1981; Mohajjel *et al.*, 2003)

Alavi, 2011) از سوی دیگر، (۲۰۰۴) برخورد نهایی بلوک ایران و عربی در امتداد راندگی اصلی زاگرس را به کرتاسه نسبت می‌دهد. در مقابل، محققین دیگری (Berberian et al., 1982; Agard et al., 2005) (2005) زمان این برخورد را ۲۵ تا ۳۵ میلیون سال پیش دانسته‌اند (Niromand et al., 2011). مدل زمین‌ساختی تکامل بخش شمالی پهنه سهندج- سیرجان در شکل ۳ نشان داده شده است.

در مورد زمان دقیق فرورانش و برخورد مباحث زیادی مطرح بوده است (Niromand et al., 2011). برخی محققین (Agard et al., 2005; Arvin et al., 2007) معتقدند که فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پهنه سهندج- سیرجان، ۱۵۰ میلیون سال قبل در تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین اتفاق افتاده در حالی که پژوهشگران دیگر (Berberian and Berberian, 1981; Moeinvaziri, 1985; Alavi, 1994) زمان فرورانش اولیه را کرتاسه آغازین- پایانی می‌دانند (Niromand et al., 2011).



شکل ۳- مدل زمین‌ساختی تکامل بخش شمالی پهنه سهندج- سیرجان، با تغییرات (Alavi, 1994; Agard et al., 2005) A- در پرمین- تریاس، اقیانوس نئوتتیس در حال باز شدن و گسترش بوده است، رخدادهای طلای پهنه سهندج- سیرجان در این زمان ممکن است در حاشیه غربی ایران مرکزی قرار گرفته باشد (Niromand et al., 2011). B- فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس احتمالاً از اوایل مزوزوئیک شروع و تا اواخر کرتاسه، بخش عمده‌ای از آن به زیر ایران مرکزی فرورانده شد. کمان آتشفشانی مرتبط با فرورانش در بخش شمالی پهنه سهندج- سیرجان گسترش یافت. C- برخورد نهایی بلوک عربی و ایران مرکزی در الیگوسن- میوسن (اواخر ترشیری) رخ داده است.

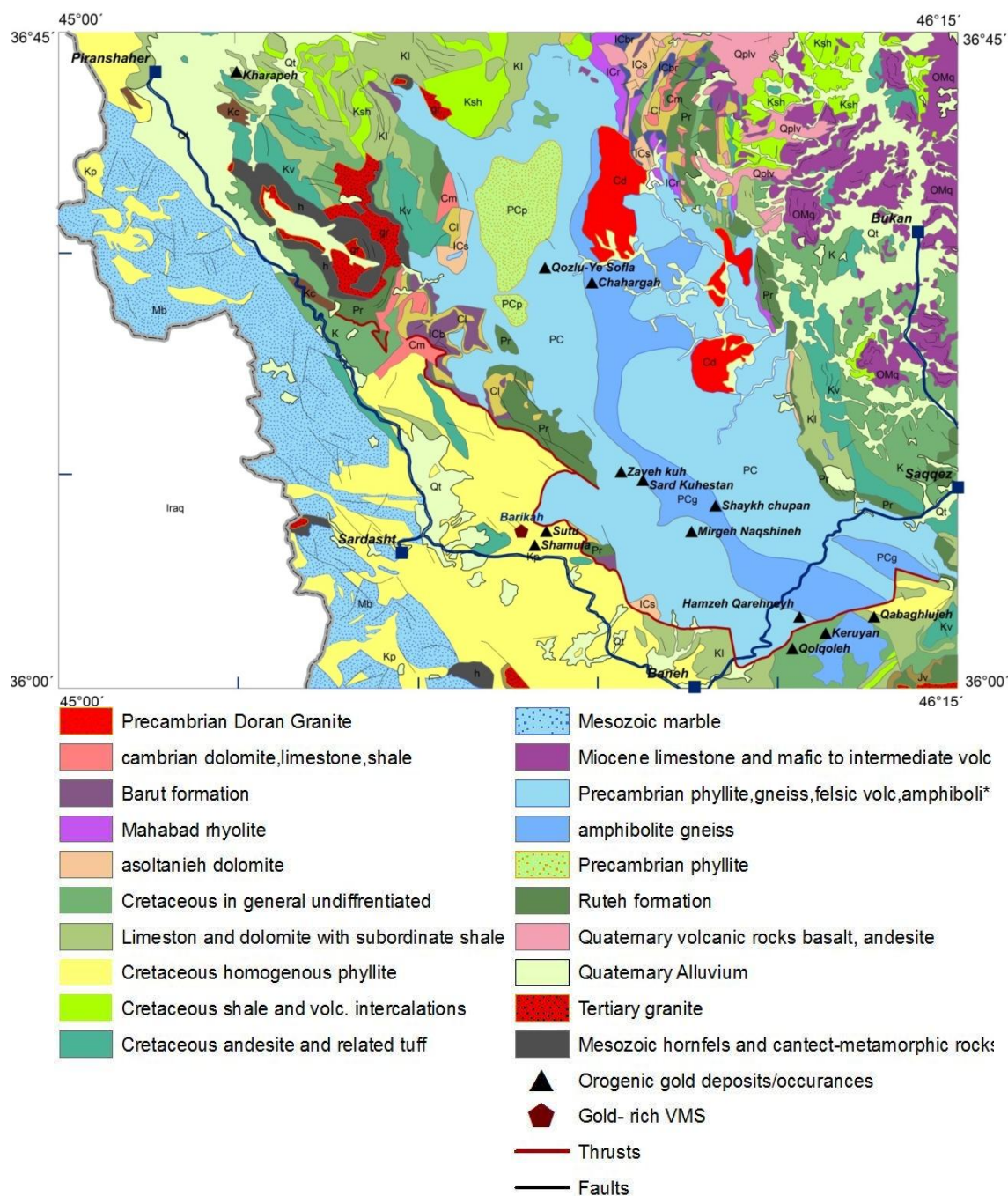
زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

بخش شمالی پهنه سنندج- سیرجان شامل متاولکانیک‌ها و فیلیت‌های رخنمون یافته‌ای است که در اواخر کرتاسه تحت تأثیر دگرشکلی قرار گرفته‌اند (Eftekharnazhad, 1981). رخداد طلای قلقله، در بخش شمال غربی پهنه دگرگونی سنندج- سیرجان و در ۵۰ کیلومتری جنوب غربی سقز، با مختصات عرض جغرافیایی $36^{\circ} 08' 08''$ شمالی و طول جغرافیایی $46^{\circ} 06' 08''$ شرقی واقع شده است. واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه نیز شامل متاولکانیک‌های اسیدی، نفوذی‌های گرانیتی و گرانودیوریتی، کلریت- سربستیت شیبست‌ها و سنگ آهک‌های دگرگون شده با سن مزوزوئیک است که تا حد رخساره شیبست سبز دگرگون شده‌اند. این مجموعه تحت تأثیر پهنه‌های برشی شکل‌پذیر- شکن با روند شمال شرق- جنوب غرب با شیب N50-60E قرار گرفته‌اند (Aliyari et al., 2009) و دچار دگرشکلی شده، به طوری که واحدهای سنگی مختلف، شدت دگرشکلی یکسانی نداشته و از واحدهای کمتر دگرشکل شده تا واحدهای میلونیتی و الترامیلونیتی در منطقه قابل مشاهده است. حضور واحدهای گنایس و گرانیت گنایس در محدوده کانسار و به طور کلی جنوب و جنوب غربی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ سقز از مشخصات بارز منطقه مورد مطالعه است (حریری، ۱۳۸۲). در بسیاری از نقاط، فولیاسیون آن‌ها موازی گسل‌های اصلی و ساختارهای کلی منطقه است. حضور این توده‌ها، نشان‌دهنده گرادیان زمین‌گرایی بالای این ناحیه در زمان تشکیل گرانیت‌ها است. بر اساس Aliyari و همکاران (۲۰۰۹)، سه مرحله دگرشکلی در منطقه تشخیص داده شده که در میان آن‌ها، دومین مرحله دگرشکلی با توسعه برگواره غالب میلونیتی از مهم‌ترین مراحل این توالی دگرشکلی به‌شمار می‌آید. شکل کانه‌سازی به صورت باریکه‌ای از پهنه‌های سولفیدی

حاوی رگچه‌های کوارتزی طلادار با ضخامت متوسط ۲۵۰ متر و طول ۲۵۰۰ متر است. در این کانسار، عیارهای بالای طلا به بخش‌های سیلیسی و سولفیدی به شدت دگرشکل شده (الترامیلونیتی) محدود شده است. نکته مهم در کانسار طلای قلقله، وجود حجم زیادی میلونیت با کانه‌زایی طلای کم عیار (در حد زمینه، ۰/۰۰۱ تا ۰/۲ گرم در تن) همراه با دگرسانی ضعیف و همچنین وجود کانه‌زایی طلا با عیار بالا (۱۶ گرم در تن) در ریز رگچه‌های سیلیسی- سولفیدی دگرشکل شده است (Aliyari et al., 2009). نقشه زمین‌شناسی و موقعیت رخداد طلای قلقله و دیگر رخدادهای طلای ناحیه سقز- سردشت- پیرانشهر در شکل ۴ نشان داده شده است.

روش انجام پژوهش

این پژوهش در دو مرحله صحرایی و آزمایشگاهی انجام شد. در کارهای صحرایی به بررسی ویژگی‌ها و تغییرات سنگ‌شناسی واحدهای سنگی منطقه پرداخته شد. بر همین اساس، تعداد ۹۵ نمونه از واحدهای سنگی گوناگون به منظور بررسی‌های سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی برداشت شد و با تهیه تعداد ۲۵ مقطع نازک بررسی‌های پترولوژی بر روی آن‌ها انجام شد. ۹ نمونه از توده‌های نفوذی منطقه با روش XRF و ۱۰ نمونه از متاولکانیک‌های پهنه برشی و ۴ نمونه از واحدهای کمر بالا (کلریت- سربستیت شیبست) و پایین (سنگ آهک دگرگون شده) پهنه برشی به روش ICP-MS به منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی آنالیز شدند (جدول‌های ۱ و ۲). نتایج حاصله در نرم‌افزارهای Minpet 2.02 و Excel تجزیه و تحلیل شدند. همچنین نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با استفاده از نرم‌افزار GIS 9.2 Arc تهیه شده است.



شکل ۴- نقشه زمین‌شناسی ساده شده سقز- سردشت- پیرانشهر با تغییرات (Eftekharneshad, 1973). موقعیت تمام رخدادهای طلای ناحیه سقز- سردشت- پیرانشهر در نقشه مشخص شده است.

بررسی روابط صحرایی و پتروگرافی سنگ‌های دگرسان

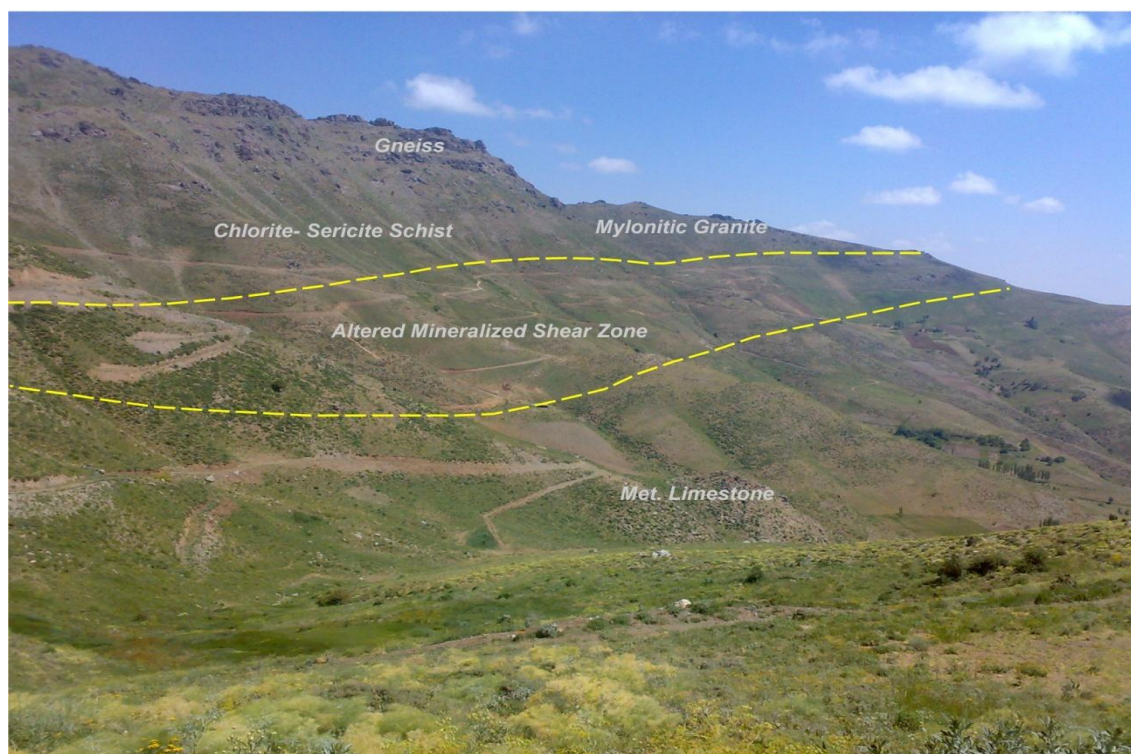
بررسی‌های پتروگرافی بر روی سنگ‌های رخنمون‌یافته در منطقه شامل گرانیت‌ها، گرانودیوریت‌ها، گنایس‌ها، کلریت و سربسیت شیست‌ها

انجام شد (شکل ۵). این مطالعات نشان‌دهنده کانی‌شناسی ساده سنگ‌های دارای کانه‌زایی است. عمده‌ترین کانی‌های مشاهده شده شامل کوارتز، فلدسپات (پلاژیوکلاز- ارتوکلاز- میکروکلین)، میکا (سریسیت- بیوتیت- مسکویت)، اپیدوت، کلریت و

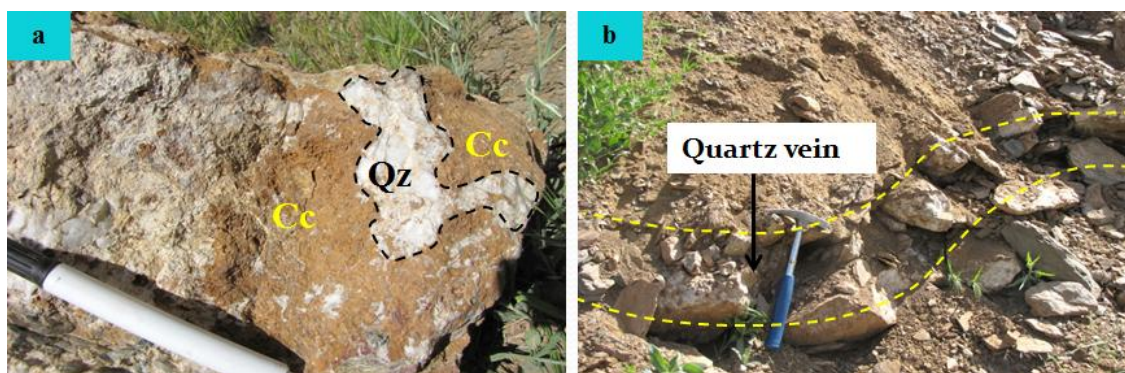
کربنات‌هاست. بر اساس مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی، دو نوع رگچه و رگه کوارتز در منطقه تشخیص داده شده است که شامل رگه‌های کوارتز-کربنات و رگه‌های کوارتز لامینه‌شده است (شکل ۶). رگه‌های کوارتز-کربنات به شکل توده‌های تخت رخ داده و دارای بافت شانه‌ای هستند و غالباً قطع‌کننده فولیاسیون میلونیتی هستند. کانی‌شناسی رگه‌ها شامل کوارتز (۶۰ درصد)، کربنات (۱۵ درصد)، سربیسیت-بیوتیت (۱۰ درصد)، کانی‌های سولفیدی (۵ درصد) و مقادیری فلدسپار، کلریت و دیگر کانی‌های کدر است (شکل ۶-۶a). مطالعات قبلی Aliyari و همکاران (۲۰۰۹) بر روی این رگه‌ها گویای تشکیل آن‌ها در مرحله نهایی برخورد و نقش بیشتر سیالات جوی در مقایسه با سیالات دگرگونی و نهایتاً دمای پایین (۲۵۰ درجه سانتیگراد) تشکیل این رگه‌هاست، که خود عاملی بر پایین بودن مقادیر سولفید و نبود کانه‌زایی قابل توجه در این مرحله

است.

رگه‌های کوارتز لامینه‌شده بیش‌ترین گسترش را در ارتباط با پهنه‌های کانه‌دار داشته و در امتداد پهنه برشی منطقه (NW-SE) تشکیل شده‌اند و ضخامتی کمتر از ۳۰ سانتی‌متر دارند (شکل ۶-۶b). از لحاظ کانی‌شناسی، ترکیبی از کوارتزهای سفید و خاکستری (بیش از ۶۵ درصد)، فلدسپات (۱۰ درصد)، بیوتیت-سربیسیت (۱۰ درصد)، سولفیدها (۱۰ درصد) و همچنین مقادیری کلریت و دیگر کانی‌های کدر است. این رگه‌ها که محصول فرآیند سیلیسی‌شدن هستند به صورت تشکیل لامینه‌هایی در امتداد برگواره میلونیتی غالب منطقه دیده می‌شوند. این رگه‌ها، شاخص بسیار خوبی بر میزان دگرشکلی موجود در منطقه است به گونه‌ای که هر چه به بخش‌های داخلی‌تر رگه (پهنه برشی) نزدیک می‌شویم، نه تنها شدت دگرشکلی و فولیاسیون افزایش می‌یابد، بلکه میزان کوارتز نیز بیشتر می‌شود.



شکل ۵- نمای کلی منطقه قلقله، موقعیت واحدهای سنگی مختلف (کلریت-سربیسیت شیبست، سنگ آهک دگرگون‌شده، گنایس، گرانیت میلونیتی) و پهنه برشی کانه دار و دگرسان (متاولکانیک) در شکل نشان داده شده است.



شکل ۶- دو نوع رگه کوارتز موجود در منطقه (a) رگه کوارتز- کربنات، (b) رگه کوارتز لامینه‌شده در امتداد پهنه برشی؛ اختصار کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳)

پلاژیوکلازها، بیوتیت‌ها و فلدسپات‌های آلکالن است که محصول اصلی این دگرسانی، شکل‌گیری دانه‌های ریز سربست و کوارتز است. سربست‌ها در نمونه‌های مطالعه‌شده به سه شکل دیده می‌شوند. الف) سربست‌هایی که اغلب در جهت برگواره میلونیتی همراه کانی‌هایی مانند سیلیس و مسکویت کشیدگی پیدا کرده‌اند (شکل ۷- a)، ب) سربست‌هایی که گاه به‌صورت لکه‌های ریز بر روی پورفایروبلست‌های فلدسپات دیده می‌شوند که حاصل تجزیه این کانی‌ها است (شکل ۷- b) و ج) سربست‌هایی که قطع‌کننده فولیاسیون میلونیتی بوده و نشانگر تشکیل در طی فاز نهایی تغییر شکل‌کننده در منطقه بوده است (شکل ۷- c).

دگرسانی سیلیسی‌شدن، بیش‌ترین گسترش را در بخش‌های داخلی پهنه برشی داشته و در ارتباط با زون کانه‌دار است. با نزدیک شدن به بخش‌های داخلی پهنه برشی، دگرسانی سیلیسی نیز به بیش‌ترین حد خود می‌رسد (شکل ۷- d). در مقیاس دستی نیز دگرسانی سیلیسی به‌صورت تشکیل لامینه‌ها و رگچه با ضخامت میلی‌متر تا سانتی‌متر هم‌سو با برگواره میلونیتی در جهت NE-SW جهت‌یافته شده‌اند (شکل ۷- e). بر اساس مطالعات پتروگرافی در محدوده مورد مطالعه، فرآیند سیلیسی‌شدن به‌صورت تشکیل رگه‌هایی با مورفولوژی سخت در راستای پهنه برشی و برگواره

یکی دیگر از واحدهای مهم سنگی منطقه، متاولکانیک‌های اسیدی است که در بخش شمالی روستای قلقله از گسترش قابل توجهی برخوردار هستند. این متاولکانیک‌ها هم‌روند با دیگر واحدهای سنگی منطقه رخنمون پیدا کرده‌اند. کانی‌های تشکیل‌دهنده این واحد، تحت تأثیر عوامل دگرگونی و دگرشکلی، تبلور مجدد یافته و جهت‌یافتگی پیدا کرده‌اند به‌طوری‌که به راحتی می‌توان آثار برگواری را در آن‌ها تشخیص داد. این متاولکانیک‌ها تا حد رخساره شیبست سبز دگرگون شده‌اند و شدت دگرشکلی و دگرسانی باعث از بین رفتن بافت اولیه در آن‌ها شده است.

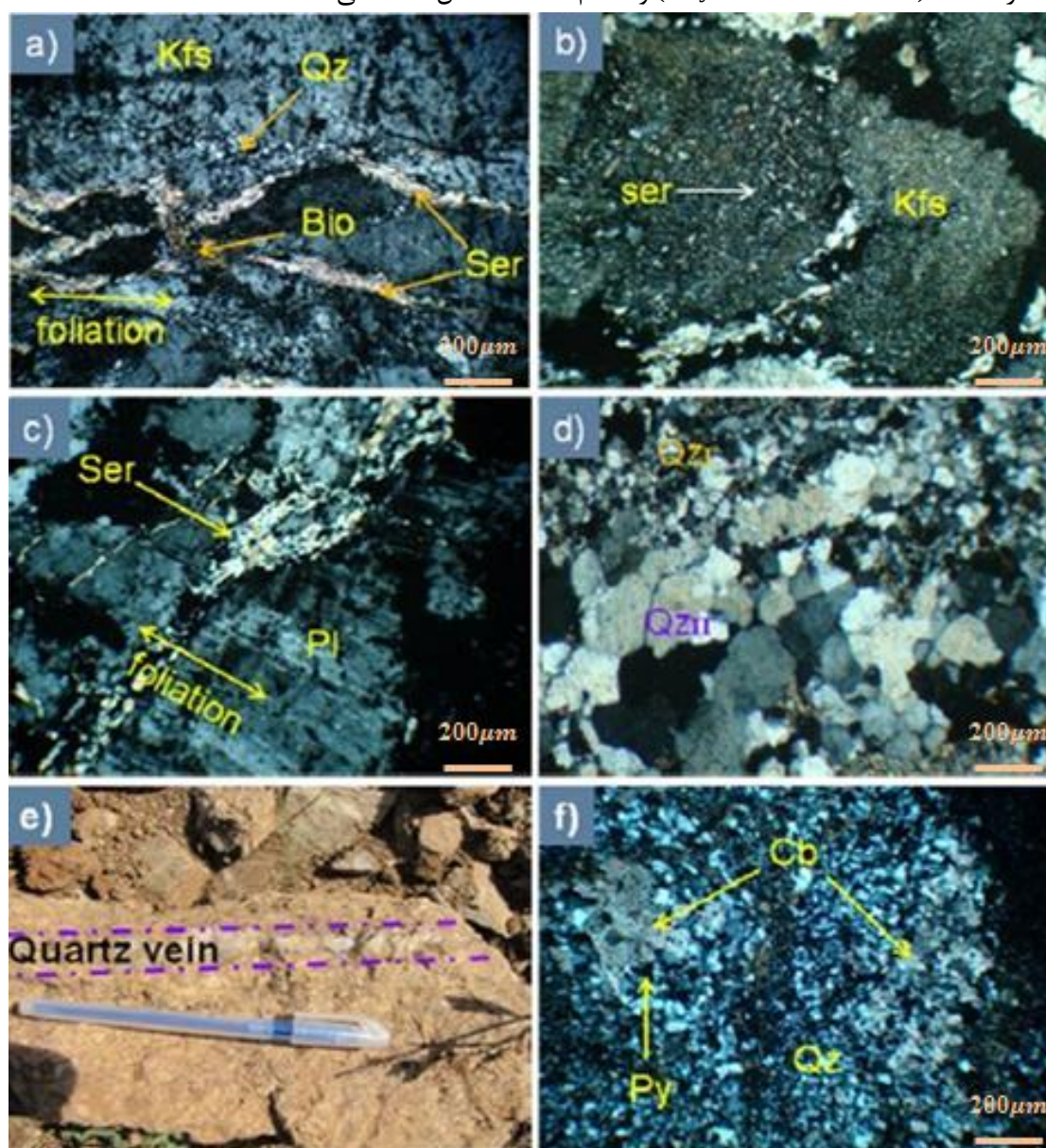
شدت و نوع دگرسانی در پهنه برشی قلقله بسیار متفاوت است. از مهم‌ترین دگرسانی‌ها می‌توان به دگرسانی فیلیک (کوارتز- سربست)، پروپیلیتیک، کربناتی‌شدن و سیلیسی‌شدن اشاره کرد. در بین دگرسانی‌ها، سربستی‌شدن گسترش بیش‌تری داشته و تقریباً در تمامی مقاطع میکروسکوپی و واحدهای رخنمون‌یافته دیده می‌شود. دگرسانی‌های سولفیدی (Aliyari et al., 2009)، سیلیسی و کربناتی بیش‌ترین گسترش را در ارتباط با پهنه برشی دارند.

دگرسانی فیلیک از گسترش قابل توجهی در منطقه برخوردار بوده و مهم‌ترین رخداد فرآیندهای دگرسانی، از مرحله اولیه تا مرحله پیشرفته است. تشکیل دگرسانی فیلیک، حاصل عملکرد سیالات گرمابی بر روی

به صورت کربنات‌های همراه با سیلیس‌های ریزدانه و سولفیدهای بی‌شکل در داخل شکستگی‌ها دیده می‌شوند (شکل ۷-f) که به ترتیب طی عملکرد فازهای جوان دگرشکلی شککننده و دگرسانی گرمایی در منطقه ایجاد شده‌اند. عملکرد این دو فاز باعث حرکت کربنات‌ها توسط سیالات جوی به داخل شکستگی‌ها شده‌اند.

میلونیتی و به صورت رگچه‌های کوارتز- کربنات دیده می‌شوند.

دگرسانی کربناتی‌شدن با دو محصول اصلی کلسیت و دولومیت است. بر اساس مشاهدات میکروسکوپی، کربنات‌های موجود در مقاطع هم به صورت کربنات‌هایی که فولیاسیون میلونیتی را قطع کرده‌اند (Aliyari et al., 2009) و هم



شکل ۷- a) سربسیت‌های هم‌سو با برگواره میلونیتی، b) سربسیت‌هایی که به صورت لکه‌های ریز بر روی پورفیروبلست‌های فلدسپات دیده می‌شوند که حاصل تجزیه این کانی‌هاست، c) سربسیت‌هایی که برگواره میلونیتی را قطع کرده‌اند، d) نمونه‌ای از دگرسانی سیلیسی موجود در پهنه برشی، e) نمونه دستی از جهت‌یابی رگه‌های سیلیسی در امتداد پهنه برشی، f) کربنات‌های همراه با سیلیس‌های ریزدانه و سولفیدهای بی‌شکل.

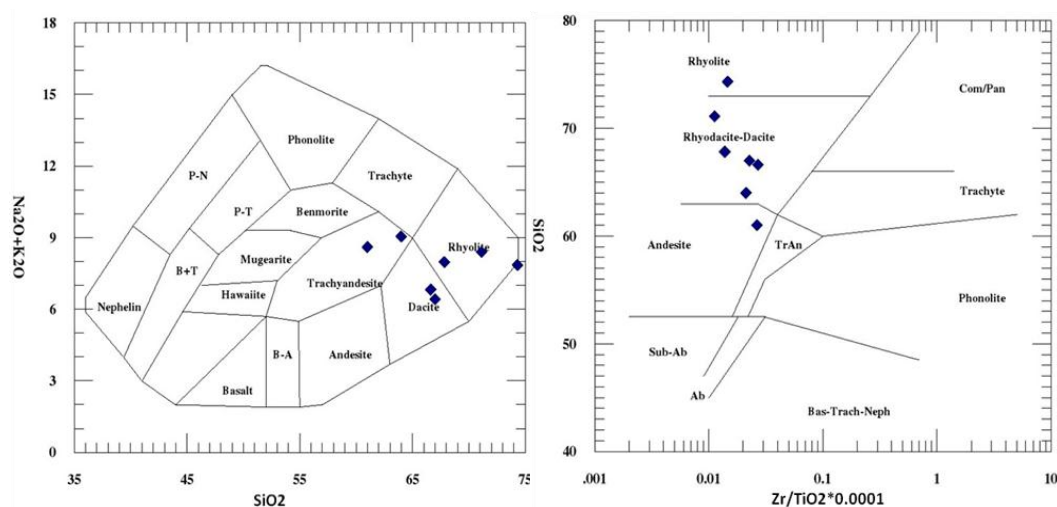
ماگماتیسزم توده‌های نفوذی

به‌منظور بررسی ماگماتیسزم توده‌های نفوذی، ۹ نمونه از واحدهای نفوذی منطقه مورد مطالعه به‌روش XRF آنالیز شدند (جدول ۱). جهت نام‌گذاری سنگ‌های آذرین از نمودارهای متعددی می‌توان استفاده کرد. در این میان از نمودارهای (Winchester and Floyd, $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ (1977) و (Cox *et al.*, 1979) ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)- SiO_2) برای نام‌گذاری توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه استفاده شده است (شکل ۸). همان‌طور که در شکل مشاهده می‌شود، ترکیب توده‌های نفوذی در محدوده گرانیت، گرانودیوریت، دیوریت و گاهی لاتیت قرار می‌گیرد. برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های توده نفوذی از نمودار تفکیکی سری قلیایی از نیمه‌قلیایی بر اساس مجموع قلیایی در برابر سیلیس (Irvine and Baragar, 1971) استفاده شده است. موقعیت نمونه‌ها در این نمودار نشان می‌دهد که نمونه‌ها در محدوده نیمه‌قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۹). برای تعیین محیط زمین‌شناختی سنگ‌های

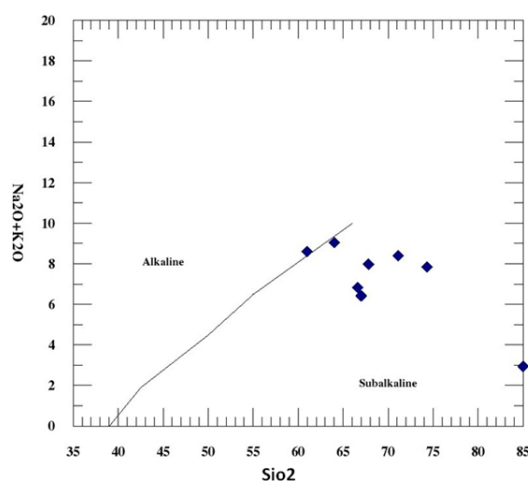
مورد مطالعه از نمودارهای متفاوتی استفاده شد (شکل ۱۰). در نمودار $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Zr/Al}_2\text{O}_3$ (Muller and Groves, 1997)، تمامی نمونه‌ها در موقعیت قوس‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند. برای تفکیک قوس‌های ماگمایی حاشیه فعال قاره‌ای و قوس‌های ماگمایی پس از برخورد نیز از نمودار $\text{Ce/P}_2\text{O}_5\text{-Zr/Al}_2\text{O}_3$ (Muller and Groves, 1997) استفاده شد. در این نمودار تمامی نمونه‌ها در ناحیه قوس‌های پس از برخورد (PAP) قرار گرفته‌اند. در نمودار Rb-(Y+Nb) (Pearce *et al.*, 1984)، نیز نمونه‌ها در گستره محیط‌های وابسته به قوس‌های آتشفشانی قرار گرفته‌اند. از مقایسه موقعیت نمونه‌های توده نفوذی در این نمودار با گستره پیشنهادی Pearce (۱۹۹۶)، همان‌طور که در شکل ۱۱ دیده می‌شود، بخش عمده نمونه‌ها به قوس‌های آتشفشانی پس از برخورد مربوط می‌شوند.

جدول ۱- آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه به روش XRF

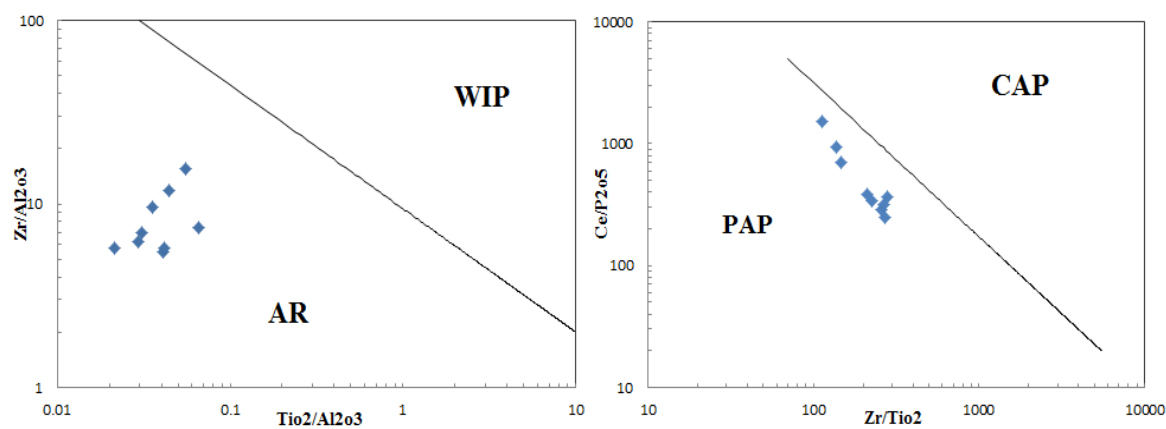
Samples No. Rock type	Gh.2.15 Granodiorite	Gh.2.2 Granite	Gh.3.3 Granite	Gh.2.5 Granodiorite	Gh.2.23 Diorite	Gh.4.3 Granodiorite	Gh.4.7 Granite	Gh.4.16 Granite	Gh.4.18 Granite
(%)									
SiO ₂	67.13	85.06	85.82	64.11	61.93	66.61	74.32	71.12	67.83
TiO ₂	0.41	0.38	0.39	0.42	0.37	0.62	0.58	0.95	0.71
Al ₂ O ₃	13.35	8.53	7.1	14.32	17.01	17.70	14.17	14.36	16.94
Fe ₂ O ₃	4.2	1.32	1.64	4.32	5.52	4.05	1.67	2.75	2.86
MnO	0.01	0.02	0.04	0.09	0.02	0.06	0.03	0.04	0.06
MgO	2.2	0.5	0.32	0.57	3.24	1.4	0.17	0.43	0.54
CaO	4.35	0.83	0.31	3.58	0.27	0.84	0.27	0.48	0.72
Na ₂ O	3.34	1.63	2.89	4.47	4.9	3.60	3.62	4.36	4.11
K ₂ O	2.9	1.32	1.62	4.58	3.71	3.32	4.23	4.03	3.87
P ₂ O ₅	0.21	0.27	0.19	0.17	0.23	0.26	0.11	0.05	0.07
L.O.I.	3.07	0.89	0.74	2.92	3.1	1.71	0.95	1.26	1.88
Total	98.96	100.28	100.67	99.31	99.90	100.07	100.12	99.83	99.54
ppm									
Ba	10.5	780	1018	870	1020	780	290	506	638
Rb	37.2	20.91	40.1	57.15	56	43	49	32	46
Sr	860	910	987	740	845	810	760	920	870
Zr	93	101	110	89	98	169	85	107	98
Y	8.71	10.1	12	7.2	11.01	26	24	21	15
Nb	10	7	6	11	12	14	11	19	16
Ga	20	21	23	19	20	18	20	29	23
Ag	1	1	1<	1	1	1	1	1	1
Sn	2	1	3	2	1	2	1	1	1
Ta	1.1	1.6	1.5	1.7	1.4	2.1	1.4	1.1	1.7
U	1.2	1.1	1.1	1.2	1.1	1.1	1	1.2	1.1
V	57	60	80	62	81	80	50	68	87
Ce	72	78	69	65	73	66	79	82	70
Th	9.8	7.2	8.5	4.7	7.3	15	11	2	7



شکل ۸- نمودارهای $\text{SiO}_2\text{-Zr/TiO}_2$ (Winchester and Floyd, 1977) و $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2$ (Cox et al., 1979) برای نام‌گذاری توده‌های نفوذی منطقه؛ در این نمودارها از معادل بیرونی سنگ‌های آذرین استفاده شده است.



شکل ۹- نمودار تفکیکی سری قلیایی از نیمه‌قلیایی و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در آن (Irvine and Baragar, 1971)

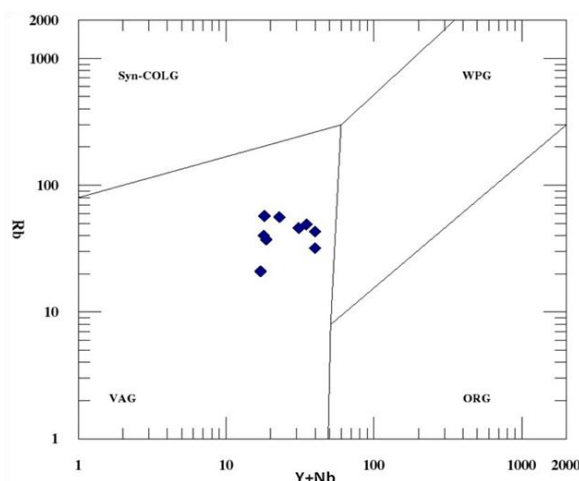


شکل ۱۰- نمودارهای $\text{Ce/P}_2\text{O}_5\text{-Zr/TiO}_2$ و $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3\text{-Zr/Al}_2\text{O}_3$ (Muller and Groves, 1997) برای تعیین محیط زمین‌ساختی توده‌های مورد مطالعه؛ WIP: موقعیت داخل صفحه‌ای، AR: وابسته به قوس‌های آتشفشانی، CAP: قوس‌های حواشی فعال قاره‌ای، PAP: قوس‌های پس از برخورد

واحدهای کمر بالا (شیست) و پایین (سنگ آهک دگرگون‌شده) پهنه دگرسانی به روش ICP-MS آنالیز شدند (جدول ۲).

الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی برای متاولکانیک‌های پهنه دگرسانی در شکل ۱۲ نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل دیده می‌شود، الگوی پراکندگی REE در متاولکانیک‌های پهنه برشی نشان‌دهنده غنی‌شدگی این عناصر در پهنه برشی و دگرسانی است. غلظت بالای REE می‌تواند منعکس‌کننده وجود عوامل کمپلکس‌ساز مانند $(SO_4)^{2-}$ برای انتقال LREE و F^- برای انتقال HREE باشد (Rolland *et al.*, 2003). این الگو، همچنین نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE است. علاوه بر آن شکل ۱۲ نشان‌دهنده یک شیب ضعیف در محل LREE و پهن‌شدگی در محل HREE است. Lewis و همکاران (۱۹۹۷) عامل غنی‌شدگی LREE را کمپلکس‌های سولفات می‌دانند زیرا معتقد است $(SO_4)^{2-}$ به‌طور ترجیحی با LREE کمپلکس می‌سازد. به عقیده Ferkous و Lebac (۱۹۹۵) نیز غنی‌شدگی از LREE در نمونه‌های دارای عیار بالای طلا و سولفید فراوان، نشان از دگرسانی گرمابی است که بر سنگ‌های واقع در پهنه برشی تأثیر داشته و باعث تجمع عناصر فرار و متحرک LREE شده است. به هر حال، این روند ملایم از LREE به سمت HREE را می‌توان به دگرگونی ناحیه‌ای، درحد رخساره شست سبز بالایی و دگرسانی سریسیتی و کلریتی نسبت داد.

نکته قابل توجه در مورد رفتار عناصر نادر خاکی، وجود بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی Eu در متاولکانیک‌های پهنه برشی است. با توجه به اینکه حمل‌کننده اصلی Eu پلاژیوکلازها هستند، چنین تغییراتی با درجه تجزیه فلدسپارها و پلاژیوکلازها منطبق است (Kikawada, 2001). وی همچنین معتقد است که بی‌هنجاری مثبت Eu با مرحله



شکل ۱۱- نمودار Rb-(Y+Nb) برای تقسیم‌بندی گرانیتوئیدها (Pearce *et al.*, 1984)

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی و کمیاب

عناصر نادر خاکی با انحلال‌پذیری ناچیز هنگام دگرگونی درجه پایین، هوازدگی و دگرسانی گرمابی، نسبتاً نامتحرک هستند (Rollinson, 1993). به‌جز در شرایطی که نسبت سیال به سنگ بسیار بالا باشد (Michard, 1989; Sinha و Condie, ۱۹۹۶) معتقد است که در برخی موارد، طی دگرشکلی، حتی REE‌ها نیز می‌توانند متحرک شوند. مطالعات اخیر نشان می‌دهند که تقریباً تمام عناصر اصلی و بسیاری از عناصر جزئی و حتی REE، طی فرآیندهای گرمابی ناشی از چرخش سیال و همچنین طی میلونیتی‌شدن، متحرک می‌شوند (Alderton *et al.*, 1980; Palacios *et al.*, 1986; Dickin, 1988; Selverstone *et al.*, 1991). دگرگونی نیز ممکن است از طریق تخلیه‌گزینشی REE، سبب تغییر الگوی پراکندگی REE شود، با این وجود Lottermoser (۱۹۹۲) به‌طور کلی تأثیر دگرگونی بر الگوی REE را ناچیز می‌شمرد، مگر در شرایطی که نسبت سیال/سنگ بالا باشد.

به‌منظور بررسی رفتار عناصر نادر خاکی در واحدهای سنگی منطقه، تعداد ۱۰ نمونه از واحدهای متاولکانیک پهنه برشی و ۴ نمونه نیز از

ژئوشیمیایی انجام‌شده بر روی متاولکانیک‌های منطقه قلقله، نتایج به‌دست آمده با داده‌های یاد شده در بالا مطابقت دارد.

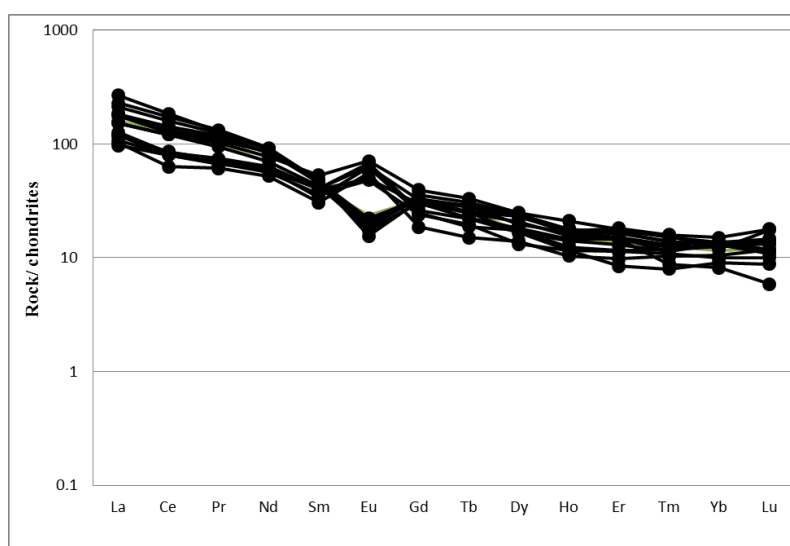
اولیه دگرسانی سنگ‌ها در شرایط اسیدی سازگار است. بی‌هنجاری‌های منفی Eu زمانی مشاهده می‌شود که فرآیندهای دگرسانی به‌طور قابل توجهی پیشرفت کرده باشند. در بررسی‌های

جدول ۲- آنالیز شیمیایی عناصر کمیاب خاکی متاولکانیک‌ها، کلریت- سریسیت شیست (کمر بالا) و سنگ آهک‌های دگرگون‌شده (کمر پایین)

در منطقه مورد مطالعه به روش ICP-MS

Samples	Gh.2.7	Gh.2.13	Gh.2.18	Gh.2.31	Gh.2.44	Gh.2.47	Gh.3.6	Gh.3.7	Gh.3.12	Gh.4.1	Gh.4.10	Gh.4.13	Gh.4.19	Gh.4.20
Samples	Foot wall	Foot wall	Hanging wall	Hanging wall	Shear zone	Shear zone	Shear zone	Shear zone	Shear zone	Shear zone	Shear zone	Shear zone	Shear zone	Shear zone
Rock type	Meta lim*	Meta lim	C- Sch*	C- Sch	Meta vol*	Meta vol	Meta vol	Meta vol	Meta vol	Meta vol	Meta vol	Meta vol	Meta vol	Meta vol
(ppm)														
La	12.03	13.2	28.9	27.21	50.18	35.24	42.7	48.8	33.49	38.86	60.24	75.37	31.9	87.9
Ce	21.10	16.71	58.08	57.43	105.11	69.05	91.82	98.34	54.6	69.67	122.54	149.6	69.48	159.33
Pr	2.2	1.7	6.7	6.5	12.6	8.31	11.65	12.05	7.54	8.26	14.57	16.4	8.9	16
Nd	8.4	7.5	28.2	28	49.03	35.66	44.18	44.37	32.85	37.59	53.2	58.12	37.82	56.8
Sm	1.9	1.62	5	58	10.78	7.3	8.7	8.59	6.2	6.9	9.6	9.72	8.7	9.7
Eu	0.7	0.51	1.6	1.9	5.46	4.1	1.37	1.82	4.7	6.22	1.7	1.43	3.8	1.2
Gd	2.1	1.7	5.2	5.6	10.9	6.58	8.38	8.93	5.13	6.83	9.1	9.13	8.2	8.82
Tb	0.4	0.24	0.6	0.75	1.72	1.02	1.17	1.34	0.78	0.98	1.5	1.3	1.3	1.3
Dy	2.1	1.4	3.6	4.1	8.5	4.51	6.25	5.93	4.8	6.04	7.88	8	5.71	8.2
Ho	0.4	0.32	0.6	0.7	1.64	0.9	1.14	1.09	0.81	0.97	1.34	1.3	0.9	1.4
Er	1.15	0.9	1.3	1.6	4.68	2.56	3.31	3.1	2.2	2.59	4.1	3.69	1.9	3.3
Tm	0.18	0.13	0.2	0.24	0.63	0.37	0.42	0.43	0.35	0.4	0.6	0.47	0.27	0.3
Yb	1.1	0.92	1.3	1.6	3.76	2.19	2.76	2.56	2.3	2.75	3.9	2.87	1.58	1.8
Lu	0.17	0.13	0.2	0.24	0.64	0.34	0.48	0.41	0.4	0.47	0.73	0.37	0.3	0.2

*lim: limestone, Sch: Schist, vol: volcanic

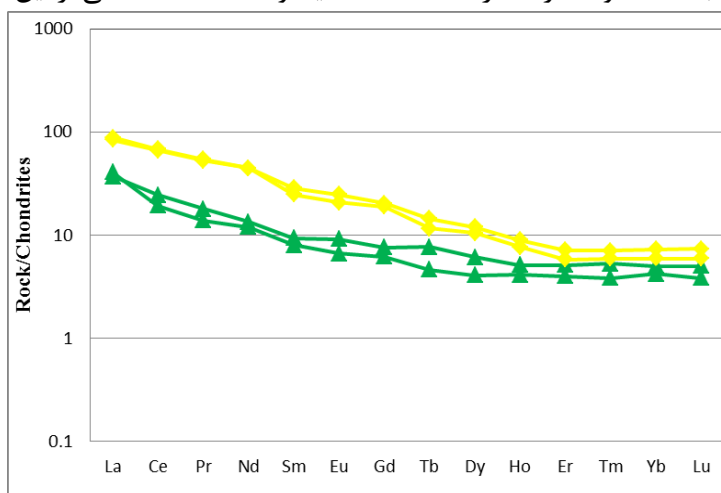


شکل ۱۲- الگوی پراکندگی REE در متاولکانیک‌های پهنه برشی (●) که نسبت به فراوانی عناصر مشابه در کندریت (Nakamura, 1974) به‌هنجار شده است.

به کمر پایین، مقادیر پایین‌تری از عناصر REE را نسبت به پهنه برشی نشان می‌دهد و معرف تهی‌شدگی REE‌ها نسبت به پهنه دگرسانی است. علاوه بر آن درجه تفکیک LREE و HREE در سنگ آهک‌های

الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های متعلق به کمر بالا و پایین پهنه برشی در شکل ۱۳ ترسیم شده است. همان‌طور که در این شکل دیده می‌شود فراوانی عناصر نادر خاکی در هر دو نمونه به‌ویژه در نمونه متعلق

با پایداری کانی‌های حاوی REE مطابقت دارد، بنابراین، مستقیماً به ترکیب سیال مرتبط است. به این ترتیب با توجه به درجه تفکیک اندک REE، نبود بی‌هنجاری مثبت یا منفی Eu و نبود شواهد مبنی بر واکنش سیال/سنگ در نمونه‌های کمر بالا و پایین می‌توان گفت که این نمونه‌ها تحت تأثیر دگرسانی گرمایی و دگرشکلی موجود در پهنه برشی قرار نگرفته‌اند و الگوی نسبتاً یکنواخت REE‌ها ناشی از این امر است.



شکل ۱۳- الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی در نمونه‌های کمر بالا (کلریت- سریسیت شیبست ♦) و پایین پهنه برشی (سنگ آهک دگرگون‌شده Δ) که نسبت به فراوانی عناصر مشابه در کندریت (Nakamura, 1974) به‌هنجار شده است.

بحث

نوع این دگرسانی‌ها در منطقه مورد مطالعه متفاوت بوده که این خود نقش مهمی در چگونگی الگوی پراکندگی عناصر نادر خاکی ایفا می‌کند که در ادامه بحث به آن پرداخته خواهد شد.

عامل انحلال‌پذیری REE‌ها در سیستم‌های گرمایی، عموماً کمپلکس‌های کربناتی و فلوریدی است (Bonin *et al.*, 1993). علاوه بر آن، کمپلکس‌های سولفاتی نیز می‌توانند عاملی بر حمل REE باشند (Felsche and Hermann, 1978). در واقع تحرک و یا عدم تحرک REE در پهنه‌های برشی به پایداری و فراوانی فازهای حاوی REE که خود تابع ترکیب سیال و شرایط PT است مرتبط است. به هر حال پایداری کانی‌های

دگرگون‌شده (نمونه‌های کمر پایین) بسیار پایین بوده و نمودار دارای شیب منفی بسیار اندکی بوده که از نسبت La/Lu (متاولکانیک‌های پهنه برشی ۱۲/۴۲، نمونه‌های کمر بالا ۱۳/۲۸ و نمونه کمر پایین ۸/۸) پایین آن مشخص است. نکته مهم، نبود بی‌هنجاری Eu در این نمونه‌هاست. Rolland و همکاران (۲۰۰۳) بر این باور هستند که تغییر در غلظت REE‌ها در پهنه‌های برشی به واکنش سیال/سنگ مرتبط است و تحرک در REE

به‌طور کلی با توجه به آن که پهنه‌های برشی تحت تأثیر شرایط کششی و فشارشی ایجاد می‌شوند و تأثیر متقابل این شرایط، سبب به‌وجود آمدن مناطق پرفشار و کم فشار در محدوده پهنه برشی می‌شود، این موضوع سبب مهاجرت سیالات از مناطق پرفشار به کم فشار شده و نتیجه آن ایجاد شکستگی‌های هیدرولیکی و نهایتاً دگرسانی در محدوده نام‌برده می‌شود (Leonardos *et al.*, 1991). در کانسارهای تیپ کوه‌زایی، این دگرسانی‌ها شامل دگرسانی کربناتی، سیلیسی، سریسیتی، کلریتی، تورمالینی و آلبیتی است (Bierlein and Crowe, 2000) که با دگرسانی‌های مشاهده شده در پهنه برشی قلقله انطباق دارد. شدت و

خارج شدن فلدسپار از یک مذاب فلسیک باعث بی‌هنجاری منفی Eu در مذاب می‌شود (Rollinson, 1993). وی همچنین معتقد است که در فعالیت پایین اکسیژن (شرایط احیایی) ضریب توزیع Eu بالا بوده و آنومالی مثبتی را نشان می‌دهد. سربسیتی‌شدن کانی‌های سیلیکاتی را نیز می‌توان عاملی بر بی‌هنجاری مثبت Eu دانست (Sverjensky, 1984). همچنین بی‌هنجاری مثبت Eu با مرحله اولیه دگرسانی سنگ‌ها تحت شرایط اسیدی سازگار است و بی‌هنجاری‌های منفی Eu زمانی مشاهده می‌شود که فرآیندهای دگرسانی به‌طور قابل توجهی پیشرفت کرده باشند (Kikawada, 2001).

حضور گسترده پلاژیوکلاز در نمونه‌های مورد مطالعه گویای ارتباط تنگاتنگ این کانی با بی‌هنجاری‌های Eu مشاهده‌شده در نمودارهاست. نمونه‌هایی که تحت تأثیر دگرسانی ضعیف تا متوسط قرار گرفته‌اند، درجات ضعیفی از تجزیه پلاژیوکلازها به سربسیت را نشان می‌دهند. این تجزیه اندک سبب آزاد شدن مقادیر ناچیزی REE از فلدسپات‌ها و میکاها شده و محتوای REE موجود در سربسیت‌های ثانویه را شکل می‌دهد، بنابراین، تنها تغییر ایجاد شده در این نمونه‌های با دگرسانی ضعیف، افزایش بسیار ناچیز در بی‌هنجاری Eu و غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE است (Schnetzer et al., 1970).

مطالعات ژئوشیمیایی انجام‌شده بر روی نمونه‌های به‌شدت دگرسان و دگرشکل‌شده در منطقه مورد مطالعه نیز نقش دگرسانی و عوامل تکتونیکی را در توزیع عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد. افزایش شدت دگرشکی سبب افزایش شکستگی‌ها، منافذ و درزه‌ها در سنگ شده که امکان به‌گردش در آمدن سیالات و در نهایت افزایش نسبت سیال/سنگ را فراهم می‌آورد. این افزایش، شدت دگرسانی گرمایی و تجزیه فلدسپات‌ها (پلاژیوکلاز) را افزایش می‌دهد بنابراین با

REE دار، خود توسط pH، فوگاسیته اکسیژن و غلظت لیگاند‌های $(\text{SO}_4)^{2-}$ ، $(\text{PO}_4)^{2-}$ ، F^- ، $(\text{CO}_3)^{2-}$ و OH^- کنترل می‌شود (Rolland et al., 2003). برخی مطالعات Wendlandt و همکاران (۱۹۷۹) نشان می‌دهد که تحرک REE و تفکیک ترجیحی LREE در مقابل HREE می‌تواند توسط سیالات کربنات‌دار صورت گیرد. Wood (۱۹۹۰) نیز این نکته را متذکر می‌شود که pH پایین مانع از تشکیل کمپلکس‌های کربناتی می‌شود، اما این کمپلکس‌ها در pH بالاتر می‌توانند تحرک REE را کنترل کنند.

عناصر حل‌شده در سیال، در ترکیب میان‌بارهای سیال و کانی‌های ته‌نشست شده در رگه‌ها و پهنه‌های برشی منعکس می‌شود (Rolland et al., 2003). با توجه به مطالعات احمدنژاد (۱۳۹۰)، در کانسار طلای قفله نیز وجود میان‌بارهای سیال CO_2 دار و تبلور کلسیت در رگه‌ها نشان‌دهنده حضور کمپلکس‌های کربناتی در سیال است. همچنین ته‌نشست پیریت در رگه‌ها به‌طور واضح گویای حضور کمپلکس‌های سولفوری در سیال موجود در پهنه برشی قفله است. از نظر Rolland و همکاران (۲۰۰۳) غنی‌شدگی LREE نه تنها به محتوای CO_2 موجود بستگی دارد بلکه کمپلکس‌های سولفاتی نیز ممکن است سبب غنی‌شدگی LREE شوند زیرا $(\text{SO}_4)^{2-}$ به‌طور ترجیحی با LREE کمپلکس می‌سازد.

بی‌هنجاری Eu

فلدسپات‌ها نسبت به دیگر کانی‌ها، دارای مقادیر Eu بالایی بوده که این موضوع از ضریب توزیع بالای Eu در میان فلدسپارها مشخص است (Schnetzer et al., 1970). بی‌هنجاری‌های Eu به‌ویژه در ماگماهای فلسیک معمولاً توسط فلدسپارها کنترل می‌شود زیرا Eu بر خلاف REE سه ظرفیتی که در فلدسپات‌ها عناصری ناسازگارند، عنصری سازگار به‌شمار می‌آید. بنابراین،

توجه به اینکه حمل کننده اصلی Eu پلاژیوکلازها هستند پیشرفت دگرسانی و تخریب پلاژیوکلازها، سبب مهاجرت این عنصر و در نتیجه بی‌هنجاری منفی Eu می‌شود.

نتیجه‌گیری

واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه شامل متاولکانیک‌های اسیدی، کلریت-سریسیت‌ها، سنگ آهک‌های دگرگون شده و نفوذی‌های گرانیتی با سن مزوزوئیک است که در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده توده نفوذی گرانیتی شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و به صورت فرعی شامل بیوتیت، مسکویت، سریسیت، اپیدوت، کلسیت، کلریت و میکروکلین است. دگرسانی‌های غالب در منطقه نیز شامل دگرسانی فیلک، پروپلیتیک، کربناتی و سیلیسی شدن است. نمونه‌های مورد مطالعه دارای ترکیبی نیمه‌قلیایی بوده و ماگمای مولد آن‌ها دارای ترکیبی کلسیمی-قلیایی با پتاسیم بالا و شوشونیتی است. از نظر محیط زمین‌شناختی، سنگ‌های مورد مطالعه در موقعیت قوس‌های آتشفشانی (AR) و پس از برخورد (PAP) جایگیری کرده‌اند.

بررسی رفتار عناصر نادر خاکی در متاولکانیک‌های پهنه برشی نشان دهنده غنی‌شدگی این عناصر در پهنه برشی نسبت به واحدهای کمر بالا و پایین است. الگوی پراکندگی این عناصر گویای غنی‌شدگی LREE نسبت

به HREE است که می‌توان آن را به دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیست سبز نسبت داد. علاوه بر آن، می‌توان غنی‌شدگی LREE در پهنه برشی قلقله را به چرخش سیالات حاوی CO_2 و SO_4^{2-} در این پهنه برشی نسبت داد. وجود بی‌هنجاری‌های Eu مثبت در متاولکانیک‌های پهنه برشی را می‌توان ناشی از تجزیه اندک پلاژیوکلازها به سریسیت، تحت تأثیر دگرسانی‌های ضعیف و شرایط احیایی، دانست که سبب افزایش ناچیز در بی‌هنجاری Eu شده است. بی‌هنجاری‌های Eu منفی گویای افزایش نسبت سیال/سنگ و پیشرفت فرآیندهای دگرسانی و تجزیه فلدسپارها به عنوان منبع اصلی Eu است. در نمونه‌های واقع در کمر بالا و پایین، الگوی پراکندگی REE گویای تهی‌شدگی این عناصر نسبت به پهنه برشی به‌ویژه در نمونه کمر پایین است و عدم وجود بی‌هنجاری Eu و نبود تفکیک قابل توجه REE، می‌تواند ناشی از نبود دگرسانی و دگرشکلی قابل توجه در واحدهای یاد شده و واکنش ناچیز سیال/سنگ باشد.

تشکر و قدردانی

نویسندگان، از حمایت‌های مالی کمیته تحقیقات دانشگاه شیراز در به انجام رساندن این تحقیق تشکر می‌کنند. همچنین از راهنمایی دکتر محمدعلی مکی‌زاده (دانشگاه اصفهان) تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- احمدنژاد، ف. (۱۳۹۰) زمین‌شناسی، زمین‌شیمی و بررسی رفتار عناصر نادر خاکی در اکتشاف طلای کوه‌زایی: مطالعه موردی پهنه برشی قلقله (جنوب غربی سقز، استان کردستان). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ایران.
- حریری، ع. (۱۳۸۲) گزارش نقشه زمین‌شناسی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ سقز. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ایران.
- علی‌یاری، ف.، راستاد، ا. و شمس، م. (۱۳۸۵) رفتار ژئوشیمیایی عناصر نادر خاکی و کاربرد اکتشافی آن‌ها در کانه‌زایی طلای تیپ پهنه برشی قلقله، جنوب غربی سقز. دهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Science* 94: 401-419.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.
- Alavi, M. (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science* 304: 1-20.
- Alderton, D. M. H., Pearce, J. A. and Potts, P. J. (1980) Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from Southwest England. *Earth Planet Scientific Letters* 49: 149-165.
- Aliyari, F., Ebrahim, R., Mohammad, M. and Greg, B. A. (2009) Geology and geochemistry of D-O-C isotope systematics of the Qolqoleh gold deposit, Northwestern Iran: Implications for ore genesis. *Ore Geology Reviews* 36: 306-314.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A. (2007) Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Science* 30: 474-489.
- Berberian, F. and Berberian, M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H. K. and Delany, F. M. (Eds.) *Zagros-Hijindu Kush-Himalaya geodynamic evolution*. American Geophysical Union, *Geodynamic Series* 3: 5-32.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M. (1982) Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and central Iran. *Journal of The Geological Society of London* 139: 605-614.
- Berberian, M. (1976) Seismotectonic map of Iran, 1:2500000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Bierlein, F. P. and Crowe, D. E. (2000) Phanerozoic orogenic lode gold deposit. *Economic Geology* 13: 103-109.
- Bierlein, F., M., Hughes, Dunphy, J., McKnight, S., Reynolds, P. and Waldron, H. (2001) Tectonic and economic implications of trace element, ^{40}Ar - ^{39}Ar and Sm-Nd data from mafic dykes associated with orogenic gold mineralisation in central Victoria, Australia. *Lithos* 58: 1-31.
- Bonin, B., Brandlein, P., Bussy, F., Desmons, J., Eggenberger, U. and Finger, F. (1993) Late Variscan magmatic evolution of the Alpine basement. In: Raumer, J. F. and Neubauer, F. (Eds.) *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer, Berlin, New York.
- Brewer, T. S. and Atkin, B. P. (1989) Elemental mobilities produced by low-grade metamorphic events. A case study from the Proterozoic supracrustals of southern Norway. *Precambrian Research* 45: 143-158.
- Condie, K. C. and Sinha, A. K. (1996) Rare earth and other trace element mobility during mylonitization: a comparison of the Brevard and Hope Valley shear zones in the Appalachian mountains, USA. *Journal of Metamorphic Geology* 14: 213-226.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. Allen and Unwin, London.
- Dickin, A. P. (1988) Evidence for limited REE leaching from the Roffna Gneiss, Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99: 273-275.
- Dube, B. and Gosselin, P. (2007) Greenstone-hosted quartz- carbonate vein deposits. In: Goodfellow, W. D. (Ed.) *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit- type, district metallogeny, the Evolution of geological provinces and exploration methods: geological association of Canada*. Mineral

- Deposits Division, special publication 5: 49-73.
- Eftekharneshad, J. (1973) The Mahabad Quadrangle map 1:250000. Geological Survey and Mineral Exploration of Iran, Tehran.
- Eftekharneshad, J. (1981) Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. *Journal of Iranian Petroleum Society* 82: 19-28.
- Felsche, J. and Herrmann, A. G. (1978) Yttrium and lanthanides. In: Wedpohl, K. (Ed.) *Handbook of geochemistry*. Springer-Verlag, New York.
- Ferkous, K. and Lebanc, M. (1995) Gold mineralization in the west Hoggar shear zone, Algeria. *Mineral Deposita* 30: 211-224.
- Glazner, A. F. and Bartley, J. M. (1991) Volume loss fluid flow and state of strain in the extensional mylonites from the central Mojave Desert, California. *Journal of Structural Geology* 5: 587-594.
- Goldfarb, R. J., Groves, D. I. and Gardoll, S. (2001) Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews* 18: 1-75.
- Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Knox-Robinson, C. M., Ojala, J., Gardoll, S., Yun, G. and Holyland, P. (2000) Late-kinematic timing of orogenic gold deposits and significance for computer-based exploration techniques with emphasis on the Yilgarn block, Western Australia. *Ore Geology Reviews* 17: 1-38.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kikawada, Y. (2001) Experimental studies on the mobility of lanthanides accompanying alteration of andesite by acidic hot spring water. *Chemical Geology* 176: 137-149.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming mineral. *American Mineralogist* 68: 227-279.
- Leonardos, O., Jost, H. and Oliveira, C. G. (1991) Gold deposits and shear zone relationships in the Precambrian of Brazil. In: Laderia, E. A. (ed.) *Brazil Gold*. 91: 167-169.
- Lewis, A. J., Palmer, M. R., Sturchio, N. C. and Kemp, A. J. (1997) The rare earth element geochemistry of acid-sulphate and acid-sulphate-chloride geothermal systems from Yellowstone National Park, Wyoming, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 695-706.
- Lottermoser, B. G. (1992) Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes. *Ore Geology Reviews* 7: 25-41.
- Michard, A. (1989) Rare earth element systematic in hydrothermal fluid. *Geochimica Cosmochimica Acta* 53: 745-750.
- Moeinvaziri, H. (1985) *Volcanisme Tertiaire et Quaternaire en Iran*. Thèse d'Etat, Paris-Sud Orsay, France, (in French).
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L., Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Science* 21: 397-412.
- Muller, D. and Groves, D. I. (1997) *Potassic Igneous Rock and Associated Gold-Copper Mineralisation*. Springer-Verlag, Berlin.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica Acta* 38: 757-775.
- Niromand, S., Goldfarb, R. J., Moore, F., Mohajjel, M. and Marsh, E. E. (2011) The Kharapeh orogenic gold deposit: geological, structural, and geochemical controls on epizonal ore formation in West Azerbaijan province, Northwestern Iran. *Mineralium Deposita* 46: 409-428.
- O'Hara, K. and Blackburn, W. H. (1989) Volume-loss model for trace-element enrichments in mylonites,

- Geology 17: 524-527.
- Palacios, C. M., Hein, U. F. and Dulski, P. (1986) Behaviour of rare earth elements during hydrothermal alteration at the Buena Esperanza copper-silver deposit, Northern Chile. *Earth Planet Scientific Letters* 80: 208-216.
- Pearce, J. (1996) Sources and setting of granitic rocks. *Episodes* 19: 120-125.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Rolland, Y., Cox, S., Boullier, A. M., Pennacchioni, G. and Mancktelow, N. (2003) Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps). *Earth Planet Scientific Letters* 214: 203-219.
- Rollinson, H. (1993) Using Geochemical data: Evolution, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, London.
- Schnetzer, C. C. and Philpott, J. A. (1970) Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts 2. *Geochimica Cosmochimica Acta* 34:331-340.
- Silverstone, J., Morteau, G. and Stuade, J. M. (1991) Fluid channelling during ductile shearing: transformation of granodiorite into aluminous schist in the Tauern Window, eastern Alps. *Journal of Metamorphic geology* 9: 419-431.
- Sinha, A. K., Hewitt, D. A. and Rimstidt, J. D. (1986) Fluid interaction and element mobility in the development of ultramylonites. *Geology* 14: 883-886.
- Sverjensky, D. A. (1984) Europium equilibria in aqueous solution. *Earth Planet Scientific Letters* 67: 70-78.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology* 20: 325-343.
- Wood, S. A. (1990) The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and Yttrium. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350°C at saturation water vapor pressure. *Chemical Geology* 88: 99-125.

Geochemistry of alteration zones and shear zone with an emphasis on the behavior of rare earth elements (REE) in the Qolqoleh Gold deposit, Kurdistan

Batoul Taghipour * and Farhad Ahmadnejad

Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Shiraz, Shiraz, Iran

Abstract

The Qolqoleh gold deposit located 50 km northwest of the Sanandaj-Sirjan metamorphic-magmatic zone. The area was affected by NE-SW trending shear zone. On the basis of the field prospecting, granitic intrusive rocks, meta-limestone, chlorite-sericite schist and metavolcanic units are altered. The intrusive body ranges in composition from granitic through granodiorite to diorite. The petrographic studies display that the altered intrusive rocks composed of quartz, K-feldspar, muscovite, biotite, sericite, microcline, chlorite, iron oxide and calcite. Propylitic, phyllic, carbonatization and silicic zones are the main types of alteration in the area. From the viewpoint of tectonic environment, the intrusive bodies are emplaced in a post-collision volcanic arc setting. The rare earth elements pattern in the metavolcanic of the shear zone indicates that REE are enriched in the shear zone compared to the hanging wall (chlorite-sericite schist) and foot wall (met limestone) units. It seems that, LREE enrichment can be related to the circulation of SO_4^{-2} , CO_2 -bearing fluids as well as regional metamorphism in the Qolqoleh shear zone. The presence of positive and negative Eu anomaly in the metavolcanic rocks is due to the low and advanced alteration respectively. The negative anomaly is related to plagioclase alteration in these rocks. The lack of Eu anomaly in the hanging wall and foot wall indicates that these rocks are unaltered.

Key word: Orogenic gold, Qolqoleh, Post-collision arcs, Rare earth elements, Eu anomaly

* taghipour@shirazu.ac.ir