

بررسی تکامل زمین‌شناسی - فلززایی در منطقه خاور الیگودرز با استفاده از مطالعات کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر خاکی کمیاب و فرعی

نازنین ظاهری^{۱*}، علیرضا زراسوندی^۲، مناصاتی^۳، محمد کاروانی^۴، هوشنگ پورکاسب^۵ و فاطمه راستمنش^۶

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲ استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران

^۳ دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خرم‌آباد، خرم‌آباد، ایران

^۴ کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران

^۵ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران

^۶ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران، اهواز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۰۹/۱۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۲/۰۳

چکیده

منطقه الیگودرز در بخش میانی پهنه سنندج - سیرجان واقع شده است. در زمان ژوراسیک و پیش از آن، تحت تأثیر فعالیت‌های زمین‌ساختی مرتبط، گوناگونی کانی‌سازی از ذخایر مس، آهن، سرب و روی و باریت در این منطقه به چشم می‌خورد. این گوناگونی کانی‌سازی به همراه فعالیت‌های آتشفشانی - نفوذی در این منطقه پیچیدگی‌های زمین‌شناسی خاصی را به وجود آورده و ابهاماتی را در تکامل زمین‌شناسی - فلززایی منطقه ایجاد کرده است. در این راستا بررسی تکامل زمین‌شناسی و ارتباط کانی‌سازی با تکامل زمین‌ساخت ماگمایی منطقه، هدف این مطالعه بوده است. مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری نشان داد که بیشتر کانه‌زایی منطقه مورد مطالعه شامل باریت به همراه کانی‌های سولفیدی (کالکوپیریت، پیریت و کوولیت) و اکسیدهای آهن در کانسار باریت فرسش با میزان کربناتی به سن پرمین در جنوب خاور منطقه الیگودرز، کانه‌زایی اسفالریت، گالن و کالکوپیریت با میزان فیلیت، اسلیت و ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده به سن ژوراسیک در شمال خاور منطقه الیگودرز در کانسار سرب و روی گل‌زرد و کانی‌سازی مس همراه با آتشفشانی‌های آندزیتی است. نمونه‌برداری برای مطالعات سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی با استفاده از روش ICP-MS از هر کانسار به صورت مجزا صورت پذیرفت. از سوی دیگر سنگ‌های گرانیتویدی منطقه نیز برای این مطالعات مد نظر بوده‌اند. الگوی توزیع عناصر خاکی کمیاب (REE) بهنجار شده با کندریت برای نمونه‌های کانسار روی و سرب گل‌زرد نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها و نسبت $La/Lu > 1$ است. نمونه‌های سنگ میزان دگرگون شده دارای بی‌هنجاری مثبت Ce و بی‌هنجاری منفی Eu هستند. در حالی که نمونه‌های اسفالریت، کوارتز، پیریت و گالن دارای بی‌هنجاری منفی Eu و بی‌هنجاری منفی Ce هستند. نبود بی‌هنجاری Eu در نمونه گالن نشانگر بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در زمان نهشت این کانی است. بنابراین با توجه به همانندی در روند عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های کانه و سنگ میزان کانسار گل‌زرد، به نظر می‌رسد عناصر REE از سنگ میزان خارج و سپس به سیال کانی‌ساز افزوده شده‌اند. الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت در نمونه‌های باریت و سنگ میزان کانسار فرسش نشان از غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها و بی‌هنجاری قوی و مثبت Eu و بی‌هنجاری منفی Ce دارد. آب دریا منبع اصلی محلول‌گرمایی ته‌نشست‌دهنده باریت در سنگ میزان است. الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت برای آندزیت‌های منطقه روندی مشابه به صورت پهن با شیب کم نشان می‌دهد، که نشان‌دهنده منشأ ماگمایی یکسان برای آنهاست. نمونه‌های آندزیتی نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها (نسبت $La/Lu > 1$) و نبود بی‌هنجاری Eu و Ce در نمونه‌های آندزیتی است که نشانگر تبلور هم‌زمان کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز و نشان‌دهنده خروج Ce^{+3} به همراه دیگر REEها از محیط رسوبی است. الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت در نمونه‌های سنگ‌های گرانیتی منطقه دارای غنی‌شدگی LREEها در مقایسه با HREEها، بی‌هنجاری منفی Eu و نبود بی‌هنجاری Ce است. الگوی REE بیانگر کنترل فرایند تفریق در طول شکل‌گیری این گرانیتویدها توسط تبلور پلاژیوکلاز است. نمودار عنکبوتی بهنجار شده عناصر فرعی نسبت به کندریت نشان‌دهنده روند یکسان تهی‌شدگی HfSEها و HREEها و غنی‌شدگی LREEها و LILEها برای همه نمونه‌ها است، بنابراین رخداد ماگماتیسم و همه این کانه‌زایی‌ها در منطقه مورد مطالعه در یک پهنه مرتبط با فرورانش رخ داده است. این مطالعات نشان می‌دهد یک ارتباط زایشی میان سیال‌های تأمین‌کننده این کانه‌زایی‌ها و سنگ‌های آتشفشانی - نفوذی منطقه در زمان ژوراسیک یا پیش از آن از دید جایگاه زمین‌ساختی وجود دارد.

کلیدواژه‌ها: الیگودرز، زمین‌شیمی، سرب و روی، باریت، فرورانش تنیس جوان.

*نویسنده مسئول: نازنین ظاهری

E-mail: n_zaheri@sbu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

دارای منشأ نوع سدکس در بخش باختری این کمربند و نوع دره می‌سی‌سی‌پی بیشتر در بخش خاوری هستند. بیشتر ذخایر باریت با سنگ میزان پرمین تا کرتاسه، در پهنه سنندج - سیرجان نزدیک به ذخایر سرب و روی هستند (قربانی، ۱۳۸۱).
رخنمون توده‌های نفوذی گرانیتویدی متعلق به فعالیت ماگمایی گسترده در بخش میانی پهنه سنندج - سیرجان در طی ژوراسیک میانی (Esna-ashari et al., 2012) نزدیک به کانسار سرب و روی گل‌زرد و همچنین رخنمون سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی در زمان تریاس بالایی - ژوراسیک که در جنوب خاوری برهگ الیگودرز و در شمال خاوری کانسار باریت فرسش قرار دارند و در بخش شمال باختری برهگ

منطقه مورد مطالعه از دید زمین‌شناسی در بخش میانی پهنه سنندج - سیرجان، در کمربند فلززایی ملایر - اصفهان، در نواحی خاوری و جنوب خاوری استان لرستان و در محدوده چهارگوش برهگ ۱:۱۰۰۰۰۰ الیگودرز (Soheili et al., 1992) جای دارد (شکل ۱). در بخش میانی پهنه سنندج - سیرجان کانی‌سازی سرب و روی و کانسارهای باریت اهمیت ویژه‌ای دارند (قربانی، ۱۳۸۱). کانسارها و نشانه‌های معدنی سرب و روی چینه‌کران محدود به سنگ‌های آهک دولومیتی، شیلی و ماسه‌سنگی کرتاسه و توالی‌های رسوبی کهن‌تر از کرتاسه پیشین (Shahabpour, 2006)، در پهنه سنندج - سیرجان در محور ملایر - اصفهان شناخته شده‌اند که از دیدگاه زایشی،

کانسار سرب و روی گل‌زرد با کانه‌زایی رگه‌ای و پراکنده با سنگ میزبان فیلیت و ماسه‌سنگ‌های دگرگونی و کانسار سرب و روی باریت با سنگ میزبان دولومیت و کربنات‌های پرمین از کانسارهای شناخته شده‌ای هستند که تمرکز این مطالعه بیشتر روی آنها بوده است.

کانسار سرب و روی گل‌زرد در فاصله ۱۰ کیلومتری شمال خاوری شهرستان الیگودرز قرار دارد. راه دسترسی به کانسار مورد مطالعه از راه جاده فرعی و خاکی الیگودرز به روستای گل‌زرد به فاصله ۴ کیلومتر به سوی شمال خاور است (شکل ۱). این کانسار توسط فرهادی‌نژاد (۱۳۷۷) مورد مطالعه قرار گرفت. وی بر این باور بود که این کانسار نوعی کانسار سرب و روی با سنگ درونگیر ماسه‌سنگی از نوع لایزال است. همچنین صامتی (۱۳۹۱) منشأ سدکس را برای این کانسار در نظر گرفته است.

کانسار باریت فرسش در ۴۵ کیلومتری جنوب خاور الیگودرز در نزدیکی روستای فرسش قرار دارد که از راه اصلی الیگودرز به اصفهان و راه فرعی روستاهای چمن سلطان- آب باریک- فرسش می‌توان به این کانسار دسترسی پیدا کرد. این کانسار به سه واحد معدنی جداگانه به نام‌های F-A، F-B و F-C تقسیم شده که موقعیت هر کدام از این واحدهای معدنی در شکل ۱ نشان داده شده است. این کانسار نیز توسط افرادی همچون مختاری‌پور (۱۳۸۹) و ظاهری (۱۳۹۱) مورد مطالعه قرار گرفته است که زایش‌های متفاوتی را برای این کانسار به دست آورده‌اند. مختاری‌پور (۱۳۸۹) به منشأ اپی‌ترمالی این کانسار و ظاهری (۱۳۹۱) به منشأ سیال گرمایی دماپاین زیردریایی و آمیختگی با آب‌دریا اشاره دارند.

از سوی دیگر سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی که در جنوب خاور الیگودرز پراکندگی دارند، از دید موقعیت زمانی و مکانی همانند سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی در برکه بروجرد هستند که توسط کاروانی (۱۳۹۱) مورد مطالعه قرار گرفته است. این آندزیت‌ها تقریباً در بیشتر نواحی آغشتگی‌های زیادی از مس نشان می‌دهند. برکه بروجرد دارای پیچیدگی‌های خاص سنگ‌شناسی از جمله وجود توده‌های آتشفشانی آندزیتی کاسیان در همجواری توده‌های گرانیتوئیدی بروجرد است (هزاره، ۱۳۸۴). توده‌های آتشفشانی آندزیت، آندزیت- بازالت و ریولیت کاسیان در ۷۰ کیلومتری شمال خاوری شهرستان خرم‌آباد و در ۷ کیلومتری روستای کاسیان، در استان لرستان در منطقه خرد شده در محل برخورد دو ایالت زمین‌ساختی سنندج- سیرجان و زاگرس رورانه قرار دارند. سنگ‌های آتشفشانی کاسیان در منطقه نابرجا در پیکره چغلوندی بیشتر در زیر آهک‌های کرتاسه رخنمون دارند. واحد چغلوندی از دو بخش آهکی و آتشفشانی به سن ژوراسیک بالایی تشکیل شده است (هزاره، ۱۳۸۴) (شکل ۲).

در جنوب خاور برکه الیگودرز و در محدوده کانسار باریت فرسش، برونزد کهن‌ترین سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین- پالئوزویک زیرین تا میانی که شامل واحدهای دگرگونی، مرمرهای آهکی و دولومیتی هوازده و آتشفشانی‌های دگرگون شده اسیدی، میانه و بازی است، قرار دارند. ترادفی از شیل ماسه‌ای آهک‌دار و سنگ‌های آذرین بازی به سن پرمین روی مجموعه پرکامبرین قرار دارد. رخنمون‌های سنگی متعلق به پالئوزویک بالایی در بخش جنوب خاوری منطقه الیگودرز شامل واحدهای سنگی شیل، ماسه‌سنگ‌های کوارتزی و آهک دولومیتی دونین بالایی و کربنیفر و رسوبات آهک دولومیتی پرمین هستند. رسوبات پرمین میزبان کانه‌سازی باریت در منطقه فرسش هستند (شکل ۱).

سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی در زمان تریاس بالایی- ژوراسیک در جنوب خاوری برکه الیگودرز و در شمال خاوری کانسار باریت فرسش قرار دارند. در بخش شمال باختری برکه الیگودرز در محل رخنمون کانسار گل‌زرد این فعالیت‌های آتشفشانی آندزیتی دیده نمی‌شوند. با در نظر گرفتن موقعیت زمانی و مکانی یکسان سنگ‌های آتشفشانی کاسیان (کاروانی، ۱۳۹۱) در برکه چهارگوش

الیگودرز در محل رخنمون کانسار گل‌زرد دیده نمی‌شوند (شکل ۱). در این ناحیه رابطه مشخصی از دید زایشی میان این توده‌های نفوذی و آتشفشانی با کانی‌زایی در این دو کانسار دیده نشده است.

این مطالعه به منظور ترکیب داده‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی به دست آمده از رخدادهای معدنی کانسار باریت فرسش و کانسار سرب و روی گل‌زرد در ناحیه الیگودرز و بررسی ارتباط کانه‌سازی با سنگ‌های میزبان این کانسارها و توده نفوذی گرانیتوئیدی و توده آتشفشانی آندزیتی مس‌دار همجوار آنها برای درک درستی از چگونگی نهشته شدن کانه‌ها، منشأ فلزات و جایگاه زمین‌ساختی کانه‌زایی منطقه است.

۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

از دید زمین‌شناسی ایران در بخش میانی کوهزایی آلپ- هیمالیا جای گرفته است. کمر بند کوهزایی زاگرس بخشی از کمر بند کوهزایی آلپ- هیمالیا و بخش ایرانی اقیانوس تیس است (Molinari et al., 2005). کمر بند کوهزایی زاگرس محصول همگرایی میان صفحات اوراسیا و آفریقا- عربی در کرتاسه و ترشیری، شامل سه پهنه زمین‌ساختی موازی با روند شمال باختر- جنوب خاور است: ۱) پهنه ماگمایی ارومیه- دختر؛ ۲) پهنه سنندج- سیرجان؛ ۳) کمر بند زاگرس رورانه- چین‌خورده (Alavi, 1994; Ghasemi & Talbot, 2005). پهنه دگرگونی- ماگمایی سنندج- سیرجان با روند شمال باختر- جنوب خاور به صورت نواری باریک به طول ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض ۱۵۰ کیلومتر از شهرهای ارومیه و سنندج در شمال باختر تا شهرهای اسفندقه و سیرجان در جنوب خاور (Mohajjel et al., 2003) ادامه دارد و در میان مجموعه ماگمایی ارومیه- دختر و کمر بند رورانه- چین‌خورده زاگرس جای گرفته است (شکل ۱) و در حقیقت بخشی از کوهزایی زاگرس است (Alavi, 2004). بیشتر سنگ‌های این پهنه زمین‌ساختی، سنگ‌های پالئوزویک و مزوزویک هستند که در اثر کوهزاد زاگرس چندین فاز دگرگونی، دگرشکلی و فعالیت ماگمایی را از زمان پالئوزویک تا سنوزویک (ائوسن) پشت سر گذارده‌اند (Aliyari et al., 2012). دگرگونی در واحدهای سنگی پهنه سنندج- سیرجان در حد رخساره شیب سبز تا آمفیبولیت است (Davoudian et al., 2008).

منطقه الیگودرز از دید زمین‌شناسی در پهنه سنندج- سیرجان جای گرفته است. در این پهنه، مهم‌ترین رویداد دگرشکلی و دگرگونی در ارتباط با رخداد مهم زمین‌ساختی باز و بسته شدن اقیانوس نوتیس در طول دوران مزوزویک انجام شده است (Aghanabati, 2004). رویداد کوهزایی سیمین میانی، پیش از بازوسین بالایی (ژوراسیک بالایی) با فعالیت آتشفشانی، چین‌خوردگی، جای‌گیری توده‌های نفوذی و دگرگونی همراه بوده است. فعالیت توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی ژوراسیک میانی در پهنه سنندج- سیرجان، نشانگر این است که این پهنه یک حاشیه قاره‌ای شبه آندی فعال در طی فرورانش اقیانوس نوتیس بوده است (Esna-ashari et al., 2012). در کرتاسه پسین سنگ‌های این پهنه همراه با نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی، تا حد رخساره شیب سبز و آمفیبولیت دگرشکل شده‌اند (Mohajjel et al., 2003). وجود توده‌های نفوذی درون سنگ‌های کربناتی کرتاسه بالایی و تولید کنگلومرای همزمان با زمین‌ساخت در طول شمال پهنه سنندج- سیرجان تأیید می‌کند که بسته شدن زمین‌درز در ائوسن ابتدایی تا میانی رخ داده است (Ghasemi & Talbot, 2005).

۳- زمین‌شناسی کانسارها

گوناگونی کانی‌سازی زیادی در برکه زمین‌شناسی الیگودرز به چشم نمی‌خورد، ولی آنچه که جلب توجه می‌کند، وجود کانسارهای سرب و روی و باریت به همراه اندیس‌های مس با میزبان سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی است. در این ارتباط

در آبان ماه ۱۳۹۰ انجام شد. در طی بازدید صحرایی بررسی‌های سنگ‌شناسی برای تعیین رخنمون‌های کانه‌زایی در مناطق مورد نظر انجام پذیرفت. سپس برای انجام مطالعات کانی‌شناسی و زمین‌شیمی، بیش از ۱۰۰ نمونه از کانسارهای سرب و روی گل‌زرد و باریت فرسش از ۳ واحد معدنی FA، FB و FC (شکل ۱) به همراه سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی (شکل ۲) و گرانیتویدی منطقه گردآوری شد. مطالعات سنگ‌نگاری مقاطع نازک و صیقلی به روش‌های معمول میکروسکوپی نور عبوری و نور بازتابی با استفاده از میکروسکوپ قطبشی دوچشمی مدل Zeiss در آزمایشگاه کانی‌شناسی دانشگاه شهید چمران اهواز انجام شد. به منظور مطالعات زمین‌شیمیایی عناصر فرعی و عناصر خاکی کمیاب، پیش از فرستادن نمونه‌های انتخاب شده به آزمایشگاه، نمونه‌ها با آب مقطر شسته و سپس در دمای اتاق خشک شدند. سپس نمونه‌ها توسط آسیاب کاربید تنگستن پودر و میزان ۱۰۰ گرم از هر نمونه جدا و در بسته‌بندی‌های مجزا به آزمایشگاه فرستاده شد. این نمونه‌ها توسط روش طیف سنج جرمی- اتمی پلاسما جفت شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه ACME کانادا تجزیه شیمیایی شدند که ترکیب شیمیایی میانگین آنها در جدول ۱ آورده شده است. گفتنی است برای تجزیه زمین‌شیمیایی کانی‌های سولفیدی گالن، اسفالریت، کالکوپریت و کانی باریت از جدایش تک‌کانیایی به روش دستی و با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی نمونه‌ها آماده‌سازی شدند. نتایج به دست آمده از تجزیه شیمیایی عناصر خاکی کمیاب و عناصر فرعی نمونه‌ها به ترتیب با استفاده از داده‌های Boynton (1984) و Sun & McDonough (1989) نسبت به مقادیر کندریت بهنجار شدند.

۵- کانی‌زایی

یکی از جنبه‌های مهم در تحولات کانسارسازی، مطالعه روی کانی‌شناسی و توالی تشکیل کانی‌ها در کانسارهاست. مطالعات کانی‌شناسی این مطالعه به کمک بررسی‌های میکروسکوپی روی سه گروه از مقاطع نازک و صیقلی انجام شده است؛ (۱) نمونه‌های مربوط به سنگ‌های میزبان کانه‌سازی، شامل سنگ‌آهک پرمین میزبان کانی‌سازی باریت و ماسه‌سنگ دگرگونی و فیلیت ژوراسیک میزبان کانه‌سازی سرب و روی کانسار گل‌زرد؛ (۲) نمونه‌هایی از سنگ‌های آندزیتی‌های منطقه؛ (۳) نمونه‌هایی از کانی‌های باریت و کانه‌های سرب و روی از کانسارهای فرسش و گل‌زرد. از این دسته‌بندی برای تجزیه‌های شیمیایی نیز استفاده شده است (جدول ۱). توده‌های آتشفشانی آندزیت تریاس تا ژوراسیک به عنوان یکی از گزینه‌های محتمل برای تأمین فلزات و ماده معدنی مورد بررسی قرار گرفتند. با توجه به شواهد صحرایی مشخص شد که این توده‌ها در جنوب خاور ناحیه الیگودرز گسترده شده و در سنگ‌های مختلف، از واحدهای پرکامبرین تا پالئوزویک نفوذ کرده‌اند؛ ولی در شمال باختر ناحیه الیگودرز رخنمون ندارند و ارتباط مکانی مشخصی نیز با کانسار سرب و روی گل‌زرد ندارند. بررسی سنگ‌شناختی سنگ‌های آندزیتی منطقه مورد مطالعه نشان از فزونی درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی با کانی‌های فلزی همراه (شکل ۳- الف) دارد که نشان‌دهنده یک ماگمای آندزیتی تفریق یافته و تکامل یافته پیش از رسیدن به سطح زمین است، که فرایند تفریق تا تشکیل کوارتز در خمیره سنگ و میان پلاژیوکلازها پیش رفته است (کاروانی، ۱۳۹۱). شیمی سنگ‌های مورد بررسی که به آن اشاره خواهد شد، به خوبی روند این تفریق و تکامل را بیان می‌کند. مطالعات سنگ‌نگاری نشان داد که این آندزیت‌ها دارای کانه‌زایی اولیه و برونزاد هستند. کانی‌سازی اولیه شامل دو فاز اکسیدی و سولفیدی است. تنها کانی فاز اکسیدی مگنتیت است که به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار دیده می‌شود (شکل ۳- ب). دو کانی کالکوپریت و پیریت، کانی‌های اصلی این فاز سولفیدی هستند که بیشتر به صورت رگه- رگچه‌ای، فضا‌های خالی سنگ میزبان را در آندزیت‌های کاسیان پر می‌کنند (شکل‌های ۳- پ و ت). فرایندهای برونزاد

۱۰۰۰۰۰: ۱: بروجرد (هزاره، ۱۳۸۴؛ شکل ۲) با سنگ‌های آتشفشانی منطقه الیگودرز، این توده‌های آتشفشانی که شامل آندزیت، آندزیت- بازالت و ریولیت هستند و با فعالیت‌های آتشفشانی ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نوتیس (Neo-Tethys) و به موازات روند زاگرس چین‌خورده در سیمین میانی ارتباط دارند؛ در محیط جزایر کمانی آتشفشانی (Volcanic Island Arc) به سبب فعالیت فاز کوهزایی سیمین میانی در طی ژوراسیک حاصل شده‌اند (کاروانی، ۱۳۹۱).

رسوبات کرانه‌ای ماسه‌سنگی و شیلی مربوط به زمان تریاس بالایی- ژوراسیک کهن‌ترین واحد سنگی رخنمون یافته در شمال باختر و جنوب خاور منطقه الیگودرز هستند که تحت تأثیر فاز کوهزایی سیمین پسین (در زمان کرتاسه) (Soheili et al., 1992) تبدیل به توالی‌های یکنواختی از فیلیت، کوارتزفیلیت و اسلیت متناوب با ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده‌اند. رخنمون کانسار گل‌زرد در فیلیت‌ها و ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده است (فرهادی‌نژاد، ۱۳۷۷؛ صامتی، ۱۳۹۱). بر همین اساس این نتیجه حاصل می‌شود که تأثیر گرمای حاصل از توده نفوذی در منطقه بسیار کم و ناچیز بوده و درجه این دگرگونی در حد رخساره آلپیت- اپیدوت- هورنفلس تا شیت سبز برآورد شده است (فرهادی‌نژاد، ۱۳۷۷). دوره کرتاسه با کنگلومرای پیش‌رونده آغاز شده و به گونه‌ای ناهمساز روی لایه‌های ژوراسیک نشسته است. رسوبات آواری و سنگ‌آهک‌های زیست- آواری کرتاسه پایین در شمال باختر تا جنوب خاور الیگودرز رخنمون دارند که سنگ‌های کهن قرار گرفته‌اند. رسوبات کرتاسه در این ناحیه بیشتر کربناتی هستند و شامل قاعده‌ای ماسه‌ای و کنگلومرای از واحدهای آهکی، مارن، آهک و آهک اربیتولین دار توده‌ای هستند. رسوبات کرتاسه در محدوده معدنی گل‌زرد با مرز گسلی به روی رسوبات تریاس بالایی- ژوراسیک قرار گرفته‌اند.

توده‌های نفوذی گرانیت تا گرانودیوریتی کرتاسه پسین- پالئوسن، پس از فاز کوهزایی لارامید در بخش شمال باختر منطقه الیگودرز در سوی جنوب باختری کانسار گل‌زرد رخنمون یافته‌اند (Soheili et al., 1992). مطالعات اخیر روی سنگ‌های گرانیتویدی پهنه سنندج- سیرجان نشانگر محدوده سنی گسترده از تریاس پسین (Arvin et al., 2007) تا اونس پیشین (Mazhari et al., 2009) هستند. مطالعات Moazzen et al. (2004) روی گرانیتوید ملاطلب در بخش شمال باختر توده نفوذی گرانیتویدی الیگودرز نشان داد که این کمپلکس به عنوان یک توده نفوذی همزمان با برخورد در زمان کرتاسه پسین جایگزین شده است. ولی داده‌های جدید توسط Esna-ashari et al. (2012) نشان داد که در زمان ژوراسیک میانی پهنه سنندج- سیرجان به صورت یک حاشیه قاره‌ای شبه آندی فعال بوده که حجم زیادی از ماگما‌های با ترکیب گرانیتویدی در آن نفوذ کرده است. بنابراین کمپلکس گرانیتویدی الیگودرز شاهی بر فعالیت ماگمایی گسترده در بخش میانی پهنه سنندج- سیرجان در طی زمان ژوراسیک میانی است. توده‌های نفوذی جای گرفته درون شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک بیشتر از نوع گرانودیوریت و دیوریت هستند که ممکن است با گرانیت الوند هم‌ریشه باشند و بنابراین سن ژوراسیک میانی دارند. در هورنفلس‌های همجوار با توده نفوذی، رگه‌ها و یا عدسی‌هایی از کوارتز افزوده شده که ارزش اقتصادی دارند (Ahmadi Khalaji et al., 2007). در محدوده جنوب باختری کانسار گل‌زرد هورنفلس‌های تیره رنگ حاصل نفوذ توده گرانیتویدی الیگودرز در رسوبات شیلی و ماسه‌سنگی تریاس بالایی- ژوراسیک طی دگرگونی مجاورتی است (فرهادی‌نژاد، ۱۳۷۷). در پایان جوان‌ترین نهشته‌های ناحیه، رسوبات آبرفتی عهد حاضر شامل تناوبی از مارن‌های سفید رنگ لایه‌لایه با لایه‌هایی از کنگلومرا هستند (Soheili et al., 1992).

۴- روش مطالعه

عملیات صحرایی و نمونه‌برداری از دو کانسار سرب و روی گل‌زرد و باریت فرسش

آن با سنگ‌های میزبان (فیلیت، ماسه‌سنگ دگرگونی ژوراسیک و سنگ آهک دولومیتی پرمین) و سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و گرانیتی، ۴ نمونه از کانسار سرب و روی گل‌زرد شامل اسفالریت، گالن، کوارتز، پیریت و اکسیدهای آهن، ۱ نمونه از سنگ‌های میزبان، ۳ نمونه باریت از نوع کانه‌زایی جانیشینی، رگه‌ای و توده‌ای، ۱ نمونه از سنگ میزبان آهک دولومیتی و میانگینی از ۹ نمونه آندزیت و یک نمونه از آندزیت-ریولیت و یک نمونه از گرانیت با استفاده از روش پلاسما جفت شده القایی جرمی (ICP-MS) در آزمایشگاه ACME کانادا تجزیه شدند (جدول ۱). الگوی توزیع عناصر خاکی کمیاب این نمونه‌ها پس از بهنجار شدن با کندریت (Boynnton, 1984) در نمودار عنکبوتی شکل ۴ رسم شده‌اند. در ادامه برای تعبیر و تفسیر رفتار عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های مختلف، مقادیر ΣREE^* ، Ce/Ce^* ، Eu/Eu^* ، Gd/Yb ، La/Yb ، La/Sm ، La/Lu و Ce/Yb محاسبه شدند (جدول ۱).

عناصر خاکی کمیاب به علت تغییرات تدریجی در شعاع یونی و افزایش تدریجی عدد اتمی می‌توانند شناساگری مؤثر برای تشخیص فرایندهای دخیل در کانه‌زایی به شمار روند (Ye et al., 2011). توزیع REEها در کانی‌های ته‌نشست شده، محصول مرکیبی از تفکیک REE در هنگام فروشدن از سنگ منبع، مهاجرت سیال به محل ته‌نشست کانی و تفکیک در هنگام ته‌نشست کانی است. ماهیت تفکیک توسط شرایط فیزیکوشیمیایی خاصی که در هنگام این مراحل حکمفرما است تعیین می‌شود (Ehya, 2012).

میزان کل عناصر خاکی کمیاب (ΣREE) در سنگ میزبان کانسار گل‌زرد (نمونه GHR) دارای بیشترین مقدار ($\Sigma\text{REE}=154.33$) است. کانی اسفالریت دارای کمترین میزان عناصر خاکی کمیاب ($\Sigma\text{REE}=2.70$) است؛ در حالی که کانی‌های گالن، پیریت، اکسیدهای آهن و کوارتز دارای میزان ΣREE به ترتیب 34.33، 12.71، 19.12 هستند که نشان‌دهنده تفاوت میزان REE در کانی‌های سولفیدی و سنگ‌های میزبان است. الگوی تغییرات عناصر خاکی کمیاب REE در نمونه‌های بهنجار شده کانسار گل‌زرد با کندریت دارای شیب منفی به نسبت زیاد است و تفریق LREE از HREE مشخص می‌شود که نشان‌دهنده شرایط احیایی حاکم بر محیط در هنگام کانه‌زایی است. شرایط احیایی شامل دمای پایین و PH بالای سیال کانه‌دار است (Schaefer, 2002). به باور Davis et al. (1998) غنی‌شدگی LREE در محیط کانه‌زایی یکی از ویژگی‌های سیال‌های گرمایی است. در همه نمونه‌های تجزیه شده از کانسار گل‌زرد نسبت $\text{La/Lu} > 1$ است ($\text{La/Lu}=6.23-12.98$) (جدول ۱) که نشانگر غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها هستند. در نمونه‌های سنگ میزبان نسبت $(\text{Ce/Yb})_{\text{CN}}=8.59$ و $(\text{La/Lu})_{\text{CN}}=9.61$ از مقادیر نمونه‌های کانسنگ سولفیدی و کوارتز رگه‌ای $(\text{Ce/Yb})_{\text{CN}}=4.74-11.06$ و $(\text{La/Lu})_{\text{CN}}=6.23-12.98$ ، کمتر است که نشان از غنی‌شدگی بیشتر LREEها نسبت به HREEها در نمونه‌های سنگ میزبان دارد.

نمونه‌های سنگ میزبان کانسار گل‌زرد (نمونه GHR) دارای نبود بی‌هنجاری Ce ($\text{Ce/Ce}^*=1.02$) و کمی بی‌هنجاری منفی Eu ($\text{Eu/Eu}^*=0.76$) هستند. بی‌هنجاری منفی Eu در نمونه‌های اسفالریت، کوارتز، پیریت و گالن ($\text{Eu/Eu}^*=0.79-0.87$) با میانگین 0.83 است. بی‌هنجاری منفی نسبت Eu/Eu^* در الگوهای بهنجار شده کندریتی نمونه‌های سنگ میزبان و نمونه‌های سولفیدی کانسار گل‌زرد (به جز نمونه گالن) هستند که در ارتباط با تجزیه فلدسپارها و پلاژیو کلازهایی که از Eu به نسبت غنی هستند (Rollinson, 1993; Lottermoser, 1992). در نمونه گالن بی‌هنجاری Eu مساوی ۱ است که نشانگر نبود بی‌هنجاری مشخص Eu، $\text{Eu/Eu}^*=1.02$ و بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در زمان نهشت این کانی است. بی‌هنجاری منفی Ce در نمونه‌های اسفالریت، کوارتز، گالن، پیریت و اکسیدهای آهن ($\text{Ce/Ce}^*=0.15-0.95$) با میانگین 0.71 است. تهی‌شدگی ناچیز Ce در کانسنگ سولفیدی نشان از آن دارد که مقادیر

در آندزیت‌های کاسیان سبب تشکیل کانی‌های ثانویه هماتیت، کوولیت و گوئیت شده است. هماتیت یکی از کانه‌های برونزاد است که در شکل‌های تیغه‌ای و پولکی در زمینه سنگ‌های آندزیتی کاسیان دیده می‌شود. این کانی بر اثر جانیشینی مگنتیت اولیه ایجاد شده است (شکل ۳-ث). کانی کوولیت به صورت ثانویه به رنگ آبی روشن مشخص و بی‌شکل است (شکل ۳-ج).

بررسی‌های سنگ‌نگاری روی انواع نمونه‌های باریت بر پایه فرم کانه‌زایی نشان داد که باریت بیشتر به شکل جانیشینی و شکافه‌پرکن به همراه کانی‌های کبر و اکسیدهای آهن (شکل ۳-د) تشکیل شده است. همچنین مطالعات سنگ‌نگاری روی مقاطع صیقلی از واحد کربناتی پرمین میزبان کانه‌سازی باریت نشان داد که این واحد چینه‌ای از دید داشتن کانی‌های فلزی سولفیدی شرایط کاملاً متمایزی نسبت به توده‌های آذرین و سنگ میزبان کانسار گل‌زرد (ماسه‌سنگ دگرگون شده و فیلیت ژوراسیک) دارد. مالاکیت، آزوریت و کوولیت فراوان‌ترین کانی‌های ثانویه مس در نمونه‌های سطحی کانسار هستند که در اثر اکسایش کالکوپریت حاصل شده‌اند. بر پایه مطالعات کانی‌شناسی انجام شده روی مقاطع نازک و صیقلی، کانی‌های سولفیدی این واحد تقریباً به‌طور کامل از پیریت و کالکوپریت با بافت پراکنده در متن (Disseminated) که به‌طور تصادفی در میان بلورهای کلسیت توزیع شده‌اند (شکل‌های ۳-ج و ج) تشکیل شده است (ظاهری، ۱۳۹۱).

بررسی‌های سنگ‌شناسی در محدوده معدنی گل‌زرد نشان از وجود دو افق کانه‌دار در این محدوده دارد. افق فیلیتی-اسلیتی که با رگه‌ها و عدسی‌های فراوان کوارتز همراه است (فرهادی‌نژاد، ۱۳۷۷). توالی کانیایی این افق شامل اسفالریت، گالن، کالکوپریت و پیریت است. در این افق رگه و رگچه‌های گالن در امتداد رگه‌های کوارتزی و عدسی‌های اسفالریت در سنگ میزبان فیلیتی قرار گرفته‌اند. دانه‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار پیریت و کالکوپریت در سنگ میزبان به میزان بسیار کمتر از کانه‌های سرب و روی یافت می‌شود. به‌ندرت اکسیدهای آهن ثانویه نیز یافت می‌شود. در افق ماسه‌سنگ دگرگون شده همراه با کوارتزهای بسیار دانه‌ریز، کانه‌زایی کمی از سرب و روی دیده می‌شود. توالی کانیایی شامل اسفالریت، گالن، کالکوپریت و پیریت است که از این میان دانه‌های پراکنده کالکوپریت، به نسبت متوسط تا درشت‌دانه هستند. دیگر کانه‌ها به‌صورت دانه‌ریز در سنگ میزبان پراکنده هستند (فرهادی‌نژاد، ۱۳۷۷؛ صامتی، ۱۳۹۱). بررسی کانی‌شناسی نشانگر کانه‌زایی گالن و اسفالریت در امتداد عدسی و رگه‌های کوارتز همشیب با لایه‌بندی و به‌صورت پرکننده فضاهای خالی درون نمونه‌های سنگ میزبان اسلیت و فیلیت در کانسار روی و سرب گل‌زرد است. ماسه سنگ دگرگون شده، اثر قابل ملاحظه‌ای از کانی فلزی را نشان نداد ولی در برخی نمونه‌ها دارای اسفالریت، کالکوپریت، پیریت و رگه‌های بسیار باریک گالن در کنار رگه‌های کوارتز است. کانی اسفالریت به‌صورت پراکنده در سنگ میزبان و به‌طور چیره در افق فیلیتی کانسار سرب و روی گل‌زرد دیده می‌شود (شکل ۳-ذ). این کانی بیشتر دارای بافت دانه‌پراکنده در سنگ میزبان است که شاهد حضور سازنده‌های ماده معدنی در محیطی رسوبی است (فرهادی‌نژاد، ۱۳۷۷). در کانسار سرب و روی گل‌زرد گالن پس از اسفالریت فراوان‌ترین کانی به شکل دانه‌پراکنده، پرکننده فضای خالی و شکافه‌پرکن تنها در افق فیلیتی وجود دارد (شکل ۳-ر). گالن‌های شکافه‌پرکن بیشتر از نوع اولیه هستند زیرا پیش از گسلش یا دگرشکلی در سنگ میزبان در فضاهای متخلخل آن قرار گرفته‌اند (فرهادی‌نژاد، ۱۳۷۷). کانی کالکوپریت با بافت دانه‌پراکنده ریز تا درشت متغیر، فراوان‌ترین کانی مس در کانسار گل‌زرد است که بیشتر در افق ماسه‌سنگی یافت می‌شود (شکل ۳-ز).

۶- زمین‌شیمی عناصر خاکی کمیاب

درک رفتار عناصر خاکی کمیاب در کانه‌های کانسارهای گل‌زرد و فرسش و رابطه

در الگوهای عناصر ناسازگار سنگ‌های آندزیتی، گرانیتی، نمونه‌های باریت و سولفیدی مورد مطالعه از جمله غنی‌شدگی عناصر LILE مانند Sr, Rb, U, Cs, Pb, Ta, Nb, Ti, K, Th, Ba و LREEها (La, Ce, Nd) و نیز تهی‌شدگی HFSEها مانند Ta, Nb, Ti, Hf, Zr, Sm, Y, Yb, Th قابل توجه است. بنابراین مقادیر بالای نسبت‌های LREE/HREE و LILE/HFSE از مشخصه‌های فعالیت‌های آتشفشانی مربوط به پهنه‌های فرورانش است (Wilson, 1989; Floyd & Winchester 1975; Zanetti et al., 1999) و می‌تواند نتیجه عوامل بسیاری از جمله آرایش پوسته‌ای یا ورود سیال‌های آبی به درون گوشته و روبش عناصر از آن باشد (Rollinson, 1993). وجود بی‌هنجاری مثبت Sr نشانه منشأ گرفتن ماگمای سازنده این سنگ‌ها از پوسته اقیانوسی فرورو (Wang et al., 2006) و یا مرتبط با شرکت پلاژیوکلازها در هنگام ذوب بخشی سنگ منشأ و یا تبلور پلاژیوکلازهای کلسیک در گدازه‌های مورد بررسی است. غنی‌شدگی عناصر U و Th در نمودارهای عنکبوتی می‌تواند نشانه افزوده شدن رسوبات پلاژیوک و یا پوسته اقیانوسی دگرسان‌شده به منبع ذوب‌شدگی باشد (Fan et al., 2003). آرایش پوسته‌ای در سنگ‌ها تأثیر بسیاری در فراوانی عناصر فرعی به‌ویژه عناصر ناسازگار دارد. آرایش با مواد پوسته‌ای سبب افزایش میزان Rb و Ba و از سویی نبود و تحلیل Zr, Ti, Nb و Y می‌شود. تهی‌شدگی در غلظت Ti نشان‌دهنده نبود منشأهای آذرین (Jiang et al., 2006) است. غنی‌شدگی مشخصی از Pb در همه نمونه‌ها، به متاسوماتیسم گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های ناشی از پوسته اقیانوسی فرورو و یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای اشاره دارد (Kamber et al., 2002).

۸- بحث و نتیجه گیری

منطقه الیگودرز واقع در بخش میانی پهنه سندانج- سیرجان، نزدیک به راندگی زاگرس، دارای توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی، سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی و کمپلکس‌های پرکامبرین- پالئوزویک است. رخداد کانه‌زایی سرب و روی در سنگ‌های دگرگونی با سن تریاس تا ژوراسیک در شمال باختر الیگودرز نزدیک به گرانیت الیگودرز به سن ژوراسیک میانی (Esnā-Ashari et al., 2012)، نشان از تفاوت در سنگ‌میزبان و خاستگاه این کانسار با دیگر کانسارهای سرب و روی در پهنه سندانج- سیرجان دارد. گفتنی است که کانه‌سازی سرب و روی و دیگر فلزات در مجاورت این توده گرانیتوئیدی مشاهده نشده است. علت این امر به دلیل نبود تأثیر شار حرارتی توده نفوذی در کانه‌زایی است (فرهادی‌نژاد، ۱۳۷۷). بنابراین شواهد سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی نشان از این دارد که برونزد توده نفوذی در منطقه مورد مطالعه تنها سبب دگرشکلی و دگرگونی درجه پایین در واحدهای سنگی منطقه و همچنین تحرک ماده معدنی و فرارگیری آن در امتداد رگه‌های کوارتزی شده است. مشاهدات صحرائی در محدوده کانسار گل‌زرد نشان‌دهنده دو افق کانه‌دار در این سنگ‌های میزبان است. کانه‌زایی فراوان گالن و اسفالریت در امتداد رگه‌های کوارتزی همشیب با لایه‌بندی‌های اسلیت و فیلیت و کانه‌زایی اسفالریت، کالکوپیریت و پیریت در کنار کوارتز و رگه‌های باریک گالن در ماسه سنگ دگرگون شده است. مطالعات کانی‌شناسی و بافتی نشان‌دهنده وجود بافت دانه پراکنده در متن سنگ میزبان، وجود عدسی‌ها، رگه و رگچه‌های کانه فلزی موازی با لایه‌بندی سنگ میزبان است. بنابراین در محدوده معدنی گل‌زرد، سنگ منشأ اولیه به سن پیش از ژوراسیک (فیلیت و ماسه سنگ دگرگون شده) از گزینه‌های مهم و مورد توجه برای تأمین فلزات لازم برای تشکیل ماده معدنی سرب و روی در ناحیه گل‌زرد به شمار می‌رود.

مطالعه زمین‌شیمی میزان تمرکز عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌های میزبان و کانه‌های کانسار گل‌زرد نشان‌دهنده روند یکسان و نشانگر این است که سنگ میزبان احتمالاً مواد لازم برای تشکیل کانه‌ها را تهیه کرده است. تهی‌شدگی ناچیز Ce در

ناچیزی از Ce به صورت Ce^{+3} از محیط شسته شده است. بنابراین با توجه به شکل ۴ الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب کانسار گل‌زرد و همانندی در روند عناصر خاکی کمیاب نمونه‌های کانسنگ و سنگ میزبان نشان دهنده این است که سیال کانه‌ساز در هنگام مهاجرت، با سنگ میزبان فعل و انفعال داشته و REEها و همچنین فلزات سازنده کانسنگ را از سنگ میزبان کسب کرده است (Ehya, 2012) که این امر احتمالاً همراه با کانه‌سازی صورت گرفته است.

الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده نسبت به کندریت برای آندزیت‌های منطقه، روندی کاملاً مشابه و تقریباً مسطح به‌صورت پهن با شیب کم ولی با نسبت‌های متفاوت نشان می‌دهد، که همانند روند موجود در الگوی REEها برای بازالت و آندزیت- بازالت‌های جزایر کماتی است که این موضوع، خاستگاه مشابه جزایر کماتی برای سنگ‌های مطالعه شده در منطقه کاسیان را تأیید و ژرفای کم و خاص تشکیل ماگما را مشخص می‌کند (Wilson, 1989). میانگین نسبت $La/Lu > 1$ در همه نمونه‌های آندزیتی ($La/Lu = 0.97$) و میانگین نسبت $(La/Yb)_{CN} = 1.55$ در نمونه‌های آندزیتی نشان‌دهنده غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEهاست که بیانگر منشأ فرورانشی و سنگ‌های مرتبط با کمان است (Winter, 2001). شاخصی از گوشته غنی شده به‌وسیله فرورانش یا احتمال آرایش پوسته‌ای است (Barragan et al., 1998). الگوی عناصر خاکی کمیاب در نمونه‌های آندزیتی روندی یکسان را نشان می‌دهند که منشأ ماگمایی یکسان برای آنها را تأیید می‌کند. نبود بی‌هنجاری مشخص Eu در این نمودارها، نشانگر روند جدایش عادی ماگما و یا شرایط اکسایشی ماگمای سازنده آنهاست (Rollinson, 1993).

الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت در نمونه گرانیتی شیب منفی با میزان کل عناصر خاکی کمیاب ($\Sigma REE = 125.07$)، $(La/Lu)_{CN} = 27.10$ و نسبت $(La/Yb)_{CN} = 24$ دارد که نشانگر غنی‌شدگی LREEها در مقایسه با HREEهاست که از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های مناطق فرورانش است (Gill, 2010; Wilson, 2007). نمونه گرانیت دارای بی‌هنجاری منفی $Eu = 0.50$ و نبود بی‌هنجاری سزیم $Ce = 1.04$ است. الگوی REE بیانگر کنترل فرایند تفریق در طول شکل‌گیری این گرانیتوئیدها توسط تبلور پلاژیوکلاز است. دلیل آن جدایش پلاژیوکلاز کلسیک از مذاب به‌وسیله تفریق بلوری و یا فوگاسیته پایین اکسیژن در محیط تبلور ماگماست (Rollinson, 1993) که نتیجه آن بی‌هنجاری منفی Eu است. عنصر Eu تمایل به تمرکز در ساختار پلاژیوکلازها و فلدسپارهای قلیایی دارد، بنابراین با تخریب این کانی‌ها، Eu^{+2} از سامانه خارج و در شرایط اکسیداسی، فوگاسیته پایین اکسیژن، اکتیویته پایین H_2O و دما و فشار پایین به حالت سه ظرفیتی اکسیده می‌شود (Sverjensky, 1984; Rollinson, 1993) و به همین دلیل باعث ایجاد بی‌هنجاری منفی می‌شود.

میزان ΣREE برای انواع مختلف نمونه‌های باریت، $FVB = 6.7$ ، $FRB = 4.25$ و $FMB = 7.4$ و نمونه سنگ میزبان $FHR = 3.81$ تغییر می‌کند که نشان از غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها دارد ($La_N/Yb_N = 4.96 - 10.22$) (جدول ۱). نمونه‌های باریت کانسار فرسش دارای بی‌هنجاری مثبت Eu است که به ترتیب در محلول ته‌نشست‌دهنده باریت‌های با منشأ برون‌دمی- آتشفشانی هستند (Paropkari et al., 2010). بی‌هنجاری منفی Ce در نمونه‌های باریت و سنگ میزبان کانسار فرسش، به ترتیب $Ce/Ce^* = 0.11 - 0.39$ و $Ce/Ce^* = 0.48$ است که نشان می‌دهد آب دریا منبع اصلی محلول گرمایی ته‌نشست‌دهنده باریت و سنگ میزبان است.

۷- زمین‌شیمی عناصر فرعی

در نمودار عنکبوتی که بر پایه داده‌های (Sun & McDonough 1989) با مقادیر کندریت بهنجار شده است (شکل ۵)، وجود برخی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی

۸-۱. ارتباط میان کانه‌زایی‌های سرب و روی و باریت در منطقه خاور الیگودرز و تکامل زمین‌ساختی پهنه سندج- سیرجان

کانه‌زایی‌های سرب و روی گل‌زرد در رسوبات دگرگون شده تریاس بالایی تا ژوراسیک و کانه‌زایی باریت در سنگ‌های میزبان آهک دولومیتی پرمین رخ داده است. کانه‌زایی باریت و سرب و روی در رسوبات جوان‌تر از زمان ژوراسیک دیده نشده است. سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی مربوط به زمان تریاس بالایی- ژوراسیک و توده‌های نفوذی گرانیتی مربوط به زمان ژوراسیک میانی (Esna-ashari et al., 2012) نشان‌دهنده مرحله فرورانش نوتیس در این ناحیه هستند. در زمان ژوراسیک پهنه سندج- سیرجان یک کمان ماگمایی بوده که فعالیت توده‌های نفوذی و آتشفشانی متعددی داشته است (Ghasemi & Talbot, 2005). در منطقه مورد مطالعه فعالیت آتشفشانی آندزیتی در بخش جنوب خاوری الیگودرز ناشی از فرورانش نوتیس در زمان تریاس تا ژوراسیک در یک فاز کششی است (Ahmadi Khalaji et al., 2007). توده‌های نفوذی گرانیتی‌دیدی در شمال باختر الیگودرز ناشی از فاز فشارشی فرورانش نوتیس در زمان ژوراسیک میانی (Esna-ashari et al., 2012) در ناحیه الیگودرز هستند. به‌طور کلی الگوی تغییرات عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی (شکل‌های ۴ و ۵) در واحدهای مختلف همانند است و تفاوت موجود در میزان تمرکز این عناصر است. روند یکسان تهی‌شدگی HFSEها و HREEها و غنی‌شدگی LILEها و LREEها برای همه نمونه‌ها، نشان‌دهنده فعالیت ماگمایی مربوط به پهنه‌های فرورانش است که این امر می‌تواند نشان‌دهنده ارتباط زایشی نمونه‌ها با هم و منشأ مشترک آنها در ارتباط با فرورانش نوتیس در منطقه الیگودرز باشد.

همان‌گونه که در شکل ۴ دیده می‌شود مقایسه میان الگوی توزیع REEهای سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی با انواع کانسنگ کانسارهای ناحیه گل‌زرد و فرسش، هیچ شباهتی میان آنها نشان نمی‌دهد؛ بنابراین در مورد کانه‌زایی سرب و روی و باریت موجود در ناحیه نمی‌توان نقش مهم و مؤثری را به عنوان سنگ منشأ برای سنگ‌های آندزیتی در نظر گرفت. ولی این سنگ‌ها می‌توانند تأمین‌کننده بخشی از سیال‌های گرمایی مسؤل کانه‌سازی باشند که همراه با دیگر سیال‌های خروجی در محیط کششی تریاس-ژوراسیک و پیش از آن همراه با آمیختگی آب‌های دریایی در میان رسوبات شیلی- ماسه‌سنگی و کربناتی پرمین تا تریاس- ژوراسیک، کانه‌زایی‌های بسیاری را با این زایش ایجاد کرده‌اند. از آنجا که گرانیتوید الیگودرز نشان‌دهنده آخرین فاز آذرین به سن ژوراسیک میانی ناشی از فرورانش است، عواملی چون کانه‌زایی مواد فلزی به‌صورت دیرزاد رگه‌ای در طول گسل‌ها- وابسته به رگه‌های کوارتزی- در کانسار گل‌زرد نشان‌دهنده این است که گرانیت الیگودرز نمی‌تواند منشأ کانه‌زایی سیال گرمایی سازنده کانسار گل‌زرد باشد، بلکه تنها سبب تحرک دوباره کانه شده است. با توجه به مقایسه روند پراکندگی عناصر کمیاب در کانسار سرب و روی گل‌زرد، توده گرانیتوید و توده‌های آندزیتی، نبود تشابه در روند پراکندگی REE میان کانسار گل‌زرد و توده‌های آندزیتی کاملاً مشهود است که بیانگر نبود ارتباط این توده‌ها با کانه‌زایی گل‌زرد است. همانندی در روند پراکندگی عناصر خاکی کمیاب در نمونه سنگ میزبان کانسار گل‌زرد با نمونه‌های کانسنگ این کانسار نشان‌دهنده این است که در اثر فاز دینامیکی ناشی از توده گرانیتوید در منطقه، عناصر فلزی از سنگ میزبان دگرگون شده فیلیتی و اسلیتی شسته و در امتداد شکستگی‌ها و درزه‌های ناشی از این فاز دگرگونی دینامیکی همراه با کوارتز متبلور شده‌اند (صامتی، ۱۳۹۱). به‌نظر می‌رسد فلزات در اثر ورود سیال گرمایی و عبور آن از میان رسوبات نهشته شده در محیط دریایی، آب‌شویی شده‌اند و همزمان با ته‌نشین شدن سنگ میزبان در زیر سطح دریا، کانه‌زایی صورت گرفته است (مر و همکاران، ۱۳۹۰).

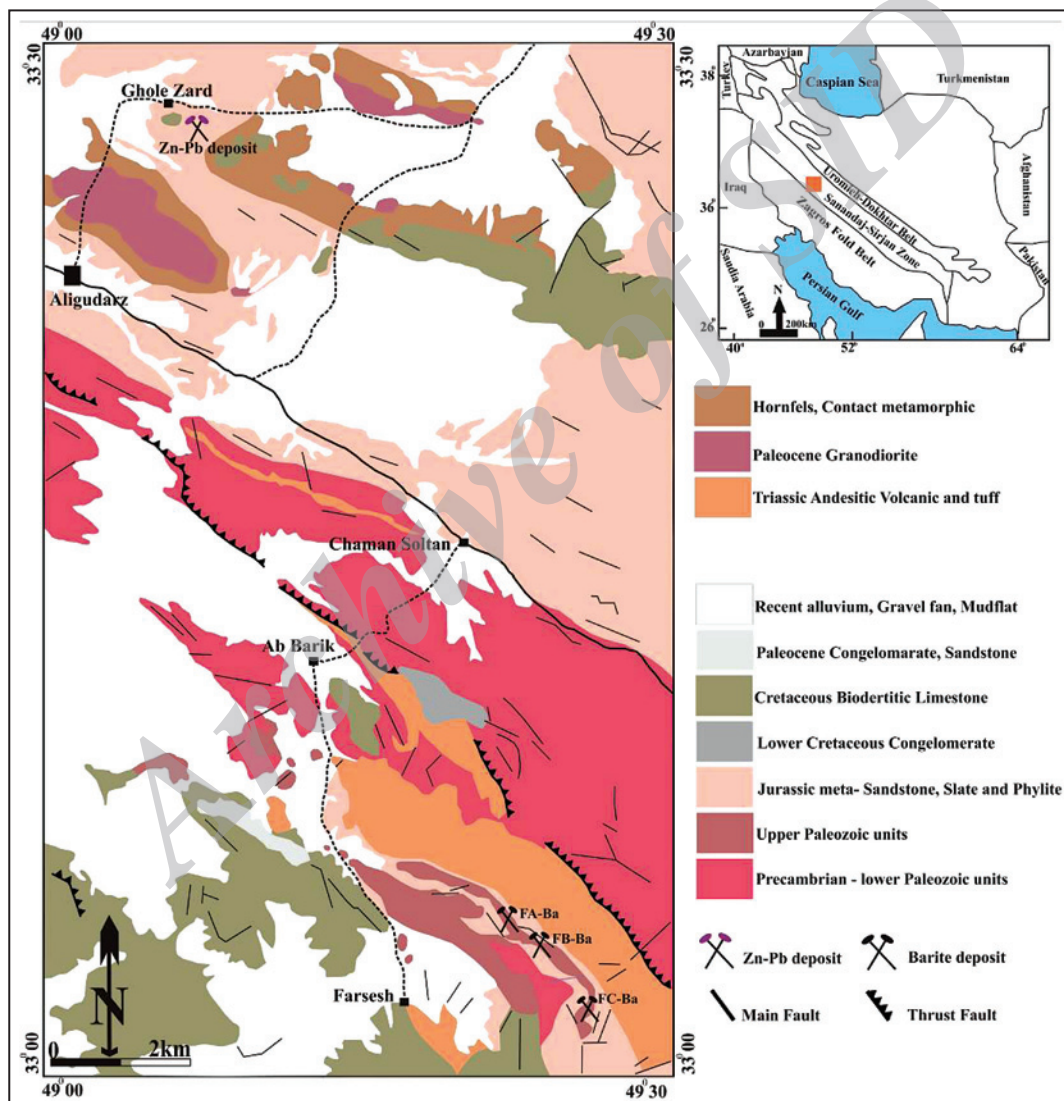
کانسارهای رسوبی- برون‌دیمی سدکس سرب و روی با میزبان رسوبی

کانسنگ‌های سولفیدی نشان از آن دارد که آب دریا منبع اصلی محلول گرمایی چرخش سیال‌های گرمایی در آب دریا سبب حمل مواد فلزی از میان رسوبات سنگ بستر که در محیط دریایی به دام افتاده‌اند می‌شود. وجود بی‌هنجاری‌های منفی Eu در نمونه‌های کانسنگ سولفیدی و نمونه‌های سنگ میزبان کانسار گل‌زرد نشان‌دهنده حاکم بودن شرایط اکسیدان در محیط تشکیل این نمونه‌هاست. بی‌هنجاری منفی Eu می‌تواند ناشی از عواملی همچون حضور Eu^{2+} (Fleischer, 1969)، پایین بودن فوگاسیته اکسیژن و حاکم بودن دمای ملایم تا کمی بالای سیال‌های کانه‌دار باشد (Ganzeyev & Satsokov, 1976). بنابراین این فلزات از سیال‌های گرمایی و در یک محیط دریایی نهشته شده‌اند. کانه‌های فلزی به‌صورت همزمان توسط سیال گرمایی و نهشته‌گذاری در امتداد کوارتزهای رگه‌ای به جا گذاشته شده‌اند. فاز دگرگونی در منطقه تنها دینامیکی بوده که در دمای بسیار پایین رخ داده است؛ بنابراین عامل کانه‌زایی نیست، بلکه تنها سبب تغییر شکل و ایجاد چین‌خوردگی در منطقه و در نتیجه تحرک و مهاجرت سیال‌ها و ایجاد کانه‌زایی در امتداد گسل‌ها و شکستگی‌ها شده است. از آنجا که در پیرامون گرانیت‌های منطقه کانه‌زایی مشاهده نشده است، بنابراین این سنگ‌های آذرین منبع گرمایی مورد نظر در منطقه نیستند. شواهد سنگ‌نگاری، کانی‌شناسی و زمین‌شیمی نشانگر کانه‌زایی در محیط آب‌های دریایی و ته‌نشین شدن عناصر کانه‌ساز حمل شده به سنگ میزبان در محیط رسوبی تریاس- ژوراسیک است.

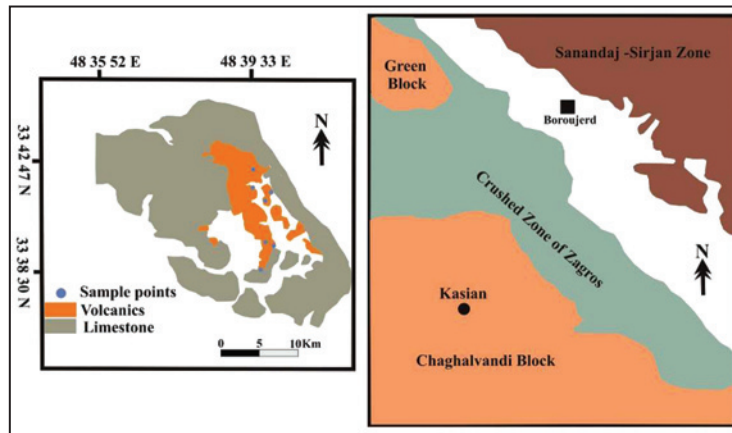
کانه‌زایی باریت در کانسار فرسش با سنگ میزبان آهک‌های دولومیتی پرمین همچوار با آندزیت‌های تریاس بالا تا ژوراسیک میانی، در جنوب خاور الیگودرز و در فاصله ۵۱ کیلومتری از کانسار سرب و روی گل‌زرد است. مطالعات سنگ‌نگاری روی نمونه‌های سنگ میزبان آهک دولومیتی کانه‌سازی باریت نشان داد که این واحدهای کربناتی نسبت به توده‌های آندزیتی و نمونه‌های سنگ میزبان کانسار گل‌زرد دارای کانه‌زایی فراوانی از پیریت، کالکوپیریت، کربنات‌های مس و اکسیدهای ثانویه مس هستند. نتایج مطالعات کانی‌شناسی صورت گرفته روی سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی کاسیان، نشان از نبود کانی‌زایی فلزی به‌صورت اقتصادی در منطقه دارد. توله‌ایتی و کم‌ژرفا بودن ماگمای مادر این سنگ‌ها را می‌توان اصلی‌ترین عامل ایجاد نشدن کانه‌زایی در منطقه عنوان کرد (کاروانی، ۱۳۹۱). مطالعات زمین‌شیمی الگوهای عناصر خاکی کمیاب REE بیانگر بی‌هنجاری قوی مثبت Eu و بی‌هنجاری منفی Ce در این نمونه‌های باریت فرسش است که می‌تواند ناشی از بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و همچنین قلیایی بودن محیط تشکیل این کانسار باشد. وجود بی‌هنجاری منفی Ce نشان می‌دهد که آب دریا منبع اصلی محلول گرمایی ته‌نشست‌دهنده باریت است. وجود بی‌هنجاری‌های مثبت در نمونه‌های باریت نشان‌دهنده حاکم بودن شرایط احیایی در محلول ته‌نشست‌دهنده باریت است (Guichard et al., 1979). بنابراین بی‌هنجاری Eu مثبت در باریت ویژه باریت‌های قاره‌ای نیست (Guichard et al., 1979) و در برخی باریت‌های منشأ برون‌دیمی- آتشفشانی نیز دیده می‌شود (Paropkari et al., 2010). مقدار کم عناصر خاکی کمیاب (REE) و بی‌هنجاری منفی Ce در نمونه‌های سنگ میزبان آهک دولومیتی نشانگر منشأ دریایی کربنات در محیط اکسیدان دریای باز دور از منبع مواد آواری است (Chen et al., 2006). بی‌هنجاری مثبت Eu در نمونه‌های سنگ میزبان نشانگر آمیختگی سیال‌های برون‌دیمی گرمایی با آب دریا است (Jiang et al., 2007). با توجه به موارد گفته شده در بالا، فصل مشترک همه کانه‌زایی‌های صورت گرفته در منطقه الیگودرز شامل باریت، اسفالریت، گالن، کالکوپیریت، پیریت، کوولیت و اکسیدهای آهن- در قالب کانسارهای مورد مطالعه وجود یک سیال گرمایی کم‌دمای دارای آمیختگی با آب دریا در زمان ژوراسیک است که رژیم زمین‌ساختی پیش از ژوراسیک در این نقطه از ایران را توجیه می‌کند.

در زمان پرمین تا تریاس بالایی مربوط می‌شوند. بنابراین سیال‌های گرمایی ناشی از فعالیت‌های آتشفشانی همزمان با کافتش، پس از ورود به محیط دریایی و به دلیل آمیختگی همزمان دو سیال از نوع گرمایی دما پایین با آب دریا که اثر چرخش سیال گرمایی در رسوبات نهشته شده در محیط دریایی رخ داده است (Ma et al., 2004)، سبب کانه‌زایی سرب و روی و باریت (Ba-Zn-Pb) شده‌اند. بنابراین مدل ژنتیکی مورد پیشنهاد برای کانسارهای باریت و سرب و روی در منطقه الیگودرز در این مطالعه، کانه‌زایی نوع سدکس است.

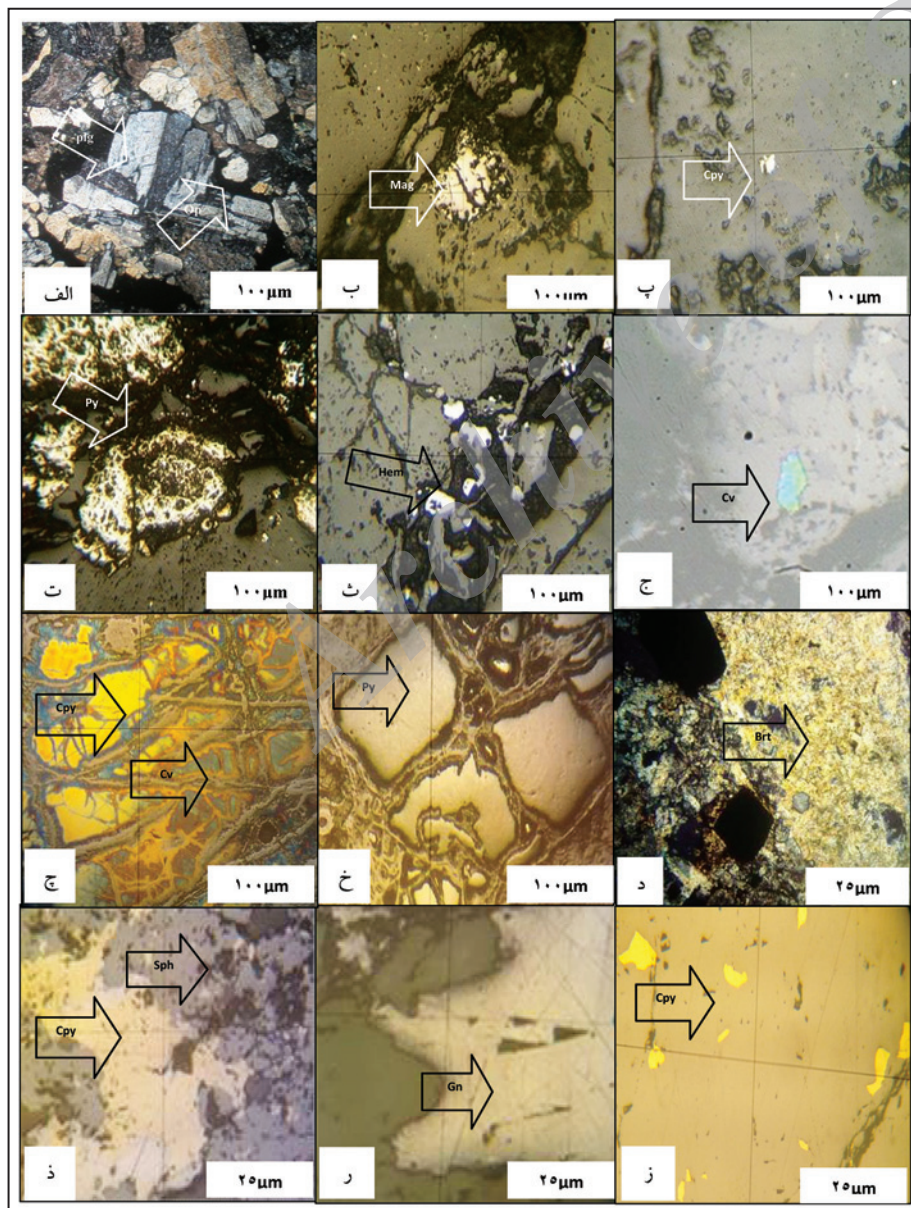
همراهی مکانی و زمانی یا ژنتیکی کمی با سنگ‌های آذرین نشان می‌دهند (Leach et al., 2005). گرچه در بسیاری از این ذخایر همراهی مشخصی از کانی باریت دیده نمی‌شود، باریت از کانی‌های اولیه در کانسارهای نوع سدکس (Leach et al., 2005) به عنوان ترکیب دور از درجه گرمایی همراه با کانه‌زایی سدکس نهشته شده است (Fernandes & Gleeson, 2010). از جایگاه‌های زمین‌ساختی مهم برای تشکیل کانسارهای نوع سدکس محل‌های کافتش قاره‌ای هستند (Leach et al., 2010). این سیال‌ها احتمالاً به فاز کافتش صورت پذیرفته در ایران



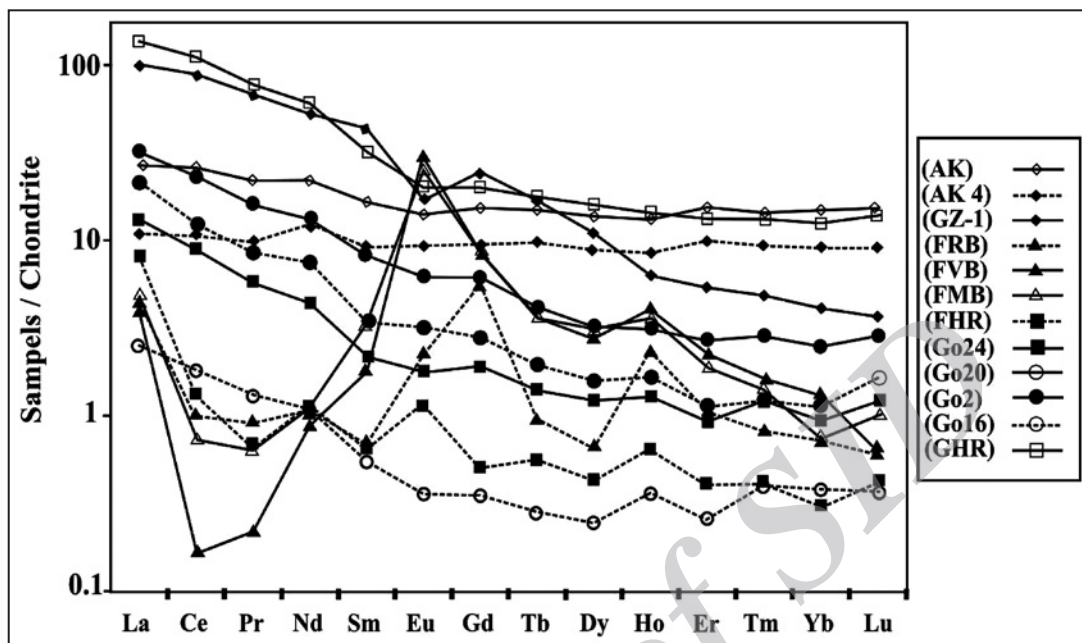
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه الیگودرز (با تغییرات از Soheili et al., 1992).



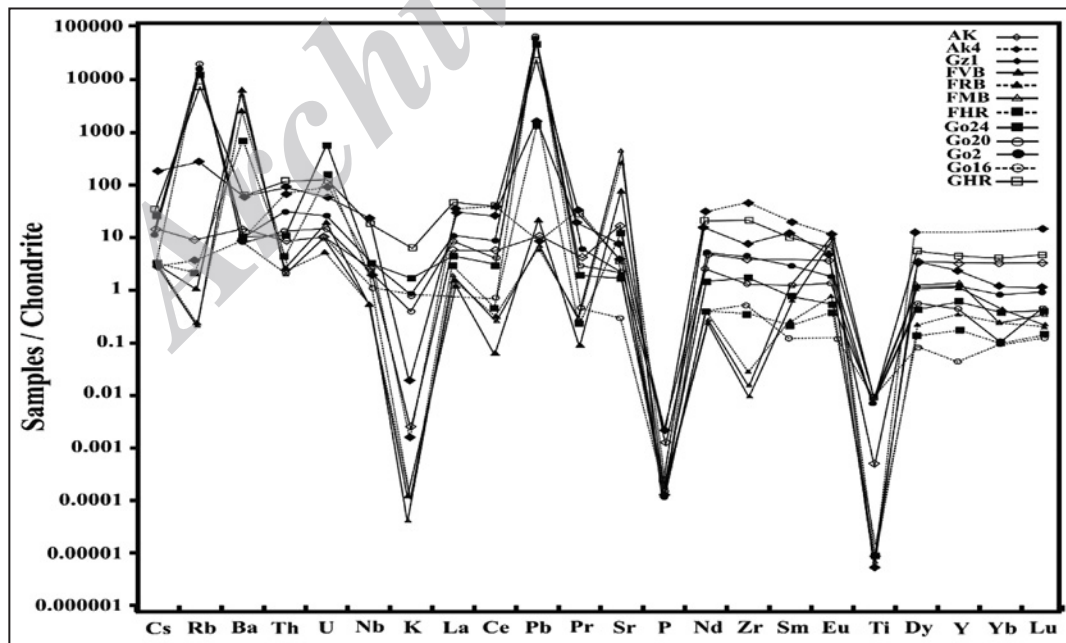
شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه آندزیت‌های کاسیان (هزاره، ۱۳۸۴).



شکل ۳- الف) کانی فلزی (Op) در زمینه کانی پلاژیوکلاز (Plg) دیده می‌شود (XPL)؛ ب) مگنتیت خودشکل که در پیرامون در حال تجزیه به هماتیت دانه‌های ریز و پراکنده است (مگنتیت: Mag)؛ پ) بلورهای بسیار ریز و پراکنده کالکوپیریت (کالکوپیریت: Cpy)؛ ت) تجزیه کانی پیریت به اکسیدهای آهن، پیریت به صورت رگچه‌ای است. در این رگچه‌ها ابعاد پیریت از ۱۰ میکرون تا ۱ میلی‌متر در نوسان است؛ ث) بلورهای تیغه‌ای شکل هماتیت در درون شکستگی‌های سنگ؛ ج) تشکیل کوولیت به صورت ثانویه در منطقه؛ چ) تصویر بلور بزرگ و نیمه‌شکل‌دار کالکوپیریت که از حاشیه به کوولیت دگرسان شده است؛ ح) تصویر بلورهای بزرگ و شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار پیریت؛ د) تصویر باریت تیغه‌ای دانه‌درشت که جانشین کلسیت شده است و دانه‌های شکل‌دار کانی‌های کیدر به روی باریت و کلسیت؛ ذ) مقطع صیقلی از دانه اسفالریت در کنار کالکوپیریت که به صورت پراکنده در سنگ میزبان فیلیتی قرار گرفته است (نور بازتابی)؛ ر) گالن (Gn) بافت شکافه پرکن در امتداد رگه کوارتز (Qtz) (نور بازتابی)؛ ز) مقطع صیقلی از کالکوپیریت‌های دانه‌ای در سنگ میزبان فیلیتی (نور بازتابی).



شکل ۴- نمودار عناصر خاکی کمیاب بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984) برای نمونه‌های مورد مطالعه.



شکل ۵- نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده با کندریت (Sun & McDonough, 1989) برای نمونه‌های مورد مطالعه.

جدول ۱- ترکیب شیمیایی میانگین نمونه‌های منطقه مورد مطالعه به روش ICP-MS

محل نمونه	کاسیان		شمال باختر الیگودرز	فرش				گل‌رزد				
	AK4	AK	GZ1	FRB	FVB	FMB	FHR	GO24	GO20	GO2	GO16	GHR
نوع سنگ	آندزیت-ریولیت	آندزیت	گرانیت	باریت جانشینی	باریت رگه‌ای	باریت توده‌ای	آهک دولومیتی پرمین	بیریت و اکسیدهای آهن	کالن	کوارتز	اسفالریت	سنگ میزبان
اکسید عناصر اصلی (%)												
SiO ₂	۶۷/۹۱	۵۴/۷۱	۶۷/۶۷	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۱۸	۲۷/۰۲	۷۴/۳۷	۱۲/۰۱	۹۰/۷۵	۴/۵۶	۶۸/۸۹
Al ₂ O ₃	۱۵/۴۹	۱۵/۷۵	۱۵/۶۷	۰/۰۱۵	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۲۴	۱/۴۲	۱/۳۲	۳/۱۸	۰/۳۰	۱۱/۳۱
Fe ₂ O ₃	۴/۵۸	۷/۵۷	۱/۹۰	۰/۲۰	۰/۲۵	۰/۱۰	۱۹/۴۰	۹/۱۴	۰/۳۵	۰/۸۶	۳/۰۲	۳/۷
MgO	۰/۴۸	۲/۵۵	۰/۲۹	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۶	۲/۶۴	۰/۰۹	۰/۱۴	۰/۲۳	۰/۰۲	۱/۱۴
CaO	۱/۰۷	۸/۰۴	۲/۹۲	۲۷/۵۶	۳۲/۴۸	۲۷/۵۵	۸/۸۷	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۵۱	۰/۱۳	۰/۷۳
Na ₂ O	۸/۳۵	۳/۹۱	۳/۲۸	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۷۵	۰/۰۱	۱/۱۶
K ₂ O	۰/۳۶	۰/۵۳	۴/۷۵	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۲۴	۰/۳۱	۰/۴۲	۰/۰۱	۲/۲۷
TiO ₂	۰/۶۶	۰/۵۷	۰/۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۰۱	۰/۶۷
P ₂ O ₅	۰/۱۶	۰/۱۰	۰/۲۵	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	-	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۱۰	۰/۰۱	۰/۰۹۵
MnO	۰/۰۳	۰/۱۲	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۲۶	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۶
Cr ₂ O ₃	-	-	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۲	۰/۰۱۱	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۲	۰/۰۶
عناصر فرعی (ppm)												
Pb	۰/۴	۱/۶۸	۶/۴	۱/۴۵	۸/۱	۱/۴	۳۰۴/۷۵	۱۰۰۰۰	۱۰۰۰۰	۷۲۰۷	۱۰۰۰۰	۱۰۵۸۵/۷
Zn	۳۳	۴۰۴	۹۱	۵	۱۹	۷	۱۰۲۸	۸۱۰۸/۹	۴۴۵۵/۹	۹۰۵۳/۶	۱۰۰۰۰	۱۶۲۶/۷
Ba	۵۷	۹۴/۸۷	۴۹۶	۲۶۰۹۱/۱	۸۹۲۹/۴	۳۵۰۳/۹	۴۸۴۳/۵	۷۱	۵۷	۶۱	۶۷	۴۵۶
Nb	۱۴/۷	۱/۷۳	۱/۴	۰/۳۵	۰/۶	۰/۳۵	۱/۲۵	۲/۱	۱/۶	۲/۴	۰/۸	۱۲/۹
Rb	۲/۲	۵/۶۷	۸	۰/۱۵	۱/۲	۰/۱۵	۱/۳	۱/۲	۰/۹	۱/۳	۰/۱	۲۶/۸
Sr	۸۰/۵	۳۱۰	۹۴/۷	۵۷۸۶	۴۲۶۸	۸۴۷۸/۵	۲۳۵/۷	۳۴/۵	۴۱/۵	۴۲/۶	۶/۱	۶/۵
Ta	۰/۹	۰/۱۳	۱۲/۵	۲/۶	۳/۸	۲/۳	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۱۳۶
Th	۶/۵	۰/۷۷	۴۹۶	۰/۲	۰/۴	۰/۲	۰/۴	۰/۹	۱	۲/۴	۰/۲	۱/۹
U	۲	۰/۲	۶/۴	۰/۶	۰/۸	۰/۲	۳/۴	۱۲/۵	۰/۳	۰/۵	۰/۱	۲۰
V	۳۴	۱۷۹/۵	۳۶۲/۶	۱۰/۵	۱۶	۸	۲۳/۵	۶	۲	۴	۰/۲	۵/۲
Zr	۵۰۹/۸	۴۲/۰۶	۷/۹	۰/۳	۰/۲	۰/۱۵	۳/۹	۱۸/۶	۱۳/۹	۴۶/۳	۵/۷	۲۴۷/۵۵
Y	۵۷/۶	۱۵/۳	۲۹۴/۲	۱/۶	۱۰/۶	۵/۳	۰/۸۰	۲/۶۰	۱/۸۰	۵/۲۰	۰/۲۰	۴۹۵/۱
Cs	۰/۴	۰/۱	۶/۴	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۷۴	۰/۳۵	۰/۳۶	۰/۰۸	۱/۱۲
عناصر نادر خاکی (ppm)												
La	۲/۶	۶/۳۱	۲۳/۵	۱/۰۵	۰/۹	۱/۱۵	۱/۹	۳/۱	۵	۷/۶	۰/۶	۳۲/۳
Ce	۶/۵	۱۵/۸۲	۵۳/۶	۰/۶	۰/۱	۰/۴۵	۰/۸	۵/۵	۷/۷	۱۴/۴	۱/۱	۶۷/۶۵
Pr	۰/۹	۱/۹۹	۶/۲۷	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۵۳	۰/۷۹	۱/۵۲	۰/۱۲	۷/۰۸
Nd	۵/۶	۹/۹۳	۲/۲۴	۰/۵	۰/۴	۰/۵	۰/۵	۲	۳/۴	۵/۹	۰/۵	۲۷/۳
Sm	۱/۳۵	۲/۴۴	۶/۴۳	۰/۱	۰/۲۶	۰/۲۹	۰/۰۹	۰/۳۲	۰/۵۱	۱/۲۶	۰/۰۸	۴/۷۳
Eu	۰/۵۳	۰/۷۸	۰/۹۶	۰/۱۲	۱/۶۷	۱/۴۴	۰/۰۶	۰/۱	۰/۱۸	۰/۳۵	۰/۰۲	۱/۱۲
Gd	۱/۸۹	۳/۰۳	۴/۷۶	۱/۱۵	۱/۶۹	۱/۶۹	۰/۱	۰/۳۸	۰/۵۶	۱/۲۲	۰/۰۷	۳/۹۷
Tb	۰/۳۵	۰/۵۴	۰/۶۲	۰/۰۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۰۲	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۱۵	۰/۰۱	۰/۶۳
Dy	۲/۲	۳/۳۶	۲/۶۷	۰/۱۶	۰/۶۸	۰/۸۱	۰/۱۰	۰/۳	۰/۳۹	۰/۷۹	۰/۰۶	۳/۸۸
Ho	۰/۴۶	۰/۷۲	۰/۳۴	۰/۱۲	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱۷	۰/۰۲	۰/۷۷
Er	۱/۶	۲/۴۵	۰/۸۵	۰/۱۷	۰/۳۵	۰/۳۰	۰/۰۶	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۴۳	۰/۰۴	۲/۱۸
Tm	۰/۲۳	۰/۳۵	۰/۱۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۳۲
Yb	۱/۴۵	۲/۳۹	۰/۶۶	۰/۱۲	۰/۲۰	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۴	۰/۰۶	۲/۰۴
Lu	۰/۲۲	۰/۳۷	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۳۵
ΣREE	۲۵/۸۸	۵۰/۵۴	۱۲۵/۰۷	۴/۲۵	۶/۷	۷/۴	۳/۸۱	۱۲/۷۱	۱۹/۱۲	۳۴/۳۳	۲/۷	۱۵۴/۳۳
(La/Lu) _{CN}	۱/۰۱	۰/۹۷	۰/۵	۸/۸۲	۸/۰۴	۷/۶۵	۰/۱۴	۱۰/۷۳	۱۲/۹۸	۱۱/۲۷	۶/۲۳	۹/۶۱
(Eu/Eu*) _{CN}	۱/۰۲	۱/۰۳	۱/۰۴	۱/۸۸	۵/۷۶	۵/۲۳	۱/۴۳	۰/۸۷	۱/۰۲	۰/۸۴	۰/۷۹	۰/۷۶
(Ce/Ce*) _{SN}	۱/۲۲	۱/۵۳	۲۷/۱	۰/۳۹	۰/۱۱	۰/۲۹	۰/۴۸	۰/۹۵	۰/۸۴	۰/۱۵	۰/۹۳	۱/۰۲
(Ce/Yb) _{CN}	۱/۱۵	۱/۴۶	۲۱/۳۲	۱/۵۳	۰/۱۷	۰/۸۴	۴/۲	۹/۴۸	۱۱/۰۶	۹/۳۱	۴/۷۴	۸/۵۹
(Ce/Sm) _{CN}	۱/۱۶	۱/۳۷	۲/۰۱	۱/۱۲	۰/۱۰	۰/۳۴	۲/۶۱	۴/۱۴	۳/۶۴	۲/۷۵	۳/۳۱	۳/۴۵
(La/Yb) _{CN}	۱/۲	۱/۵۵	۲۴	۵/۸۶	۴/۹۶	۱۰/۲۲	۲۵/۸۱	۱۳/۹۳	۱۸/۷۲	۱۲/۸۰	۶/۷۴	۱۰/۶۷
(La/Ce) _{CN}	۱/۰۴	۱/۰۵	۱/۱۴	۱۷/۸۸	۲۳/۴۶	۱۷/۴۲	۶/۱۸	۱/۴۶	۱/۶۹	۱/۳۷	۱/۴۲	۱/۲۴
(Gd/Yb) _{CN}	۱/۰۵	۱/۰۲	۵/۸۳	۶/۹	۹/۸۰	۱۷/۱۳	۱/۶۱	۲/۰۴	۲/۵۱	۲/۴۶	۰/۹۴	۱/۵۸

کتابنگاری

- صامتی، م.، ۱۳۹۱- تعیین زایش کانسار سرب و روی گل زرد، شمال خاوری الیگودرز، استان لرستان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران.
- ظاهری، ن.، ۱۳۹۱- زایش کانسار باریت فرسش، جنوب خاور الیگودرز، استان لرستان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران.
- فرهادی نژاد، ط.، ۱۳۷۷- زمین شناسی، کانی شناسی و ژنز کانسار سرب و روی گل زرد (شمال الیگودرز)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.
- قربانی، م.، ۱۳۸۱- دیباچه ای بر زمین شناسی اقتصادی ایران، سازمان زمین شناسی ایران، تهران، ۶۹۵ ص.
- کاروانی، م.، ۱۳۹۱- بررسی زمین شناسی، زمین شیمی و کانه زایی توده های آتشفشانی سراب گنجعلی- کاسیان، لرستان، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران.
- مختاری پور، ا.، ۱۳۸۹- بررسی منشأ و زمین شناسی اقتصادی باریت فرسش جنوب شرق الیگودرز- ایران، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی دانشگاه آزاد اسلامی واحد خرم آباد، اهواز، ایران.
- مر، ف.، اسدی، س. و فتاحی، ن.، ۱۳۹۰- زمین شیمی و زمین دماسنجی کانسار مس جیان (بوانات) زون سندج- سیرجان شمال خاور استان فارس، مجله زمین شناسی کاربردی پیشرفته دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱، ص. ۸۰ تا ۹۲.
- هزاره، م.، ۱۳۸۴- گزارش اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک در محدوده برکه ۱:۱۰۰۰۰۰ بروجرد، مهندسین مشاور کان ایران.

References

- Aghanabati, S. A., 2004- Geology of Iran-Geological and mineral exploration of survey of Iran, p.586.
- Ahmadi Khalaji, A., Esmaily, D., Valizadeh, M. V. & Rahimpour-Bonab, H., 2007- Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 29, 859–877.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: newdata and interpretations. *Tectonophysics*. 229 (x), 211–238.
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its pro foreland evolution. *American Journal of Science* 304, 1–20.
- Aliyari, F., Rastad, E. & Mohajjel, M., 2012- Gold deposits in the Sanandaj-Sirjan zone: orogenic gold deposits or intrusion-related gold systems? *Resource Geology* 62(3), 296-315.
- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. & Babaei, A., 2007- Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 474–489.
- Barragan, R., Geist, D., Hall, M., Larson, P. & Kurz, M., 1998- Subduction controls on the composition of lavas from the Ecuadorian Andes. *Earth Planet Scientific Letters* 154: 153–166.
- Boynton, W. V., 1984- Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier Amsterdam 63–114.
- Chen, D., Qing, H., Yan, X. & Li, H., 2006- Hydrothermal venting and basin evolution (Devonian, South China): constraints from rare earth element geochemistry of chert. *Sedimentary Geology* 183(3-4), 203–216.
- Davis, J. F., Prevec, S. A., Whitehead, R. E. & Jackson, S. E., 1998- Variations in REE and Sr-isotope chemistry of carbonate gangue, Castellanos Zn–Pb deposit Cuba, *Chemical Geology*, 144, 99-119.
- Davoudian, A. R., Genser, J., Dachs, E. & Shabanian, N., 2008- Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, *Mineralogy and Petrology*, 92, 393–413.
- Ehya, F., 2012- Variation of mineralizing fluids and fractionation of REE during the emplacement of the vein-type fluorite deposit at Bozijan, Markazi Province, Iran. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 93–106.
- Elderfield, H. & Greaves, M. J., 1982- The rare earth elements in seawater. *Nature* 296, 214–219.
- Esna-Ashari, A., Tiepolo, M., Valizade, M. V. & Hassanzadeh, J., 2012- Geochemistry and Zircon U-Pb geochronology of Aligudarz granitoid complex, Snandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Science* 43, 11-22.
- Fan, W. M., Gue, F., Wang, Y. J. & Lin, G., 2003- Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 121: 115-135.
- Fernandes, N. A. & Gleeson, S. A., 2010- A field, petrographic and preliminary S isotopic study of the Walt and Tyralla sediment-hosted barite occurrences (105O/7), and associated Ba-Zn-Pb mineralization, MacMillan Pass district, Yukon. *Yukon Geological Survey*, p. 89-99.
- Fleischer, M., 1969- The lanthanide elements in fluorite. *Indian Mineralogist* 10, 36–39.
- Floyd, P. A. & Winchester, J. A., 1975- Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Plan. Sci. Let.* 27: 211–218.
- Ganzeyev, A. A. & Satskov, Y. P., 1976- REE in fluorite of different origin, *Geochemistry international* 73, 51-56.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2005- A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26 , 683–693.
- Gill, R., 2010- *Igneous rocks and processes*, Wiley-Black Well.

- Guichard, F., Church, T. M., Treuil, M. & Jaffrezic, H., 1979- Rare earths in barites: distribution and effects on aqueous partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 49(7), 983–997.
- Jiang, S. Y., Chen, Q. Y., Ling, H. F., Yang, J. H., Feng, H. Z. & Ni, P., 2006- Trace and rare earth element geochemistry and Pb–Pb dating of black shales and intercalated Ni–Mo–PGE–Au sulfide ores in Lower Cambrian strata, Yangtze Platform, South China, *Miner Deposita*, 41, 453–467.
- Jiang, S. Y., Zhai, K. D., Li, L., Ling, H. F. & Zhu, M. Y., 2007- Highly metalliferous carbonaceous shale and Early Cambrian seawater: Comment: *Geology*, v.35, doi: 10.1130/G24437C.1.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. & McDonald, G. D., 2002- Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144: 38–56.
- Leach, D. L., Sangster, D. F., Kelly, K. D., Large, R. R., Garven, G., Allen, C. R., Gutzmer, J. & Walters, S., 2005- Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits: A Global Perspective, *Economic Geology*, 100th anniv, 561-607.
- Leach, D., Bradley, D., Huston, D., Pisarevsky, S. & Taylor, R., 2010- Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits in Earth History. *Economic Geology*, v. 105, pp. 593–625.
- Lottermoser, B. G., 1992- Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes, *ore Geology Reviews* 7 25-41.
- Ma, G., Beaudoin, G., Qi, S. & Li, Y., 2004- Geology and geochemistry of the Changba SEDEX Pb-Zn deposit, Qinling orogenic belt, China. *Mineralium Deposita*, 39: 380–395. DOI 10.1007/s00126-004-0416-1.
- Mazhari, S. A., Bea, F., Amini, S., Ghalamghash, J., Molina, J. F., Montero, M. P., Scarrow, J. & Williams, I. S., 2009- The Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj- Sirjan Zone, NW Iran: a marker of the end of the collision in the Zagros orogen. *Journal of the Geological Society* 166, 53–69.
- Moazzen, M., Moayyed, M., Modjarrad, M. & Darvishi, E., 2004- Azna granitoid as an example of syn-collision S-type granitisation in Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie-Abhandlungen* 11, 489–507.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21. 397–412.
- Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J. C., de Lamotte, D. F. & Eshraghi, S. A., 2005- The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: From thin-skinned to thick skinned tectonics. *Tectonics*, 24, 3 TC3007.
- Paropkari, A. L., Ray, D., Balaram, V., Prakash, L. S., Mirza, I. H., Satyanarayana, M., Rao, T. G. & Kaisary, S., 2010- Formation of hydrothermal deposits at Kings Triple Junction, northern Lau back-arc basin, SW Pacific: the geochemical perspectives. *Journal of Asian Earth Science* 38(3-4), 121–130.
- Rollinson, H. R., 1993- Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman scientific and technical, 252 p.
- Schaefer, M., 2002- Paleoproterozoic Mississippi valley type deposits of the ghaap group, transval super supergroup in Griqualand west, South Africa. Ph.D thesis, Rand Africans University, 367 p.
- Shahabpour, J., 2006- Economic geology. Bahonar university publication. 500p.
- Soheili, M., Jafarian, M. B. & Abdullah, M. R., 1992- Geological map of the Aligudarz area 5956. 1:100 000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and process. In: Saunders, A. D., Norry, M. J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society (London) 42 (1989) 313–345.
- Sverjensky, D. A., 1984- Europium redox equilibria in aqueous solution, *Earth Planet. Sci. Lett.* 67. 70-78.
- Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Jian, P., Xiong, X. L., Bao, Z. W., Li, C. F. & Bai, Z. H., 2006- Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu–Au mineralization. *Lithos*, 1-26.
- Wilson, M., 1989- *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London.
- Wilson, M., 2007- *Igneous petrogenesis: A global tectonic approach*. Springer.
- Winter, J. D., 2001- *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall.
- Ye, L., Cook, N. J., Ciobanu, C. L., Yuping, L., Qian, Z., Tiegeng, L., Wei, G., Yulong, Y. & Danyushevskiy, L., 2011- Trace and minor elements in sphalerite from base metal deposits in South China: A LA-ICPMS study, *Ore Geology Reviews*, 39, 188–217.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. & Vannuci, R., 1999- The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 107-122.